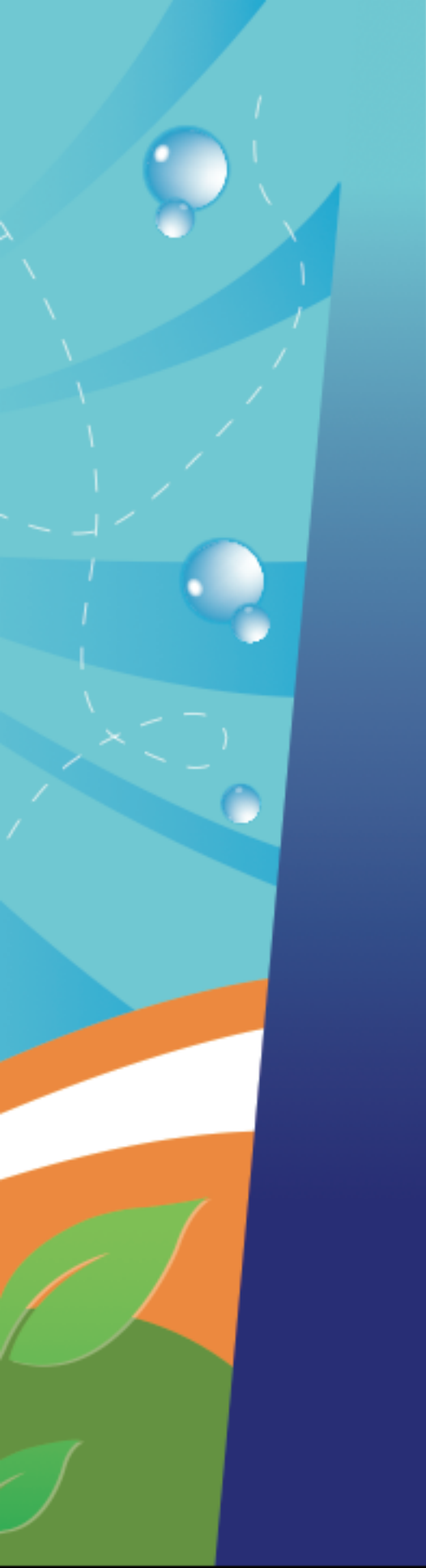




II Workshop **Clima e Recursos** **Naturais 2010**

nos Países de Língua Portuguesa
15 a 19 Novembro • Bragança • Portugal

LIVRO DE ACTAS

II Workshop
Clima e Recursos
Naturais 2010

nos Países de Língua Portuguesa
15 a 19 Novembro . Bragança . Portugal

Título: II Workshop Clima e Recursos Naturais – Bragança, Portugal - 15 a 19 de
Novembro 2010 – Livro de Actas
Editores: Tomás de Figueiredo, Luís Frölen Ribeiro, António Castro Ribeiro
Edição: Instituto Politécnico de Bragança
Impresdsão: Serviços de Imagem do IPB

ISBN: 978-972-745-114-2

Tomás de Figueiredo, Luís Frölén Ribeiro, António Castro Ribeiro (editores)

II Workshop Clima e Recursos Naturais 2010

**nos Países de Língua Portuguesa
15 a 19 Novembro . Bragança . Portugal**

LIVRO DE ACTAS



Novembro de 2010

PREFÁCIO

Neste livro são compiladas as versões escritas e revistas das comunicações apresentadas ao II Workshop em Clima e Recursos Naturais realizados entre os dias 15 e 19 de Novembro de 2010 no Instituto Politécnico de Bragança, Portugal - WSCRA2010.

Pode considerar-se que a história dos Workshops em Clima e Recursos Naturais se inicia em Bragança em Janeiro de 1999, com a realização das Jornadas Luso-Africanas sobre Clima e Aplicações co-organizadas pela Agência CRIA e pelo Instituto Politécnico de Bragança. Évora recebeu o encontro de continuidade (2003) e é em Cabo Verde (2008) que os países africanos e Brasil adoptam integralmente este evento. O seu nome é alterado para acomodar esta nova realidade "I Workshop Internacional em Clima e Recursos Naturais nos países de Língua Portuguesa".

Pretendeu a Comissão Organizadora dar um passo na consolidação desta comunhão de vontades procedendo à publicação de um Livro de Actas. Os Editores têm muito a agradecer aos membros do Corpo Editorial pelo rigor e rapidez com que responderam às solicitações da Comissão Científica deste Workshop. Em raros casos, o Corpo Editorial considerou adequado convidar especialistas para partilhar o ónus da revisão e melhor servir os interesses das comunicações.

Este livro está organizado de acordo com o o programa do WSCRA2010. Os capítulos estão identificados como as Sessões e seguem uma ordem idêntica à então seguida. A selecção dos resumos e artigos foi cuidadosamente elaborada e esperamos que tal se reflecta claramente na qualidade das apresentações e nas muitas e frutuosas reuniões e discussões entre os participantes.

O Clima é um tópico de interesse para uma vasta comunidade de investigadores de diferentes proveniências e formação. É nossa a expectativa de que, para além de manter vivo o espírito do WSCRA2010, este livro também contribua para o progresso do conhecimento neste domínio, persistindo como fonte mas também como inspiração, nos anos vindouros.

Bragança, Novembro de 2010

Os Editores

Coorpo Editorial

Editores

Tomás de Figueiredo
Luís Frölen Ribeiro
António Castro Ribeiro

Painel de Revisores Científicos

Membros da Comissão Científica do wscra2010

Adilson Wagner Gandu, Universidade de S. Paulo (USP), Brasil
Alfredo Caseiro Rocha, Universidade de Aveiro, Portugal
Ana Monteiro, Fac. Letras, Universidade do Porto, Portugal
António Castro Ribeiro, CIMO/ESA/IPB, Portugal
António Lopes, CEG/IGOT, Portugal
Carlos da Câmara, Fac. Ciências, Universidade de Lisboa, Portugal
Dionísio Afonso Gonçalves, CIMO, Portugal
Elsa Sampaio, Universidade de Évora, Portugal
Henrique Andrade, CEG/IGOT, Portugal
João Côrte – Real, ICAAM/Universidade de Évora, Portugal
José Alexandre Andrade, Universidade de Évora, Portugal
José Delgado Domingos, IST/UTL, Portugal
José Paulo de Melo e Abreu, ISA/UTL, Portugal
Luís Frolen Ribeiro, ESTiG/IPB, Portugal
Luís Santos Pereira, ISA/UTL, Portugal
Magda Lombardo, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Brasil
Maria Solange Mendonça Leite, UTAD, Portugal
Orivaldo Brunini, IAC, Brasil
Pedro Miranda, Fac. Ciências, Universidade de Lisboa, Portugal
Ricardo Sarmiento Tenório, ICAT/UFAL, Brasil
Tomás de Figueiredo, CIMO/ESA/IPB, Portugal

Membros convidados

Amílcar Teixeira, CIMO/ESA/IPB, Portugal
Anabela Martins, ESA/IPB, Portugal

Índice

Prefácio	iii
Corpo Editorial	v
Índice	vii
Alterações Climáticas, Mitigação e Adaptação	1
Perspectivas Climáticas para a América do Sul nos Próximos 20 anos	3
<i>Luiz Carlos Baldicero Molion</i>	
Contribuição da informação metadata na detecção de uma alteração climática	13
<i>Gabriela Pereira Meirelles; João Corte-Real; Solange Mendonça Leite</i>	
Alterações climáticas no nível do mar em Portugal, Cabo-Verde e São Tomé	21
<i>Joana Pereira, Alfredo Rocha</i>	
Simulações Numéricas do Ciclone Jokwe: sensibilidade à especificação da temperatura da superfície do mar	29
<i>Adilson Wagner Gandu</i>	
O turismo em Lisboa num contexto de alterações climáticas – cruzando perspectivas	37
<i>Raquel Machete, Henrique Andrade, José Couto</i>	
Urbanização, Alterações Climáticas e Problemas Ambientais	45
<i>Roseana Corrêa Grilo; Magda Adelaide Lombardo</i>	
Alterações Climáticas no regime de ondas de calor e frio simulado para Portugal, São Tomé e Cabo Verde	53
<i>Maria João Carvalho; Alfredo Rocha</i>	
Detecção Remota & Instrumentação e Gestão da Informação	61
Distribuição do tamanho de gotas de chuva na costa Leste do Nordeste do Brasil utilizando dados de disdrômetro	63
<i>Ricardo Sarmento Tenório; Moraes Marcia Cristina da S.; Kwon Byung Hyuk</i>	
Variação das características físicas de um Sistema Frontal Precipitante	75
<i>Mauricio Agostinho Antonio</i>	
Desafios e tendências na avaliação do Recurso Eólico	83
<i>Luis Frölen Ribeiro; Filipe Marques</i>	
Radar de tempo como estimador da Energia Cinética da Precipitação ajustado por Medidas Disdrométricas	91
<i>Mauricio de Agostinho Antonio</i>	
A Rede Meteorológica da Universidade Estadual Paulista (UNESP): Análise Espacial e Temporal	99
<i>Laura Melo Andrade; João Afonso Zavattini</i>	
Parâmetros Climáticos e Ocorrências Criminais	107
<i>Gerson da Silva Olivetti; Profa. Dra. Magda Adelaide Lombardo</i>	
Clima e Segurança Alimentar	113
Microzoneamento Agro-Ambiental para as Culturas da Batata Reno e Algodoeiro na República de Moçambique	115
<i>Orivaldo Brunini</i>	
Apoio ao projecto de rega num contexto de alterações climáticas.	123
<i>João Rolim; José Teixeira; João Catalão</i>	
Dinâmica das Inversões Térmicas no Alto Vale do Zêzere (Serra da Estrela, Portugal)	131
<i>Carla Mora</i>	

Clima e Segurança Alimentar

Influência da incorporação de coberturas mortas e da mobilização no comportamento térmico da camada de ar acima de um Solo Mediterrâneo Pardo	139
<i>José Andrade; Carlos Alexandre; Gottlieb Basch</i>	
Respostas fisiológicas e bioquímicas da videira num contexto de variável disponibilidade hídrica	147
<i>Igor Manuel Novais Gonçalves; José Manuel Moutinho Pereira; Carlos Manuel Correia; Aureliano Natálio Coelho Malheiro</i>	
Observação e modelação do clima em terrenos vitícolas num contexto de alterações climáticas: proposta de estudo para a região demarcada do Douro	153
<i>Mónica A. Rodrigues; Ana Monteiro; Solange Leite; Hervé Quénole</i>	
Utilização do biochar como adicionador de carbono no solo e seus efeitos químicos nas propriedades do solo, sob feijoeiro comum no Cerrado brasileiro.	159
<i>Heliton Fernandes do Carmo; Mellissa Ananias Soler da Silva; Beáta Emöke Madari</i>	
Tendências de variação dos escoamentos fluviais nas zonas de montanha do Norte de Portugal: abordagem exploratória	167
<i>Tomás de Figueiredo; Isabel Ribeiro</i>	
Modelação e Eventos Extremos	175
Tendências nos extremos de precipitação diária, em Portugal Continental	177
<i>Fátima Espírito Santo; Pedro Viterbo; M. Isabel P. de Lima; Alexandre M. Ramos</i>	
Queima sazonal de biomassa na África Austral: Efeitos na precipitação	185
<i>Genito Maure; Mark Tadross</i>	
Avaliação da eficiência do uso da água em biomas brasileiros pelo modelo de biosfera ibis.	191
<i>Emily Ane Dionizio da Silva; Suzana Maria Inácio de Carvalho; Celso Von Randow; Jorge Alberto Bustamante Becerra; Iris Amati Martins</i>	
Disponibilidade dos recursos hídricos no Sul de Portugal para cenários de alterações climáticas. Caso de estudo – bacia hidrográfica de Odivelas.	199
<i>Sandra Mourato; Maria Madalena Moreira; João Corte-Real</i>	
Estimação da influência antrópica no campo térmico de Lisboa; uma tentativa de modelação estatística	207
<i>Henrique Andrade; Maria-João Alcoforado; Paulo Canário</i>	
A excepcionalidade climática e anomalias pluviométricas na região sudeste do Brasil, no ano de 2009	215
<i>Magda Adelaide Lombardo; Carlo Burigo</i>	
Simulação do impacto da albufeira de Alqueva nas condições atmosféricas da região	221
<i>João Carlos Teixeira; Alfredo Rocha; João Sousa</i>	
Contribuição para a análise da distribuição das descargas eléctricas nuvem-solo na Península Ibérica	229
<i>Solange Leite; João Santos^a Fernando de Pablo; Luís Rivas; Clemente Tomás; Eulógio Garcia; Marcelo Fragoso; Equipa RAIDEN</i>	
Vulnerabilidade urbana ao calor extremo: o caso de Lisboa	237
<i>Henrique Andrade; Helena Nogueira, Paulo Canário; Liliane Moraes</i>	
Avaliação da concentração diária da precipitação em Portugal Continental e no arquipélago de Cabo Verde	245
<i>Marcelo Fragoso; Ezequiel Correia; Mónica Santos</i>	

Modelação e Eventos Extremos

Episódios de ventos fortes na região de Lisboa: classificação de tipos de circulação e caracterização de um caso de estudo notável	251
<i>Marcelo Fragoso; António Lopes; Pedro Tildes Gomes</i>	
Análise de Eventos Extremos no Alentejo	259
<i>Elsa Sampaio, Madalena Moreira, João Corte-Real, Ana Martelo</i>	
Clima e Carbono & Clima e Recursos Energéticos	263
Comportamento fisiológico de clone de Eucalyptus à variação da radiação fotossinteticamente ativa	265
<i>Raquel Couto Evangelista Baesso; Murilo Mesquita Beasso; Aristides Ribeiro; Fernando Palha Leite; Mariana Gonçalves dos Reis</i>	
Perda de carbono orgânico por erosão hídrica em povoamentos florestais recém instalados	273
<i>Felícia Fonseca; Tomás de Figueiredo; Afonso Martins</i>	
Fogos Florestais: Risco de Incêndio e Monitorização Diária	281
<i>Lourdes Bugalho; Luís Pessanha</i>	
O Ciclo da Energética da Atmosfera: estimativas obtidas das reanálises do NCEP e ECMWF	289
<i>Carlos Marques; Alfredo Rocha; João Corte-Real</i>	
Metodologias de análise do potencial eólico na região de Cascais	297
<i>António Lopes; Marcelo Fragoso; João Madeira; Bruno Meneses; Luís Faria; Marcus Reuter</i>	
Reconhecimento do potencial para produção hidro-eléctrica distribuída: nota metodológica	307
<i>Tomás de Figueiredo; Fernando M. Pereira</i>	
Poluição Atmosférica, Desenvolvimento e Saúde	315
Brisas marítimas estivais e sua influência nos padrões térmicos e no conforto humano no Funchal (Madeira)	317
<i>António Lopes; Sérgio Lopes</i>	
O impacto das alterações climáticas nos níveis de ozono em Portugal	327
<i>Anabela Carvalho; Ana Isabel Miranda; Carlos Borrego</i>	
Análise de excedências e modelação do ozono troposférico em Portugal	335
<i>João Sousa</i>	
Modelação estatística da relação entre mortalidade e condições atmosféricas na Área Metropolitana de Lisboa	343
<i>Paulo Canário; Henrique Andrade;</i>	
Comportamento climático e saúde: ocorrência de internação por pneumonias na cidade de Rio Claro – SP	351
<i>Renata Romera Natalino; Magda Adelaide Lombardo</i>	
Estrutura genética do vector de malária <i>Anopheles atroparvus</i> em Portugal: implicações num contexto de aquecimento global	357
<i>Patrícia Salgueiro; Carla A. Sousa; José Vicente; Virgílio do Rosário; João Pinto</i>	
A informação climática disponibilizada pelas agências e operadores turísticos	363
<i>José Couto; António Lopes</i>	

Poluição Atmosférica, Desenvolvimento e Saúde

Clima, saúde humana e equilíbrio físico: uma perspectiva actual 371

Solange Leite; João Santos; Margarida Marques; Ronaldo Gabriel; Helena Moreira; Luís Quaresma; António Serôdio; Elisa Gomes; Luís Sousa; Ana Alencão; Eduardo Rosa

Padrões de Variação Temporal de Temperatura do Ar e Ozono Superficial na Cidade de Bragança, Portugal 379

Manuel Feliciano, António Ribeiro, Filipe Rodrigues

Oceanografia 389

Avaliação genética dos stocks naturais do ouriço de mar comestível *Paracentrotus lividus* (Echinoidea): estão ameaçadas as populações? 391

Isabel Calderón; Cruz Palacín; Albert Corbacho; Silvia Brusciotti; Lucía Pita; Xavier Turon

Alterações Climáticas, Mitigação e Adaptação

Perspectivas climáticas para América do Sul nos próximos 20 anos

Luiz Carlos Baldicero Molion

Instituto de Ciências Atmosféricas, UFAL, Maceió, Alagoas. Email: molion@radar.ufal.br

Resumo

Dados observados e de Reanálises (NCEP/NCAR) foram utilizados para estudar a variabilidade dos climas do Brasil no período 1948-2007, e antever sua evolução futura, associadas a uma oscilação interdecadal da temperatura superficial do Pacífico (ODP). Os resultados das análises indicaram que os totais pluviométricos de algumas partes do País, em particular no sudeste da Amazônia, Centro-Oeste e o Sul, apresentaram coeficientes de correlação variando de 0,5 a 0,8 com a ODP, a um nível de confiança maior que 99,5%, e que, na fase fria da ODP (1947-1976), esses totais foram entre 10% e 30% inferiores aos de sua fase quente recente (1977-1998). Foi verificado um incremento médio de cerca de 28% nas cotas do Rio Paraná, em Corrientes, da fase fria para a quente, em parte devido ao aumento de precipitação nessa última fase. Em adição, na fase fria, as médias das temperaturas mínimas foram até 1°C mais baixas no período de junho a agosto, e até 2°C mais baixas nos meses de outubro e novembro, em seis localidades gaúchas. Observações recentes indicaram que a ODP já entrou em uma nova fase fria e é possível que o clima das próximas duas décadas venha a ser semelhante ao de sua fase fria anterior. Propôs-se que resultados de estudos diagnósticos regionais e cenários climáticos de sua fase fria, sejam utilizados como guias para prognósticos climáticos até o ano 2030, com o objetivo de dar suporte a um melhor planejamento das atividades humanas e contribuir para o bem-estar da Sociedade.

Abstract

Observed and Reanalysis (NCAR/NCEP) data sets were used to analyze the Brazilian regional climates variability in the period 1948-2007 and to assess their future evolution, associated with a Pacific inter-decadal sea surface temperature oscillation (PDO). The results indicated that the rainfall totals of some parts of Brazil, particularly in southeastern Amazon, Middle-Western and Southern Brazil, were highly correlated with PDO, with correlation coefficient ranging from 0.5 to 0.8 at a confidence level higher than 99.5%. The rainfall totals of PDO cold phase (1947-1976) were, in general, 10% to 30% smaller than the ones observed during its warm phase (1977-1998). The Parana River mean level, at Corrientes, increased about 28% in the warm phase as compared to the cold phase one, partially due to increased rainfall over its basin. The mean minimum temperatures, observed in six cities of Rio Grande do Sul State, were up to 1°C cooler during June-August period and up to 2°C cooler in October and November during the cold phase. Pacific monitoring network indicated that PDO has entered a new cold phase already. Thus, it is possible that the climate of the next two decades be similar to the one of the previous cold phase. It was proposed that the results of regional climate diagnostic studies and climate scenarios of the cold phase serve as a guide for climate forecasting til year 2030, aiming at a better planning of human activities and the consequent Society's welfare.

1. Introdução

O planejamento das atividades humanas, particularmente agricultura e geração de energia elétrica, bem como a defesa civil, requerem uma antevisão da tendência do clima com intervalos de tempo suficientemente amplos, de 10 a 20 anos de antecedência, para que

seus resultados possam ser aproveitáveis. Os métodos existentes que permitem essa antevisão são basicamente de duas classes. Os métodos estatísticos, alguns sofisticados, que identificam possíveis ciclos, ou periodicidades, nas séries temporais longas de dados observados, filtrados ou não, e os projetam para o futuro. Esses métodos são baseados na hipótese de estacionaridade das séries de dados e, portanto, sofrem de uma limitação severa que é o fato de não levarem em conta a variabilidade natural do clima, resultante de complexas interações entre os processos físicos diretos e de realimentação (“feedback”) que o produzem. Um exemplo é o ajuste polinomial aos dados de totais pluviométricos de nove estações do Centro-Oeste da Argentina no período 1900-1998, descrito por Compagnucci et al (2002). O polinômio de 7 termos foi elaborado com dados até 1976, apresentando um ajuste excelente. Porém, quando testado com os dados mais recentes, entre 1977-1998, os prognósticos divergiram das observações. Outra classe é os modelos de simulação do clima global (MCG) que, embora baseados em equações da Dinâmica e da Termodinâmica dependentes da variável tempo, são limitados, pois ainda não representam os processos físicos diretos e de “feedback” adequadamente. Dentre muitos problemas apresentados pelos MCGs está a representação dos processos físicos com escala espacial inferior a da grade tridimensional dos MCGs, como formação-desenvolvimento de nuvens e precipitação, transportes verticais turbulentos de calor e de umidade dentro e para fora da camada limite planetária, transporte de calor pelas correntes marinhas, que precisam ser parametrizados, ou seja, representados por algoritmos matemáticos empíricos que, assume-se, descrevam a Física dos processos satisfatoriamente. Tais algoritmos, entretanto, são baseados no atual conhecimento científico e devem ser considerados aproximações simples ou “as melhores estimativas possíveis” desses processos. Os MCGs são usados atualmente para prognosticar o clima por 3 a 6 meses de antecedência. Uma das técnicas é utilizar um único modelo, com o qual se faz um conjunto de integrações no tempo, ou “previsões” (membros do modelo), com condições iniciais ligeiramente distintas e, posteriormente, submete-se o conjunto de previsões a um tratamento estatístico, gerando probabilidades de ocorrência de uma determinada situação climática. Outra técnica é utilizar modelos distintos para gerarem conjuntos de previsões, submetidos a um tratamento estatístico posterior. Essa técnica é interessante, pois há modelos que “acertam” mais freqüentemente as previsões em certas áreas do globo, porém erram em outras. Assim, a ponderação de suas previsões, levando em conta as áreas de maior acerto, pode melhorar a previsão climática para uma dada região. Mas, como foi dito, são limitados a uma ou duas estações do ano, suficientes para prognosticar por uma safra agrícola, e não permitem a antevisão exigida para o planejamento das atividades humanas e a defesa civil.

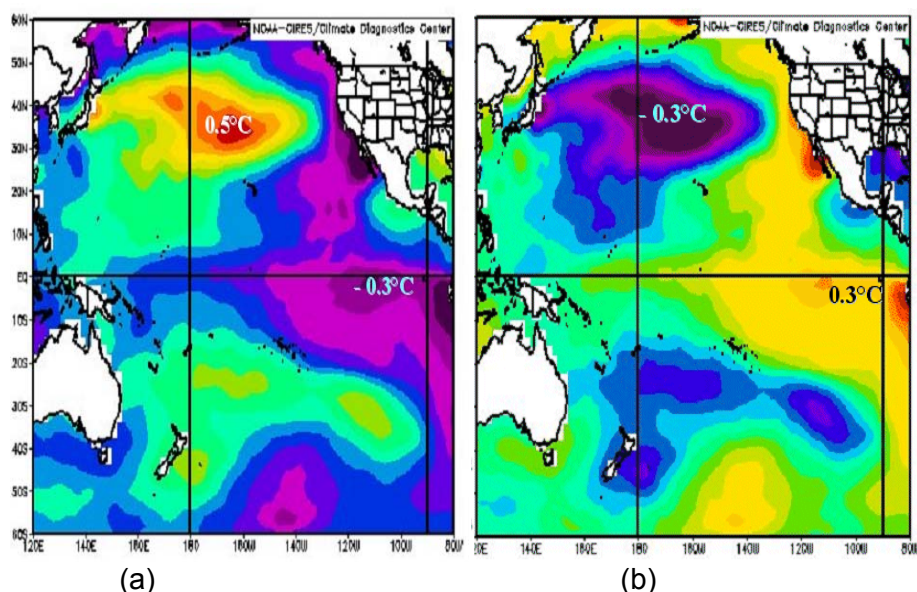


Figura 1. Oscilação Decadal do Pacífico (a) fase fria e (b) fase quente

A proposta que se faz aqui é a utilização de uma técnica combinada que consiste em utilizar o conhecimento existente da climatologia de fenômenos de baixa frequência que ocorrem no sistema climático, ou seja, de duração multidecadal, e associá-lo a análises regionais, elaboradas com métodos estatísticos ou MCGs, para se fazerem prognósticos climáticos. Esses prognósticos devem ser atualizados à medida que novos dados globais se tornem disponíveis. Um fenômeno que apresenta essas características é a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), descrita por Mantua et al. (1997) como sendo um evento El Niño-Oscilação Sul (ENOS) – sendo o El Niño a fase quente do ENOS e La Niña sua fase fria - de grande duração. Enquanto as fases do ENOS têm uma duração média de 6 a 18 meses por fase, totalizando cerca de 3 a 4 anos por ciclo completo, a ODP apresenta um ciclo de 50 a 60 anos, com duração de 25 a 30 anos por cada fase. A fase fria da ODP é caracterizada por uma configuração de temperaturas da superfície (TSM) com anomalias negativas (águas mais frias) no Pacífico Tropical e ao longo da costa das Américas e anomalias positivas nos extratropicais, enquanto sua fase quente apresenta configuração oposta (Figura 1).

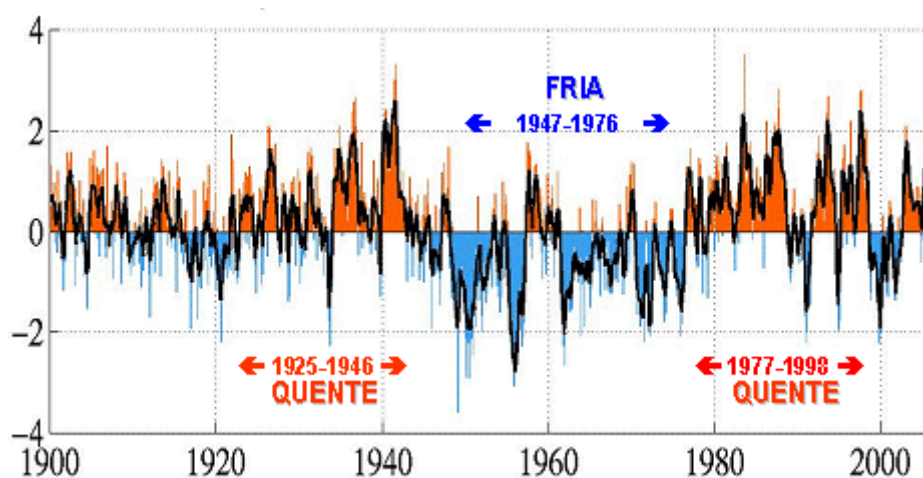


Figura 2. Série temporal do Índice de ODP (adaptada de Mantua et al, 1997)

A reconstrução dos dados de TSM do Pacífico no Século XX (Figura 2) mostrou que a ODP apresentou pelo menos duas fases quentes distintas, uma entre aproximadamente 1925-1946 e outra entre 1977 e 1998, e uma fase fria entre 1947 e 1976. Considerando que a atmosfera é aquecida por baixo, ou seja, em contato com a superfície terrestre, que o Pacífico ocupa 35% da superfície, e, ainda, o longo tempo de duração de cada fase da ODP, essas oscilações devem impor um sinal no clima global que seja detectável nas análises. A hipótese utilizada é que o Pacífico, e sua ODP, sejam um dos principais controladores climáticos internos do sistema climático na escala inter-decadal e que essa oscilação explique parte significativa da variabilidade climática observada nos últimos 100 anos.

Neste trabalho, elaboraram-se análises dos climas brasileiros para se estabelecer sua possível ligação com a ODP. Considerando a situação climática global dos últimos 10 anos (1999-2008), sugeriu-se que seus resultados sejam utilizados para se ter a visão futura do clima, requerida para o planejamento de longo prazo das atividades humanas.

2. Dados e metodologia

Uma grande dificuldade para se realizarem estudos climáticos de prazo longo, é a existência de séries temporais longas de variáveis meteorológicas e hidrológicas observadas, não disponíveis ou inacessíveis em muitas partes do Planeta. Assim, o conjunto de dados de Reanálises do NCEP/NCAR (Kalnay et al, 1996), no período 1948 a 2007, embora apresente limitações, torna-se uma fonte atraente para análises de variabilidade temporal e

espacial do clima. Esses dados, em pontos de grade espaçados de $2,5^\circ$ de latitude por $2,5^\circ$ de longitude, foram utilizados para análises preliminares que tiveram o objetivo de identificar regiões brasileiras em que a variabilidade climática interdecadal tivesse sido mais expressiva ou aparente, e incluíram variáveis, como precipitação, componentes zonal e meridional do vento e TSM, existentes no saite do Earth System Research Laboratory, Physical Science Division, National Oceanic and Atmospheric Administration (ESRL/PSD/NOAA). Em particular, os conjuntos de dados de temperatura e de precipitação, elaborados pela Universidade de Delaware (UDEL), são dados observados no período 1950-1999 e que foram dispostos em pontos de grade espaçados de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Dados adicionais de precipitação e de vazão, ou de nível de rio, foram extraídos do saite da Hidroweb, Agência Nacional de Águas (ANA/BRASIL). As estações selecionadas cobrem um período mínimo de 50 anos. Os dados de temperatura do ar observados para 6 localidades do Estado do Rio Grande do Sul (Bagé, Passo Fundo, Pelotas, Santa Maria, São Borja e São Luis Gonzaga), cobrindo o período 1913-1998, foram cedidos gentilmente pela Fundação Estadual de Pesquisas Agropecuárias (FEPAGRO/RS).

Quanto aos índices climáticos existentes no saite do ESRL, optou-se por utilizar apenas o IOS e ODP, descritos a seguir. A Oscilação Sul é um fenômeno atmosférico caracterizado pela alternância da pressão atmosférica entre a região do Pacífico Tropical Oriental, próximo à costa da América do Sul, e a do Pacífico Tropical Ocidental, uma região conhecida com a “piscina de água quente”, próxima à Indonésia e Norte da Austrália. É um dos principais exemplos de interação oceano-atmosfera, pois, de maneira geral, quando as anomalias de TSM do Pacífico Oriental estão positivas (El Niño), nota-se um abaixamento da pressão atmosférica local e seu concomitante aumento no Pacífico Ocidental, e vice-versa. As variações do campo de pressão, por sua vez, condicionam os ventos e o transporte de umidade. O sinal da Oscilação Sul é identificado por um índice (IOS) que, em geral, é negativo durante os eventos El Niño e positivo durante os eventos La Niña. Seu valor numérico aumenta, em módulo, com a intensidade dos eventos. Existem pelo menos três maneiras de se calcular esse índice, e o que consta no saite do ESRL é baseado no método descrito por Ropelewski e Jones em 1987. Já, os índices de ODP, também obtidos no mesmo saite (Figura 2), são a primeira componente da análise de componentes principais das anomalias de TSM do Oceano Pacífico ao norte de 20°N , tomando o cuidado para remover os possíveis sinais de aquecimento global que, eventualmente, possam estar contaminando os dados. Foram geradas séries de desvios padronizados das variáveis utilizadas com a finalidade de correlacioná-las com os índices climáticos. As correlações foram elaboradas com os aplicativos existentes no próprio saite.

3. Resultados

Com relação ao clima global, observou-se a curiosa coincidência entre as fases da ODP (Figura 2) e as anomalias da temperatura média global dos últimos 150 anos (Figura 3), elaboradas por Jones et al. (1999). Nessa Figura, vê-se que os dois períodos de aquecimento global, 1925-1946 e 1977-1998, coincidem com as respectivas fases quentes da ODP, enquanto o resfriamento global no período 1947-1976, não explicado pelos defensores do aquecimento global antropogênico, correspondeu a sua fase fria. Outra conclusão importante é que a frequência de eventos El Niño (La Niña) foi maior durante a fase quente (fria) da ODP (Molion, 2005). Esse aspecto, por si só, já caracterizaria uma mudança climática, pois é aceito, de maneira geral, que os eventos El Niño tendam a produzir excesso de chuvas e inundações nas regiões Sul e Sudeste e secas na Amazônia e Nordeste, enquanto ocorreria o contrário com os eventos La Niña. Entretanto, Siqueira et al (2006) mostraram que essa última afirmação é questionável, pois suas análises indicaram que os eventos La Niña da fase fria da ODP produziram anos com precipitações abaixo da média de longo prazo para o País de maneira geral.

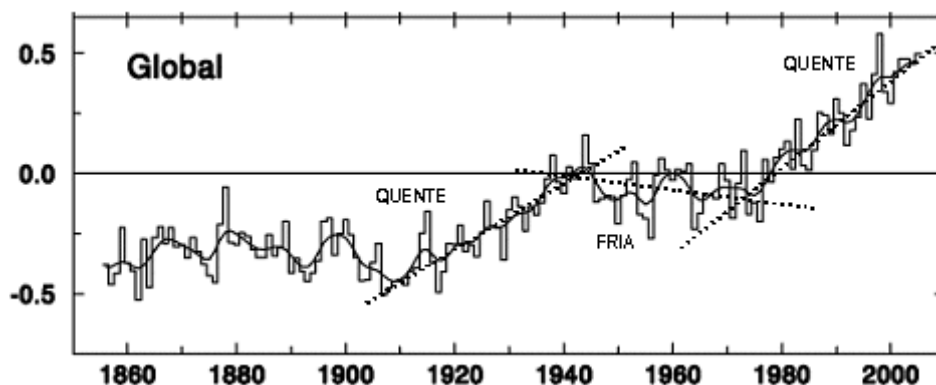


Figura 3. Desvios anuais da temperatura do ar média global e as fases da ODP (adaptada de Jones et al, 1999)

A correlação espacial entre a precipitação UDEL e o IOS para o período outubro a março, 1950-1999, foi mostrada na Figura 4, onde estão representadas isolinhas de coeficientes de correlação. Na Figura 4a, a correlação entre o IOS e a precipitação foi simultânea. De maneira geral, observaram-se configurações opostas, com coeficientes de correlação positivos no Norte e Nordeste e negativos no Sul e Sudeste, excedendo 0,8 em módulo em algumas localidades, com nível de confiança superior a 99,5%. Para IOS positivos - geralmente associados aos eventos La Niña - chove acima (abaixo) da média localmente se os coeficientes de correlação forem positivos (negativos). O inverso ocorre para os IOS negativos (El Niño). Na Figura 4b, apresentou-se a correlação entre precipitação observada e IOS adiantado de 6 meses, ou seja, IOS do período abril-setembro. Note-se que os coeficientes de correlação foram superiores a 0,7 em módulo para algumas localidades, com nível de confiança superior a 99,5%. Isso sugere que o IOS possa ser usado como previsor da estação chuvosa para períodos de antecedência relativamente curtos, que englobe uma safra agrícola, por exemplo. Porém, algumas localidades, particularmente partes do Nordeste e do Centro-Oeste (cor branco), apresentaram coeficientes de correlação baixos, sugerindo que a parcela da precipitação local, explicada pelo IOS, seja relativamente pequena, embora estatisticamente significativa.

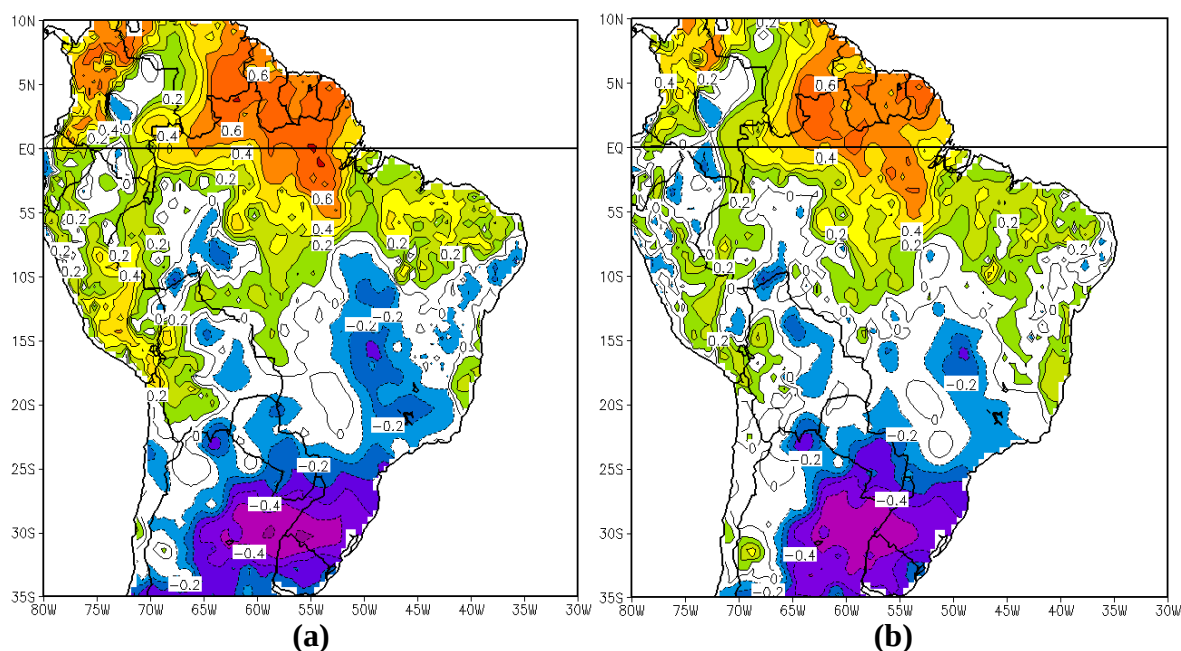


Figura 4. Isolinhas de coeficientes de correlação entre a média de precipitação observada (UDEL) para outubro-março e os índices de IOS (a) simultânea e (b) IOS adiantado de 6 meses, período 1950-1999 (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA)

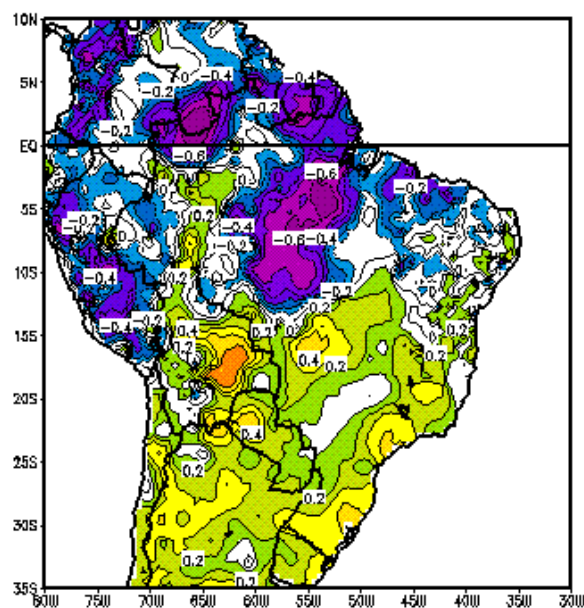


Figura 5. Isolinhas de coeficientes de correlação entre a média anual da precipitação observada (UDEL) e os índices de ODP, para o período 1950-1999 (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA)

Para a visão de prazo mais longo, foi elaborada a correlação espacial entre a média anual da precipitação e os índices anuais de ODP para identificar quais regiões brasileiras responderiam a essa oscilação de baixa frequência. É muito provável que a resposta não seja direta e sim que a ODP altere remotamente (teleconexões), tanto em intensidade como em localização, as estruturas da circulação geral da atmosfera e seus respectivos campos de pressão atmosférica, de vento e de convergência do fluxo de umidade, relacionados a fenômenos atmosféricos causadores de precipitação sobre o território nacional, como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS) e Alta da Bolívia, por exemplo. Na Figura 5, observa-se que os coeficientes de correlação foram negativos, superiores a 0,8 em módulo, para áreas do noroeste e centro-leste da Amazônia Brasileira e foram positivos e superiores a 0,4 para partes do Sul e Sudeste (litoral) e Centro-Oeste. Partes da Bolívia e Paraguai, correspondentes às cabeceiras da Bacia do Rio Paraguai, apresentaram coeficientes positivos e superiores a 0,7. Esses coeficientes são estatisticamente significativos a um nível superior a 99,5%. Se os coeficientes de correlação forem positivos significa que, na fase quente, com os índices de ODP positivos, chove acima da média relativa ao período dos dados. Exemplificando, a região aproximadamente entre os paralelos 55°W-60°W e ao norte de 12°S, que engloba a Bacia do Rio Xingú e parte do Tapajós, apresentaram diferenças superiores a 400 mm, acumulados no período outubro-março (Figura 6b), entre as duas fases.

Nas Figuras 6a e 6b foram retratados os desvios (cm/mês) de precipitação média da fase fria (1947-1976) com relação à média do período de observações (1950-1999) e a diferença dos totais pluviométricos médios de outubro a março entre a fase quente e a fase fria, respectivamente. Na Figura 6a, nota-se que os desvios positivos (cor azul) e negativos (cor amarelo) coincidem com áreas em que os coeficientes de correlação foram maiores em módulo (Figura 5). Algumas áreas (cor azul escuro na Figura 6b) da Bolívia e Paraguai, por exemplo, apresentaram diferenças entre 200mm e 400mm para o período outubro-março.

As flutuações do nível do Rio Paraguai (Figura 7) também mostraram sua relação com a ODP, com cotas baixas no período 1947-1976 (fase fria) e altas no período 1977-1998 (fase quente). Clarke et al (2003) analisaram os dados de vazão de 20 postos e de precipitação de 36 postos, localizados na bacia do Rio Paraguai, em território brasileiro, bem como uma série de 95 anos de dados de nível desse rio, em Ladário, e mostraram que a bacia apresentou um regime hidrológico distinto a partir de meados dos anos 1970, com aumento

significativo das cotas. Segundo os autores, uma explicação para o incremento das cotas, observadas a partir de 1970, foi o aumento da precipitação, ocorrido na bacia.

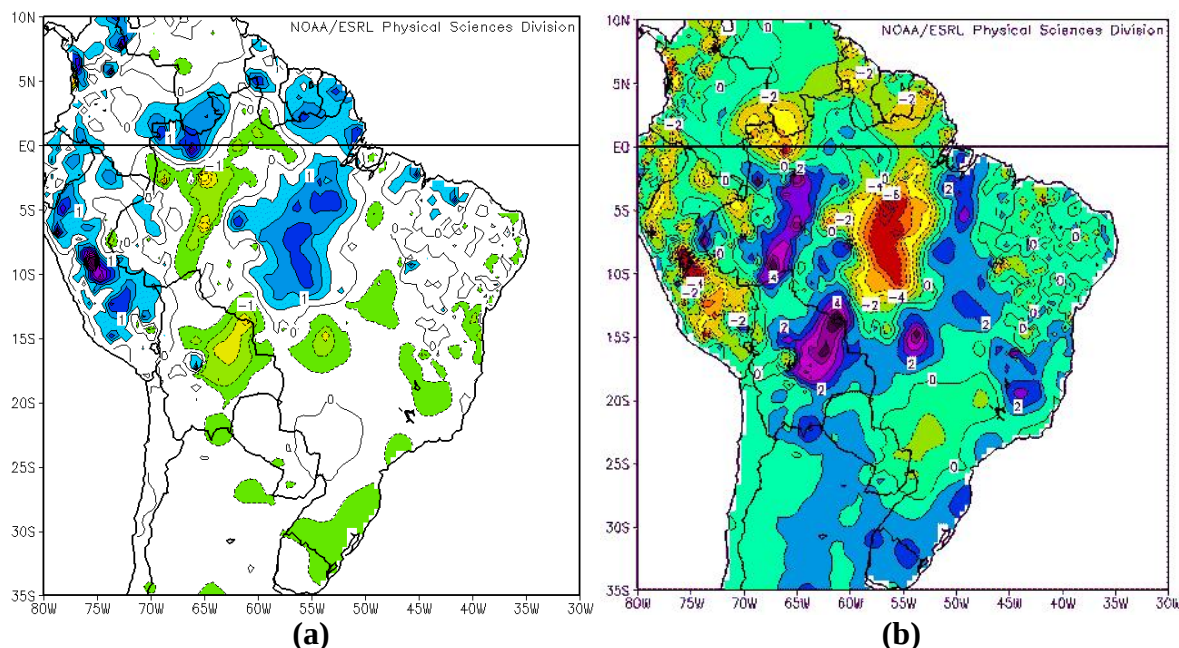
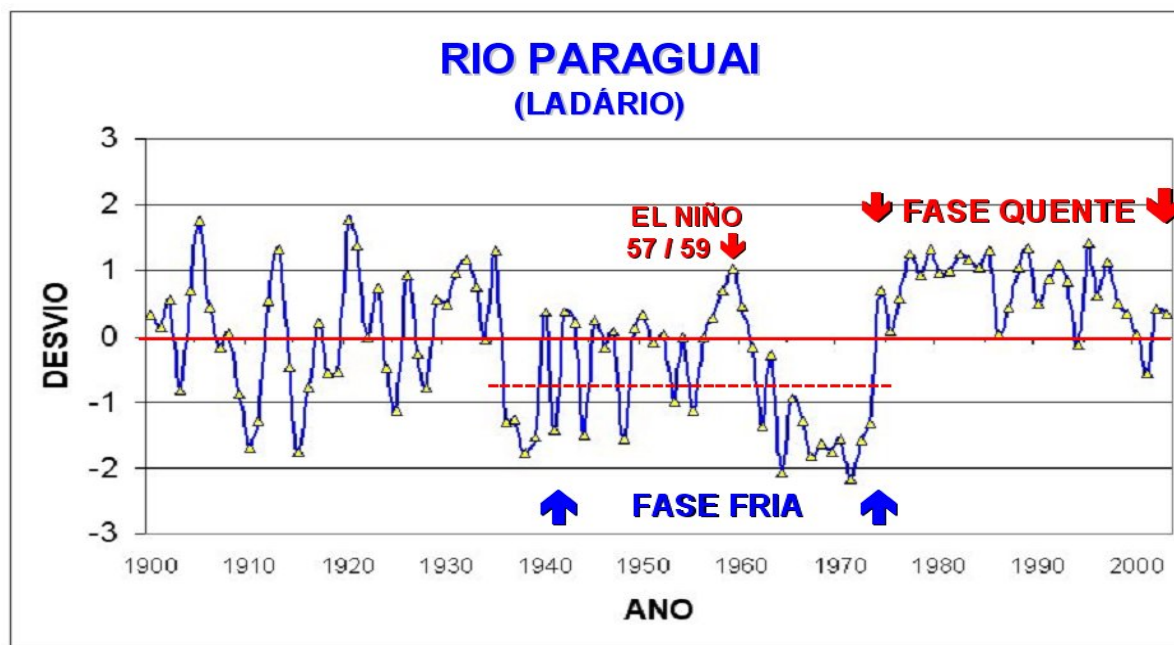


Figura 6. Desvios de precipitação observada UDEL (cm/mês) para (a) fase fria (1950-1976) com relação à média do período (1950-1999) e (b) para fase quente menos fase fria da ODP para o período outubro-março. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA)



FONTE DE DADOS: HIDROWEB / ANA

Figura 7. Desvios padronizados do nível do Rio Paraguai, em Ladário.

A análise mais detalhada dos dados de precipitação diária de dois postos pluviométricos, com séries relativamente completas, revelou que, quando as cotas do rio estiveram baixas, no período anterior a 1970, as estiagens (dias consecutivos sem chuva) foram mais longas e que, nos dias de chuva, a precipitação média foi inferior ao período pós-1970. Por sua vez, Tucci (2002) notou que as vazões do Rio Paranapanema, em Rosana, e as do Rio Paraná, em Corrientes, sofreram incrementos de 46,2% e 27,8%, respectivamente, após o início dos

anos 1970. O autor atribuiu parte desses incrementos ao aumento de 15% a 17% nos totais pluviométricos sobre as bacias. Berlato (2007) analisou os desvios dos totais pluviométricos das 6 localidades gaúchas mencionadas, com relação à média do período 1913- 2001, e concluiu que, em geral, foram positivos durante as fases quentes e negativos durante a fase fria. Na Argentina, Barros et al (1996) analisaram dados de 8 postos e mostraram que os totais pluviométricos médios anuais aumentaram de cerca de 850 mm/ano para 1150 mm/ano (aumento de 35%) a partir do início dos anos 1950. Esses autores atribuíram essa tendência positiva à redução do gradiente meridional de temperatura em cerca de 1,5°C. Mencionaram, também, que o centro da Alta Subtropical do Atlântico Sul se deslocou 5° de latitude para o sul de sua posição anterior a 1976.

Um fato digno de nota é que Nordemann (1998) aplicou análise espectral dinâmica à mesma série de níveis do Rio Paraguai, em Ladário, e mostrou que o regime de cotas desse rio apresentou um ciclo de $28,4 \pm 0,77$ anos, muito próximo ao dos períodos das fases fria e quente da ODP (25 a 30 anos). O autor aventou a possibilidade de uma nova mudança de regime em princípios do Século XXI. Concluiu-se, portanto, a ODP parece ter uma relação sensível com os processos hidrológicos de algumas das bacias do Norte-Centro, do Sul e Sudeste, explicando sua variabilidade, pelo menos em parte. Ou seja, as precipitações e vazões aumentaram na fase quente ODP (1977-1998) e diminuíram em sua fase fria (1947-1976). Uma possível causa física para a redução de totais pluviométricos na fase fria é a redução da convergência do fluxo de umidade sobre essas regiões. A análise das componentes zonal e meridional do vento ao nível de 850 hPa sobre a região central da América do Sul, em torno de 15°S-20°S e 50°W-55°W, mostrou que ambas se enfraqueceram durante a fase fria. De outubro a maio, os ventos de leste sofreram uma redução de cerca de 1,5 m/s, enquanto os de norte de 0,5, m/s, em média. Em adição, as TSM do Atlântico Sul estiveram 0,5°C mais baixas, em média, durante a fase fria relativas às da fase quente da ODP. Essas mudanças provocaram uma redução no transporte de umidade para a região central do continente e enfraquecimento da convergência do fluxo de umidade, com conseqüente redução de precipitação. A ZCAS também esteve posicionada mais ao norte de sua posição durante a fase quente.

Os invernos foram mais frios e ocorreram períodos frios relativamente mais longos durante a fase fria da ODP. As médias das temperaturas mínimas das 6 localidades gaúchas, para o período junho-agosto, apresentaram diferenças negativas inferiores a 1°C em módulo entre a fase fria e a quente. Em adição, os meses de outubro e novembro registraram diferenças de até 2°C nas médias das mínimas, indicando que esses meses foram mais frios durante a fase fria. Ou seja, as incursões de ar frio de origem polar foram mais freqüentes em outubro e novembro, prolongando o período de inverno na fase fria.

4. Conclusão

Na Figura 8, foram mostradas as anomalias de TSM do Pacífico para o período dos últimos 10 anos (1999-2008) com relação à fase quente da ODP. Observa-se que as configurações estão começando a se assemelhar às da última fase fria da ODP (comparar com a Figura 1a), indicando que o Pacífico já esteja em uma nova fase fria. Há, porém, um possível agravante! Contrariamente ao que ocorreu naquele período, o Sol estará entrando num período de baixa atividade, um novo mínimo do Ciclo de Gleissberg - ciclo solar cuja duração média é de 90 anos. Observações por satélites mostraram que os valores de radiação solar, no mínimo do último ciclo de 11 anos de manchas, em 2006 ($1365,3 \text{ Wm}^{-2}$),

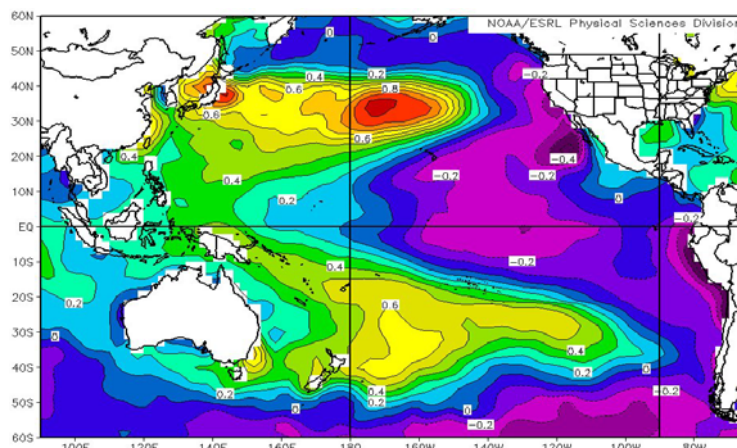


Figura 8. Anomalias da temperatura da superfície do Pacífico no período 1999-2008 (em °C), com relação à média da fase quente da ODP (1977-1998). (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA)

ficaram abaixo dos mínimos dos dois ciclos anteriores. A variação da atividade solar dos últimos 300 anos sugere que, nos próximos dois ciclos de manchas solares, ou seja, até cerca do ano 2030, a atividade solar seja comparável às primeiras duas décadas do Século XX. Portanto, com o Pacífico em uma nova fase fria e a atividade solar mais baixa, é muito provável que as condições climáticas globais entre 1947-1976 venham a se repetir qualitativamente, ou seja, um arrefecimento global nas próximas duas décadas, semelhante ao que ocorreu na fase fria anterior (ver Figura 3). E, ainda, que frequência de eventos La Niña venha a aumentar. Porém convém lembrar que os La Niña da fase fria anterior não produziram totais pluviométricos superiores à média de longo prazo na Amazônia e Nordeste, como os que ocorreram nos respectivos eventos da fase quente da ODP.

As análises do período da fase fria da ODP mostraram que, de maneira geral, as condições climáticas não foram favoráveis para o Brasil. As chuvas e vazões se reduziram em cerca de 10% a 30% em todo o País, resultando em deficiência hídrica para abastecimento de populações e geração de energia elétrica, particularmente nas Regiões Sul e Sudeste. Entretanto, a área brasileira mais afetada parece estar compreendida por partes do sudeste do Pará, norte de Tocantins, sul do Maranhão e oeste do Piauí, a região sudeste da Amazônia, que é a fronteira agrícola ou de expansão da soja e, possivelmente, futura zona canavieira. Essa região apresentou uma redução média de até cerca de 500mm por ano (decréscimo de 25%) em seus totais pluviométricos. Em adição, o Sul e Sudeste sofreram um aumento na frequência de massas de ar polar intensas (geadas fortes) nos invernos da fase fria, fato que contribuiu decisivamente para a erradicação do cultivo do café no Paraná, por exemplo. Sugere-se, portanto, que resultados de estudos diagnósticos, locais e regionais, e cenários climáticos globais obtidos da fase fria da ODP (1947-1976) sejam utilizados, ou diretamente ou como condições iniciais nos MCG, para se estimar a evolução do clima, seguramente mais confiável, nas próximas duas décadas. Por sua vez, a previsão mais confiável contribuirá para um melhor planejamento das atividades humanas, necessário para se atingir índices de desenvolvimento humano e econômico superiores aos atuais no futuro próximo.

Referências bibliográficas

- Barros, V.R.; Castañeda M.; Doyle, M. 1996. Recent precipitation trends in Southern South America to the east of the Andes: an indication of a mode of climate variability. In: Greenhouse Gas Emission under Developing Countries Point of View, L.P. Rosa and M.A. Santos (Eds) COPPE, UFRJ, Rio de Janeiro (RJ), Brazil, pp 41-67.
- Berlato, M.A., 2007. Comunicação pessoal
- Clarke, R.T.; Tucci, C.E.M.; Collischonn, W., 2003. Variabilidade temporal no regime hidrológico da Bacia do Rio Paraguai, Rev. Bras. Rec. Hidric., 8 (1).
- Compagnucci, R.H.; Agosta, E.A.; Vargas, W.M. , 2002. Climate change and quasi-oscillations in Central-West Argentina summer precipitation: main features and

- coherent behavior with Southern African region. *Climate Dynamics*, v. 18, p.421-435.
- ESRL/PSD/NOAA, 2008. Dados de Reanálises, Earth System Research Laboratory, Physical Sciences Division, NOAA, disponíveis em <http://www.cdc.noaa.gov>.
- Hidroweb, Sistema de Informações Hidrológicas, mantido pela Agência Nacional de Águas (ANA), Brasil. <http://hidroweb.ana.gov.br>
- Jones, P.D.; New, M.; Parker, D.E.; Martin S.; Rigor, I. G., 1999. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Rev. Geophys.* 37: 173-199.
- Kalnay, E. and Co-authors, 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bull. Amer.Meteor. Soc.* 77:437-471.
- Mantua, N.J.; Hare, S.R.; Zhang, Y.; Wallace, J.M.; Francis, R.C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 78, p. 1069-1079.
- Molion, L.C.B., 2005. Aquecimento global, El Niños, manchas solares, vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico. *Climanálise* 8 (agosto), disponível em: <http://www6.cptec.inpe.br/revclima/revista>
- Nordemann, D.J.R.,1998. Periodicidades, tendências e previsão a partir da análise espectral dinâmica da série dos níveis do Rio Paraguai, em Ladário (1900/1995). *Pesq. Agropec. Bras.*, N°Especial, p.1787-1790, EMBRAPA, Brasil.
- Siqueira, A.H.B, et al., 2006. Impactos do ENOS no Norte e Nordeste Brasileiros e sua relação com a Oscilação Decadal do Pacífico, *Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET*, 26 novembro a 1 dezembro, Florianópolis (SC).
- Siqueira, A . H. B; Souza, L.O; Barreto, N.J; Molion, L.C.B., 2007. Impactos da variabilidade climática no cultivo de soja no leste da Amazônia. *Anais do XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia* , SBA, 02 a 05 de julho, Aracaju (SE).
- Tucci, C.E.M., 2002. Impactos da Variabilidade Climática e do Uso do Solo nos Recursos Hídricos, 150 p., Câmara Temática de Recursos Hídricos, Agência Nacional de Águas (ANA), Brasil

Contribuição da informação metadata na detecção de uma alteração climática

G. P. Meirelles^{a b}; J. Corte-Real^c, S. M. Leite^d

^aDepartamento de Ciências Tecnológicas e Desenvolvimento, University of Azores, P. O. Box 1422, 9501-801

Ponta Delgada, Azores, Portugal, Email: fmgfspm@uac.pt

^bCEFITEC – Center of Physical and Technological Research, Department of Physics, FCT/UNL, Quinta da

Torre, 2829 – 516, Caparica, Portugal, Email: fmgfspm@uac.pt

^cInstitute of Mediterranean Agrarian Sciences, University of Évora, Mitra, P. O. Box 94, 7002-774 Évora,

Portugal, Email: jmcr@uevora.pt

^dCentre for the Research and Technology of Agro-Environment and Biological Sciences, UTAD, P. O. Box

1013, 5000-911 Vila Real, Portugal, Email: solange@utad.pt

Resumo

As observações meteorológicas no Arquipélago dos Açores consolidaram-se na 1ª metade do século XX, com a criação do Serviço Meteorológico dos Açores, iniciando-se assim, os programas de observação regular à superfície dos vários parâmetros meteorológicos. As séries históricas longas permitem a realização de investigação no domínio das alterações climáticas, nomeadamente, em termos de análise da variabilidade, extremos e tendências.

No entanto, para que não se fale de uma alteração climática quando na verdade ela não existe realmente, é necessário recorrer à informação metadata analisando os factores que podem influenciar a série histórica de uma variável climática. Numa série temporal pode ser introduzida uma perturbação ou sinal puramente casual, como no caso de transferência de localização do instrumento de medição, ou até mesmo da própria estação meteorológica. Também, podem acontecer variações graduais nos dados da série temporal devido a modificações ambientais, como a expansão de uma cidade ou a eliminação da vegetação em torno da estação meteorológica de medida. Uma alteração nestes factores altera o sinal climático, que na série temporal se manifesta por uma alteração abrupta na média da série ou, pode levar ao aparecimento de uma tendência. Os dados meteorológicos precisam ser acompanhados da informação metadata para serem representativos e auto-explicativos dos fenómenos que representam.

Uma série histórica pode apresentar uma variação climática natural, uma variação climática antropogénica ou outro tipo de sinal. Ao analisar a série histórica não é fácil distinguir se os sinais presentes ou heterogeneidades são devidos a uma alteração climática. Isto acontece porque a informação metadata das estações meteorológicas, é normalmente incompleta.

Abstract

Meteorological observations in the Archipelago of Azores consolidated during the first half of the twentieth century, when the Meteorological Service of Azores was created. It was then that the programs of regular surface observation of the different meteorological parameters began. Climate chronological series make it possible to do research in the field of climate changes, namely on what the analyses of variability, extremes and tendencies are concerned. However, to prevent one from talking about a climate change when it did not really occur, one has to resort to metadata information, analysing the factors which are capable of influencing the chronological series of a climate variable. A disturbance or a purely casual sign may be introduced into a time series, as when the measurement instrument – or even the meteorological station itself – is transferred to a different location. Gradual changes of the time series data may also occur due to environmental changes such as the expansion of a

city or the removal of vegetation around the meteorological station where the measurements are being made. A change in these factors alters the climatic sign, which in turn manifests itself in the time series by a sudden change in the series average or it may lead to the beginning of a tendency. Meteorological data need to be accompanied by metadata information in order to be representative and self-explanatory of the phenomenon they represent.

A chronological series may include a natural climate change, an anthropogenic climate change or some other sort of sign. When analysing a chronological series it is not easy to determine whether its signs or heterogeneities are due to a climate change. This happens because metadata information from meteorological stations is generally incomplete.

1. Introdução

A informação geral acerca da rede de estações meteorológicas de um país ou de uma região muitas vezes parece ser trivial e, por esta razão, não se encontram registos com os pormenores necessários. No entanto, para a metadata histórica todos os detalhes são relevantes.

A partir dos finais do século XIX, os Serviços Meteorológicos e Hidrológicos dos diferentes países, começaram a perceber a necessidade de harmonizar entre todos observações e medições, assim como regulamentar a publicação dos dados. As recomendações e as resoluções relativas a estações meteorológicas, a observações e instrumentos de medida foram discutidas e aprovadas na Conferência de Directores da Organização Meteorológica Internacional (OMI), realizada em 1879. Desde então os regulamentos e as práticas utilizadas nos processos de observação e medição, têm sido modificados e adaptados a novas circunstâncias, tendo em conta os avanços tecnológicos. O histórico de uma estação meteorológica ou de uma rede de estações meteorológicas tem grande importância na interpretação das heterogeneidades detectadas nas séries históricas.

Era reconhecida a necessidade de observações meteorológicas nos Açores, dada a posição geográfica deste Arquipélago. Entre 1901 e 1946 funcionou o Serviço Meteorológico dos Açores. Durante este período, foi possível estabelecer no Arquipélago uma rede de quatro Observatórios, destes destacamos o Observatório Príncipe Alberto do Mónaco na Ilha do Faial – estação meteorológica 506, como mostra a Figura 1.



Figura 1. Observatório Príncipe Alberto do Mónaco.

Durante o período 1899-1946, as observações meteorológicas nos Açores sofreram mudança de localização, devido à entrada em funcionamento dos Observatórios. Citando o caso verificado na Ilha do Faial, sabemos que, entre 1899 e Junho de 1915, as observações meteorológicas eram realizadas no Edifício do Governo Civil no centro da cidade da Horta. A partir de Julho de 1915, as observações passaram a ser realizadas no Observatório Príncipe Alberto do Mónaco, localizado no Monte das Moças. A mudança de localização dos instrumentos de medição é responsável pela heterogeneidade detectada nas séries temporais de temperatura da cidade da Horta para o período 1902-1932. Portanto, a metadata é efectivamente indispensável para descrever e interpretar as séries temporais de parâmetros meteorológicos.

2. Material e métodos

2.1 Dados utilizados

As séries temporais relativas ao parâmetro temperatura utilizadas neste trabalho são séries mensais observadas na cidade da Horta, Ilha do Faial – Arquipélago dos Açores, para o período 1902-1932. Nos Açores, a partir de 1901 e até Dezembro de 1911, as horas de observação eram às 9:00, 15:00 e 21:00 do tempo médio local da estação meteorológica, passando depois a fazer-se até ao final do ano de 1921, às 9:00, 15:00 e 21:00 do tempo legal dos Açores. Passava-se do tempo médio local da estação meteorológica da Horta, para o tempo legal dos Açores, subtraindo 5 minutos (Ferreira, 1945). Citando (Ferreira, 1959), para o período 1922-1930, as observações nos Açores foram realizadas às 11:00, 16:00 e 21:00 do tempo legal dos Açores. Reduz-se o tempo legal dos Açores ao tempo médio de Greenwich adicionando duas horas. Considerando agora o período posterior, 1931-1935, o horário das observações manteve-se inalterado em relação ao período 1922-1930. No Quadro 1 apresentamos as características dos locais de observação.

Quadro 1. Características do Posto e Observatório meteorológico na Ilha do Faial.

Local	Período	Coordenadas geográficas			Altura dos instrumentos acima do solo (m)				
		φ	λ	H_s	H_b	h_t	h_a	h_d	h_r
Edifício do Governo Civil (Matriz - Horta)	1899-Junho de 1915	38°31'N	28°38'W	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Observatório Príncipe Alberto do Mónaco (Monte das Moças)	Julho de 1915-1997*	38°31'N	28°38'W	60.0	62.0	1.3	16.0	15.3	1.6

(*) Funcionamento suspenso.

O Quadro 1 contempla as coordenadas geográficas do Posto e Observatório em estudo, fazendo referência à latitude geográfica (φ), à longitude geográfica referida a Greenwich (λ) e à altura da estação acima do nível do mar (H_s). O mesmo Quadro também faz referência à altura dos instrumentos acima do solo. Passamos a citar a altura da tina do barómetro acima do nível do mar (H_b), a altura do reservatório do termómetro acima do solo (h_t), a altura do anemómetro acima do solo (h_a), a altura da bandeira do catavento acima do solo (h_d), e ainda, a altura da boca do udómetro acima do solo (h_r).

Os dados de temperatura fornecidos pelo Instituto de Meteorologia incluem valores da temperatura máxima diária ($T_{\max}$) e temperatura mínima diária ($T_{\min}$). Foram calculadas as médias diárias ($\bar{T}$), identificadas à média aritmética simples de ($T_{\max}$) e ($T_{\min}$). Com estas médias diárias calcularam-se as médias mensais. Desta forma, obtiveram-se as médias mensais de temperatura para cada ano ($\bar{T}_{\text{mensal}}$). Neste estudo foi utilizada uma matriz de médias mensais de temperatura com a dimensão 31x12, perfazendo um total de 372 médias mensais de temperatura.

2.2. Metodologia

Os dados meteorológicos originais foram sujeitos a um controlo de qualidade. Neste controlo entramos com os parâmetros metadata, detecção de outliers e valores em falta. O passo seguinte foi a aplicação dos testes de homogeneização. Foram utilizados cinco testes, sendo estes, o teste de von Neumann, Desvios acumulados, Buishand, Worsley e o teste Padrão (Standard Normal Homogeneity Teste – SNHT). Consoante o número de testes que detecta

heterogeneidades numa mesma série temporal de temperatura, esta recebe a classificação de útil, duvidosa ou suspeita.

Todos os cálculos numéricos apresentados ao longo deste trabalho foram realizados com a ajuda do software AnClim, Štěpánek (2005).

2.2.1. Testes à homogeneidade das séries de temperatura

Os testes estatísticos utilizados e referenciados ao longo deste trabalho são fundamentais para a detecção de heterogeneidades nas séries temporais. As heterogeneidades podem, por exemplo, implicar alterações na média da série.

Suponhamos que queremos testar a homogeneidade da série temporal discreta, ou da sequência dada pela equação (1),

$$y = \{y_1, y_2, \dots, y_n\} \quad (1)$$

sendo que cada observação discreta y_n está associada a um instante de tempo distinto n , existindo uma relação de dependência serial entre essas observações. Vamos formular a hipótese nula (H_0) e a hipótese alternativa (H_a), do seguinte modo:

H_0 : a série temporal é homogénea

H_a : a série temporal não é homogénea

Para este tipo de testes exige-se que os valores que compõem a série temporal sejam independentes entre si, o que se verifica aproximadamente para valores médios anuais consecutivos. Por outro lado, as séries temporais que irão ser submetidas aos testes estatísticos podem apresentar desvios em relação à normalidade (Buishand, 1982).

Considerando que uma série temporal apresenta uma alteração na média de magnitude Δ após m observações, o modelo que descreve esta série temporal é dado pela equação (2),

$$E(Y_i) = \begin{cases} \mu, & \dots, i=1, \dots, m \\ \mu + \Delta, & \dots, i=m+1, \dots, n \end{cases} \quad (2)$$

em que a variável m assinala o ponto (ano) em que ocorre alteração na média. Foram seleccionados e posteriormente aplicados cinco testes de identificação de pontos de descontinuidade nas séries temporais de temperatura; são eles:

- O teste de von Neumann ("von Neumann Ratio Test"),
- Desvios acumulados ("Cumulative Deviations"),
- Teste de Buishand ("Buishand Range Test"),
- Teste de Worsley ("Worsley's Likelihood Ratio Test"),
- Teste padrão ("Standard Normal Homogeneity Test (SNHT)") para um único ponto.

Estes testes foram escolhidos, devido ao facto de, apresentarem diferentes sensibilidades na localização do ponto de mudança ou descontinuidade. Com excepção do teste de von Neumann, todos os outros fornecem informação acerca da localização provável daquele ponto. O SNHT é mais sensível em detectar descontinuidades no meio e no fim da série, enquanto, o teste de Buishand apresenta uma maior sensibilidade a heterogeneidades localizadas no meio da série (Hawkins, 1977).

No teste de von Neumann intervém a variável N . Quando a série temporal é homogénea, o valor esperado de N é 2. Se a série apresenta alterações na média, o valor de N é inferior ao valor esperado, (Buishand, 1982). Se a série temporal apresenta alterações na média de

pequena magnitude, os valores de N são superiores a dois, (Bingham & Nelson, 1981). No entanto, os valores críticos da estatística N para o teste de von Neumann, são função do comprimento n da série temporal investigada. Para os níveis de significância de 1% ou 5% e para $n \leq 50$, os valores são obtidos de (Owen, 1962).

Outro dos testes para detectar se uma série temporal é homogénea ou não, baseia-se nos desvios acumulados em relação à média histórica, (Buishand, 1982). A estatística que é sensível à detecção de heterogeneidades, foi designada por Q . Valores elevados de Q são um indicador de alteração no nível da média histórica. Os valores críticos para a estatística deste teste podem ser obtidos em (Buishand, 1982).

O teste de Buishand representa uma outra estatística que pode ser utilizada na detecção de descontinuidades numa série temporal. Esta estatística baseia-se na amplitude ou alcance (R), (Wijngaard, 2003). Buishand (1982) e Wijngaard (2003) apresentam os valores críticos para a mencionada estatística $R/\sqrt{n}$, sendo n o número de anos em estudo.

Para o teste de Worsley, Buishand (1982), afirma que, se a posição do ponto de mudança m for conhecida, o teste de Student pode ser utilizado.

O SNHT quando aplicado a uma série temporal y_i , como a descrita pela equação (1), permite concluir pela existência ou não de heterogeneidades. Alexandersson (1986) descreve a estatística $T(k)$ deste teste, na qual, é feita a comparação da média dos primeiros k anos da série, com a média dos últimos $n-k$ anos. A estatística $T(k)$ é dada por:

$$T(k) = k\bar{z}_1^2 + (n-k)\bar{z}_2^2 \quad k = 1, \dots, n \quad (3)$$

$$\bar{z}_1 = \frac{1}{k} \frac{\sum_{i=1}^k (y_i - \bar{y})}{\sigma_y} \quad \bar{z}_2 = \frac{1}{n-k} \frac{\sum_{i=k+1}^n (y_i - \bar{y})}{\sigma_y} \quad (4)$$

Na equação (4), $\bar{y}$ é a média aritmética simples da série temporal, enquanto, σ_y é o desvio padrão. Se uma alteração na média é localizada no ano K , então o valor de $T(k)$ apresenta um máximo para o ano $k = K$. Os valores de $T(k)$ podem ser representados graficamente. A estatística T_0 do teste é definida por,

$$T_0 = \max_{1 \leq k < n} T_k \quad (5)$$

A hipótese nula é rejeitada se o valor de T_0 é maior do que o valor crítico para um certo nível de confiança. O valor crítico para um determinado nível de confiança depende do comprimento n da série temporal. As séries temporais que são consideradas não homogéneas podem, ser ajustadas do ponto de vista estatístico. Para se proceder ao ajuste é necessário conhecer o ponto (ano) k , em que ocorre a alteração na média de magnitude Δ na série temporal. Conhecido o valor numérico de Δ o ajuste consiste em somar ou subtrair Δ a todos os valores da série de um determinado período temporal.

2.2.2. Classificação das séries temporais

Wijngaard (2003) estabeleceu o critério que foi adoptado neste trabalho para classificar as séries temporais em úteis, duvidosas ou suspeitas, embora, tenham sido introduzidas algumas alterações. Esta classificação surge relacionada com o número de testes que detectam heterogeneidades numa mesma série temporal. Segundo o mesmo autor, as séries são agrupadas em três classes distintas tendo por base o número de testes de homogeneidade que rejeitam a hipótese nula, para o nível de confiança de 99%. Neste estudo, ao invés de um nível de confiança de 99%, trabalhamos com um nível de 95%. As classes são designadas por:

- Classe 1 (C1): “**útil**”- um ou nenhum teste rejeita a hipótese nula para o nível de confiança de 95%.
- Classe 2 (C2): “**duvidosa**”- dois testes rejeitam a hipótese nula para o nível de confiança de 95%.
- Classe 3 (C3): “**suspeita**”- três, quatro ou cinco testes rejeitam a hipótese nula para o nível de confiança de 95%.

O referido autor apresenta também, uma interpretação qualitativa para as classes acima referidas. As séries pertencentes à Classe C3, só devem ser utilizadas em estudos posteriores em casos excepcionais, isto é, quando é plausível que a heterogeneidade realmente represente um sinal climático real.

Uma estratégia para melhorar a classificação das séries temporais consiste em recorrer à informação metadata da estação meteorológica em causa e, documentar as alterações encontradas para a média da série temporal.

3. Análise dos resultados

Do controlo de qualidade a que foram submetidos os dados originais de temperatura, concluímos que, estes não apresentavam valores em falta, e foram detectados apenas 3 outliers moderados. Estes outliers estão relacionados com as séries temporais dos meses de Setembro de 1928 e Novembro de 1910 e 1912, apresentando os valores de 19.1°C, 18.7°C e 18.6°C respectivamente.

No seguimento do trabalho, vamos aplicar os diferentes testes de detecção de heterogeneidades, às séries temporais de temperatura para a estação meteorológica em estudo no período 1902-1932. Trabalhando com um nível de confiança de 95%, e com séries temporais que apresentam um comprimento de 31 anos, o valor crítico para o teste de von Neumann é de 1.476. Então, podemos estabelecer o seguinte para a estatística deste teste:

$E(N) = 1.476$, a série temporal é homogénea

$E(N) < 1.476$, a série é não homogénea

$E(N) > 1.476$, a série temporal apresenta pequenas variações na média.

Os valores obtidos da aplicação do teste são mostrados no Quadro 2. Segundo este teste nenhuma das séries temporais é homogénea, 9 séries temporais são não homogéneas e 3 apresentam pequenas variações na média. Nos Quadros 2, 3, 4 e 5 apresentados abaixo os valores de N , $Q/\sqrt{n}$, $R/\sqrt{n}$, W e T_0 resultantes da estatística dos diferentes testes e que

estão destacados em negrito, significam que, foi excedido o valor crítico para o nível de confiança de 95%.

Analisando o Quadro 3, verificamos que, os testes Desvios Acumulados e de Buishand divergem apenas em relação à série temporal dos meses de Novembro. O primeiro teste detecta 9 séries temporais não homogéneas, enquanto o segundo teste apenas 8 séries não homogéneas.

Quadro 2. Valores da estatística do teste de von

Quadro 3. Valores máximos do teste Desvios Acumulados, do teste de Buishand e do teste de Worsley

Neumann

Séries temporais	N	Séries temporais	Ano (alteração na média)	$Q/\sqrt{n}$	$R/\sqrt{n}$	W
Janeiro	2.040	Janeiro	1916	1.044	1.203	2.179
Fevereiro	1.210	Fevereiro	1916	1.734	2.086	4.292
Março	1.000	Março	1916	1.826	1.930	4.686
Abril	0.993	Abril	1916	2.076	2.114	6.037
Maio	1.091	Maio	1916	1.900	1.929	5.034
Junho	1.332	Junho	1916	1.503	1.809	3.457
Julho	1.442	Julho	1915	1.786	2.026	4.539
Agosto	0.870	Agosto	1915	1.687	1.953	4.134
Setembro	1.385	Setembro	1915	1.368	1.690	3.058
Outubro	2.523	Outubro	1916	0.939	1.018	1.931
Novembro	1.462	Novembro	1918	1.369	1.369	3.061
Dezembro	1.760	Dezembro	1913	1.159	1.187	2.544

Continuando a analisar o Quadro 3, o teste de Worsley detecta heterogeneidades em 7 séries temporais da estação meteorológica 506.

Por último, o Quadro 4 mostra o resultado da aplicação do SNHT. Verifica-se que 9 séries temporais de temperatura da referida estação meteorológica são não homogêneas.

Quadro 4. Valores máximos do teste Padrão (SNHT)

Séries temporais	Ano (alteração na média)	T_0	Ajuste Δ (°C)
Janeiro	1916	4.361	-0.6
	1916	12.041	-0.9
Fevereiro	1930 (1917 – 1932)	7.570	1.3
Março	1916	13.358	-0.8
Abril	1916	17.263	-1.2
Maio	1916	14.457	-1.1
	1916	9.046	-1.0
Junho	1904 (1902 – 1916)	7.443	1.3
	1915	12.877	-1.3
Julho	1904 (1902 – 1915)	6.433	1.5
Agosto	1915	11.495	-1.1
Setembro	1915	7.559	-0.9
Outubro	1916	3.531	-0.5
Novembro	1918	7.568	-0.7
Dezembro	1913	5.657	-0.5

O Quadro 5 sintetiza o resultado em termos de classe, para as doze séries temporais de temperatura em estudo para o período 1902 – 1932.

Quadro 5. Representação em classes das séries temporais de temperatura da estação meteorológica 506.

Séries temporais											
Jan.	Fev.	Março	Abril	Maio	Junho	Julho	Agosto	Set.	Out.	Nov.	Dez.
C1	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C1	C3	C1

4. Conclusões

Das 12 séries temporais de médias mensais de temperatura analisadas, apenas 3 séries são classificadas de úteis. Portanto, estas séries temporais podem ser usadas em estudos de análise de tendência ou de extremos, de acordo com Wijngaard et al. (2003). Não encontramos séries temporais de médias mensais de temperatura, às quais atribuíssemos a classificação de duvidosas, mas ainda, detectamos 9 séries temporais com a classificação de suspeitas.

Continuando com o período 1902-1932, podemos associar as heterogeneidades detectadas nas séries temporais de temperatura dos meses de Julho, Agosto e Setembro do ano de 1915, e ainda, as dos meses de Janeiro, Fevereiro, Março, Abril, Maio e Junho do ano de 1916, à mudança de instalações que ocorreu em Julho de 1915, para as observações realizadas na ilha do Faial (Estação 506). Esta afirmação é feita com um nível de confiança de 95%. E portanto, ao homogeneizarmos estas séries não estamos a retirar-lhes nenhum sinal climático.

A detecção de heterogeneidades, por aplicação de mais do que um teste estatístico, revelou ser de grande utilidade, tendo os testes mostrado diferente sensibilidade à localização da descontinuidade na série temporal. Esta metodologia permite, também, na ausência ou insuficiência de informação relativa ao registo histórico das estações meteorológicas (informação metadata) obter maior confiança na utilização das séries e, eventualmente, detectar descontinuidades não identificadas pela aplicação de um só teste estatístico.

Referências bibliográficas

- Alexandersson, H., 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *International Journal of Climatology*, 6: n.º 6, 661-675.
- Buishand, T. A., 1982. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, Agosto, 58: 11-27.
- Bingham, C.; Nelson, L. S., 1981. An approximation for the distribution of the Von Neumann ratio. *Technometrics*, 23: 285-288.
- Ferreira, H. A., 1959. Afonso Chaves, primeiro director do Serviço Meteorológico dos Açores. *Publicações do Serviço Meteorológico Nacional*, Lisboa, Maio, 10-32.
- Ferreira, H. A., 1945. O Clima de Portugal. *Observatório do Infante D. Luiz*, Lisboa, Fascículo IV.
- Hawkins, Douglas M., 1977. Testing a sequence of observations for a shift in location *Journal of the American Statistical Association*, 72: n.º 357, 180-186.
- Owen, D. B., 1962. *Handbook of statistical tables*, s.l., Addison Wesley.
- Wijngaard, Janet, B., Klein Tank, Albert M. G. e Könnem, G. P., 2003. Homogeneity of 20th century european daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology*, 23, n.º 6,: 679-692.
- Štěpánek, Petr., 2005. AnClim-software for time series analysis. Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB.

Alterações climáticas no nível do mar em Portugal, Cabo Verde e São Tomé

Joana Pereira^a, Alfredo Rocha^a

^a CESAM & Department of Physics, University of Aveiro, Aveiro, Portugal

Resumo

O presente trabalho pretende estimar para Portugal, Cabo Verde e São Tomé as alterações do nível médio do mar entre o clima actual e o cenário futuro *SERES A2*, devido às mudanças de composição da atmosfera causada pelo homem. Foram utilizados, neste estudo, dados mensais simulados por dois modelos climáticos, o *Gfdl_cm2.1* e o *Giss_er*. Em termos de resultados e metodologia é efectuado o cálculo da componente do nível do mar termostérica para os locais em estudo.

O nível do mar termostérico deve-se ao aquecimento da água do mar e ao consequente aumento do volume ocupado por esta, e foi obtido a partir da equação de estado simplificada para o oceano.

Os resultados obtidos para Portugal, Cabo Verde e São Tomé registam uma subida significativa do nível do mar entre o clima actual e o cenário futuro.

Abstract

This present paper aims to estimate for Portugal, Cabo Verde and São Tomé the changes in mean sea level between the current climate and the future scenario *SERES A2*, due to changes in atmospheric composition caused by man. The *Gfdl_cm2.1* and the *Giss_er* are two climate models used, in this study, to simulate monthly data.

In terms of methodology and results, this report is for calculating the component of thermosteric sea level. Thermosteric sea level calculated from the simplified equation of state of the ocean is due to the warming of sea water and the consequent increase in the volume occupied by it.

The results for Portugal, Cabo Verde and São Tomé showed a significant rise in sea level between the current climate and future scenario.

1. Introdução

As alterações climáticas constituem um tema bastante polémico e de extrema relevância na actualidade. A actividade humana originou mudanças na química atmosférica, através da emissão de gases com efeito de estufa.

A temperatura têm vindo a aumentar consideravelmente e conjuntamente com as mudanças na percentagem de composição dos gases atmosféricos, estas provocam alterações no balanço energético do planeta.

Observações feitas desde 1961 revelam que a temperatura média global do oceano têm vindo a aumentar até profundidades na ordem dos 3000 m, e que este tem vindo a absorver mais de 80% do calor adicionado ao sistema climático (*Meehl et al.*, 2007).

Para o cálculo da subida do nível do mar (*SLR*) foram tidas em conta as contribuições dinâmica e termostérica e foram desprezadas as contribuições barométrica, ou seja o efeito do barómetro invertido, e a da variação da pressão de fundo. Tendo como pressuposto que o efeito destas para o *SLR* total é muito pequeno.

As mudanças do nível do mar não são uniformes no espaço. Existem regiões em que a subida do nível do mar é superior à média global, enquanto noutras a subida é inferior (*Meehl et al.*, 2007).

A alteração do nível do mar está dependente de certos factores e de escalas temporais diferentes (diagrama 1).

As oscilações de curto prazo são geradas pelo vento ou por acção das marés, o que não influencia o nível médio do mar. O nível médio do mar é alterado por oscilações longo prazo que podem ser causadas pela expansão térmica (resposta do oceano ao aumento da temperatura atmosférica global), a troca de massa (fusão da mantos e calotas polares e as mudanças dos mantos de gelo na Groenlândia e na Antárctida), mudanças dinâmicas (resultado de gradientes de densidade) e subsidência de terras (movimento vertical na terra sólida relacionadas à tectónica e ajuste isostático). A variabilidade espacial do nível do mar é em grande parte devida a termos de longo prazo, mudanças dinâmicas e subsidência de terras.

Localmente, a subida do nível da água do mar depende, principalmente, de dois factores: o termostérico e o dinâmico.

O *SLR* termostérico depende da expansão da água do mar, que está relacionada com a densidade da água do mar resultante de variações de temperatura e salinidade.

O *SLR* dinâmico está associado ao gradiente horizontal do nível do mar ($\nabla\eta$) e à circulação geostrófica ($\vec{V}_g$).

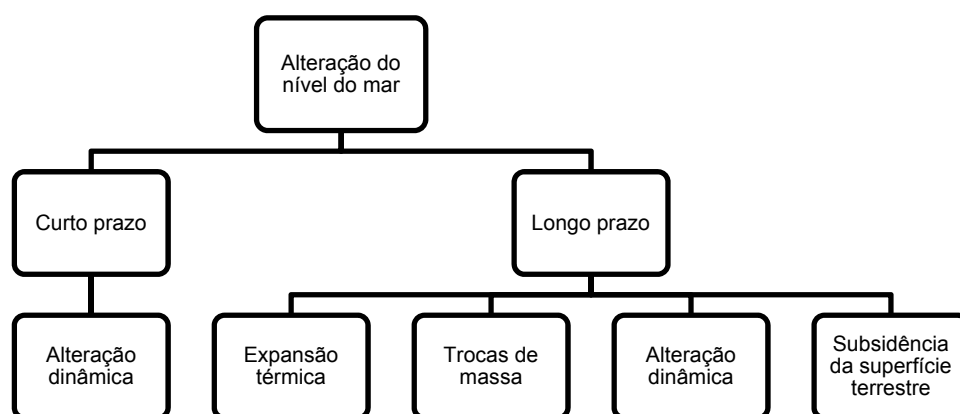


Diagrama 1- Factores que contribuem para a mudança do nível do mar, apresentada por Lopes (2010).

2. Material e Métodos

2.1 Material

Na realização deste trabalho, para o clima actual de 1971-2000 e para o clima futuro 2071-2100, foram usados dados mensais simulados por modelos climáticos.

Neste presente trabalho foram escolhidos apenas um ponto por cada local em estudo.

Para Portugal escolheu-se o ponto de latitude e longitude aproximadas de 38,5°N e 12,5°W, respectivamente, para Cabo Verde o ponto escolhido foi ≈14,5°N de latitude e ≈20,5°W e para São Tomé a latitude escolhida foi sensivelmente 0,17°N e a longitude 7,5°W.

As variáveis extraídas para a realização do presente trabalho são as seguintes:

θ - Temperatura Potencial da água do mar, em °C. Variável 4D, dependente do tempo, profundidade, latitude e longitude, assumindo que a altura de referência é o nível do mar.

s - Salinidade da água do mar, em partes por milhão (psu). Variável 4D, dependente do tempo, profundidade, latitude e longitude.

As características dos modelos climáticos utilizados são expostas seguidamente:

Gfdl_cm2.1 – “Geophysical Fluid Dynamics Laboratory ,NOAA, USA” A resolução espacial deste modelo é de 1° longitudinal e 1° na latitude, com resolução tropical reforçada (1/3 no Equador). (Beckman e Doscher (1997)).

Giss_er – “Goddard Institute for Space Studies (GISS), NASA, USA”. A resolução horizontal deste modelo, para o oceano, é de 4° de latitude e de 5° longitude. (Russell et al. (1995)).

A variável η difere para os dois modelos acima mencionados. Para o modelo *Gfdl_cm2.1*, a variável apenas representa a componente dinâmica enquanto para o último modelo esta engloba tanto a componente dinâmica como a termostérica.

Para a obtenção dos resultados foram utilizados dois cenários:

20c3m- É uma simulação que retrata o clima actual, após a época industrial.

SERES A2- Este cenário descreve um mundo bastante heterogéneo. Os padrões de fertilidade entre as regiões convergem muito lentamente, o que resulta num crescimento contínuo e consequente aumento da população global. O desenvolvimento económico é principalmente orientado regionalmente; o crescimento económico per capita e a mudança tecnológica são mais fragmentados e lentos do que noutros cenários. (Nakicenovic et al. (2000)).

2.2 Métodos

No presente trabalho calculou-se o nível do mar termostérico, em analogia ao trabalho realizado por Chust et al. (2010). Os resultados foram obtidos pelos dois modelos *Gfdl_cm2.1* e *Giss_er*.

Para a obtenção do *TSL* (*Thermosteric Sea Level*) é necessário integrar-se a anomalia do volume específico ao longo da coluna de água. O volume específico é obtido a partir da equação de estado do oceano, tendo em conta que este é definido como sendo o inverso da densidade.

As variáveis utilizadas foram a temperatura potencial (temperatura de saída do modelo) e a salinidade.

A equação de estado para o Oceano simplificada é a seguinte:

$$\rho = C(p) + \beta(p)S - \alpha(T, p)T - \gamma(T, p)(35 - S)T \quad (1)$$

Sendo,

- p ('km') - pressão em quilómetros, a cada 10 m de profundidade de água corresponde aproximadamente a 1 bar;
- S ('psu') - salinidade da água do mar;
- T ('°C') - temperatura real do oceano;
- ρ ($\frac{g}{cm^3}$) - densidade da água do mar.

Em que, para cada parcela de água:

$$C = 999.83 + 5.053p - 0.048p^2$$

$$\beta = 0.808 - 0.0085p$$

$$\alpha = 0.0708(1 + 0.351p + 0.068(1 - 0.0683p)T)$$

$$\gamma = 0.003(1 - 0.059p - 0.012(1 - 0.064p)T)$$

A temperatura de saída do modelo é a temperatura potencial e, portanto, torna-se necessário fazer a passagem de θ a T e substituir, posteriormente, na equação de estado.

$$\theta = T - Ap - Bp^2,$$

Sendo:

$$A = 0.04(1 + 0.185T + 0.035[S - 35])$$

$$B = 0.0075(1 - \frac{T}{30})$$

A anomalia do volume específico, tendo em conta que é o inverso da densidade (ρ), é definida por:

$$\delta(S, T, p) - \delta(35, 0, p_{prof \text{ da camada}}) \quad (2)$$

Por fim, para se obter o *TSL* calcula-se o seguinte integral (Pond and Pickard, 1983):

$$TSL = \frac{1}{g} \int_{-H}^0 \delta dp \quad (3)$$

Para se obter o *SLR* é necessário somar a contribuição dinâmica que se deve ao degelo de todos os calotes polares e mantos de gelo, excluindo os existentes na Groenlândia e na Antárctica e, excluindo também, a descarga dos mantos de gelo a larga escala, em que o valor estimado para todos os modelos, tem valor mínimo de 4 cm e máximo de 20 cm.

3. Resultados e discussão

Foram calculados os resultados para os pontos referidos anteriormente, referentes a Cabo Verde, São Tomé e Portugal, do nível do mar termostérico. Os seguintes gráficos representam uma estimativa referenciada ao período de 1980-1999 do nível do mar termostérico do clima futuro projectado, no período de 2071 a 2100. É adicionada a contribuição dos mantos de gelo existentes na terra 4-20 cm.

Na Figura 1 está representado o nível do mar termostérico para um ponto em Cabo Verde, para o modelo *Giss_er*.

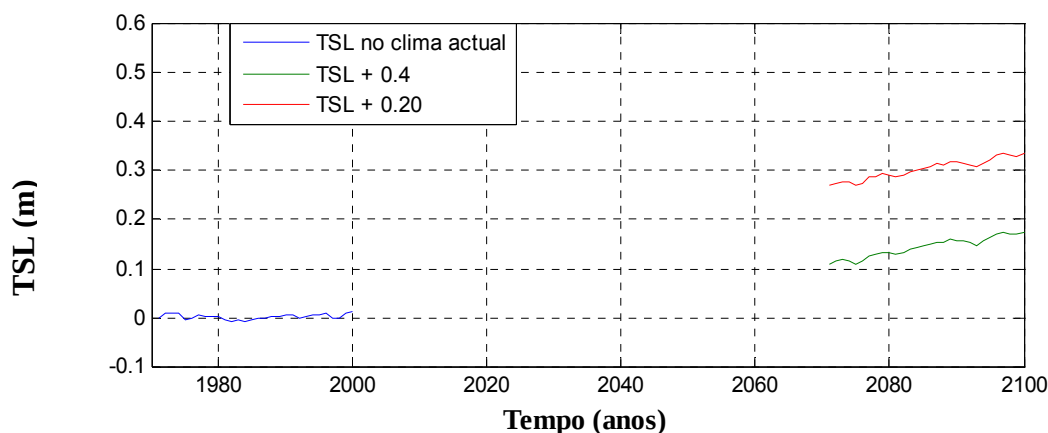


Fig. 1 Série temporal do *TSL* calculado para um ponto em Cabo Verde, pelo modelo *Giss_er*.

Através da análise da Figura 1 é possível observar-se uma tendência positiva no crescimento do nível do mar termostérico no clima futuro projectado, entre os anos de 2071-2100. No final do século XXI, para este ponto, tendo em conta a adição do maior valor (20 cm) correspondente ao degelo dos calotes e mantos de gelo, a subida máxima calculada foi de sensivelmente 34 cm. Na Figura 2 é apresentado o nível do mar termostérico para o mesmo ponto em Cabo Verde, mas a partir do modelo *Gfdl_cm2.1*.

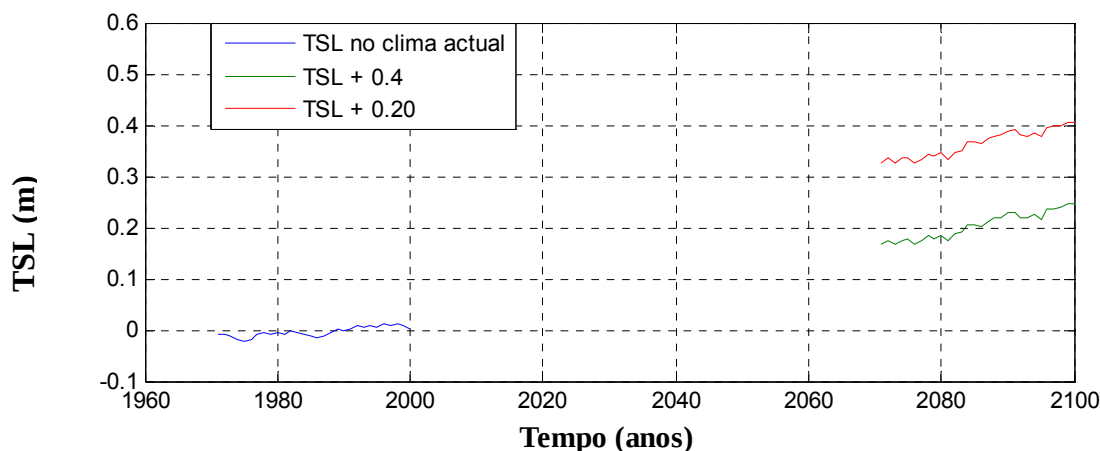


Fig. 2- Série temporal do *TSL* calculado para um ponto em Cabo Verde, pelo modelo *Gfdl_cm2.1*.

Através deste modelo, denota-se uma tendência positiva de crescimento do nível do mar, com o valor máximo de 41 cm, no “pior dos cenários”.

É de realçar a coerência dos resultados obtidos para os dois modelos.

A Figura 3 é a projecção do nível do mar termostérico para São Tomé através do modelo *Giss_er*

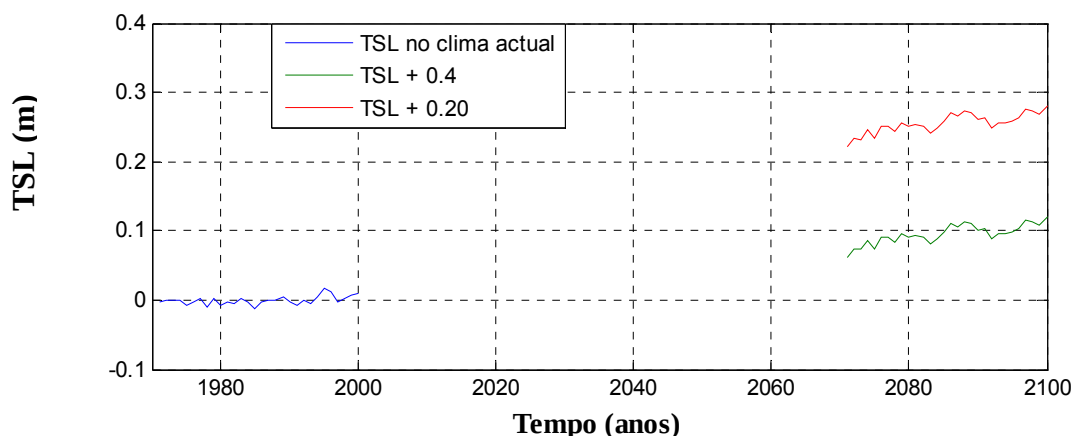


Fig. 3- Série temporal do TSL calculado para um ponto em São Tomé, pelo modelo *Giss_er*.

Para São Tomé, denota-se uma tendência positiva no crescimento do *TSL*, em que nos últimos trinta anos do clima futuro projectado a taxa de crescimento duplica. Adicionada a maior contribuição do degelo, a subida máxima do nível do mar é de 28 cm.

A Figura 4 é representativa das mudanças no nível do mar termostérico para São Tomé obtidas a partir do modelo *Gfdl_cm2.1*.

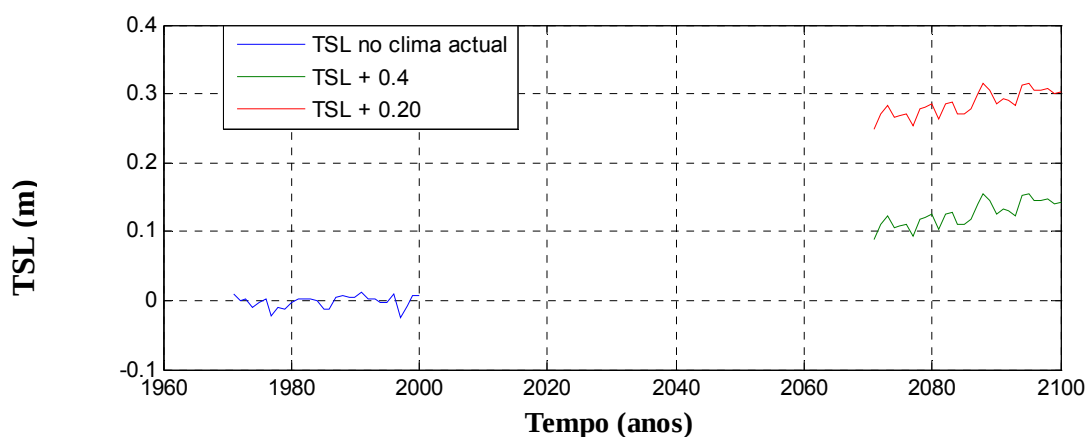


Fig. 4- Série temporal do *TSL* calculado para um ponto em São Tomé, pelo modelo *Gfdl_cm2.1*.

Para este modelo, São Tomé regista uma taxa de crescimento anual de *TSL* positiva, em que o nível do mar previsto para 2100 é 30 cm superior ao observado no clima actual. Nos últimos trinta anos do clima futuro, a taxa de crescimento é maior.

Os resultados obtidos para Portugal diferem, visto que este local tem uma maior variabilidade inter-anual, muito provavelmente devido à existência de plataforma continental.

As figuras 5 e 6 representam a tendência evolutiva do nível do mar termostérico simulado pelos dois modelos para um ponto em Portugal.

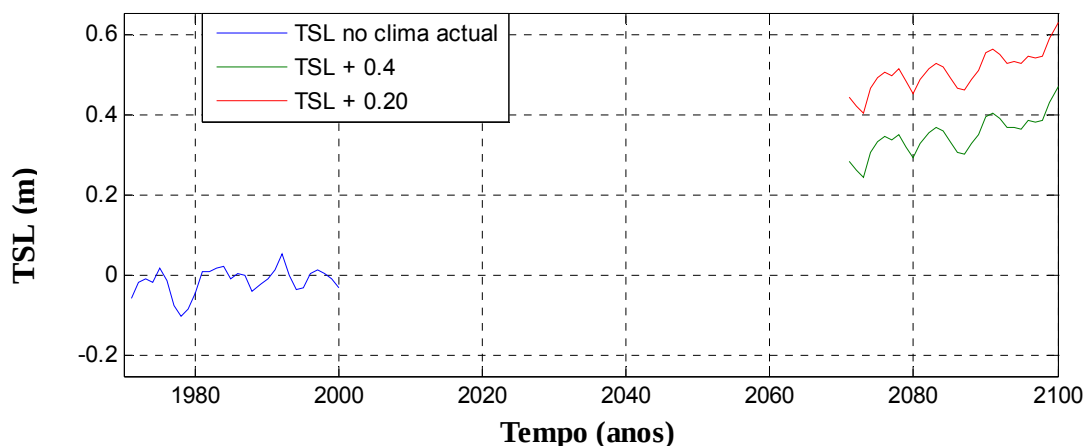


Fig. 5- Série temporal do *TSL* calculado para um ponto em Portugal, pelo modelo *Giss_er*

A taxa de crescimento anual de *TSL* é bastante superior quando comparada com os outros locais. Para os últimos trinta anos representados no gráfico, a taxa ainda é mais elevada e em 2100 o nível do mar atinge os 63 cm de altura.

Os resultados obtidos a partir do modelo *Gfdl_cm2.1* são um pouco diferentes, tendo em conta que este possui maior resolução horizontal.

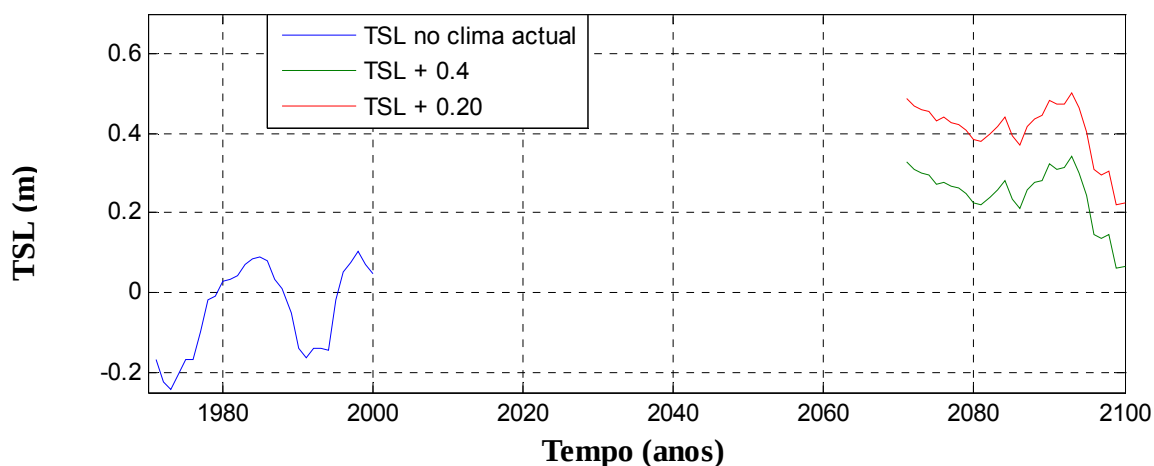


Fig. 6- Série temporal do *TSL* calculado para um ponto em Portugal, pelo modelo *Gfdl_cm2.1*

Para Portugal, a partir do modelo *Gfdl_cm2.1*, denota-se uma tendência negativa no crescimento do *TSL*. No entanto, a média obtida para o clima futuro é sensivelmente 21 cm superior à do clima actual. Os resultados obtidos para este ponto diferem nos dois modelos, mas, a tendência do nível do mar no futuro ser superior ao actual é consolidada pelos dois. Os resultados obtidos para todos os locais em estudo estão resumidos no Quadro 1, apresentado seguidamente.

Quadro 1- Valores obtidos para Cabo Verde, São Tomé e Portugal para os modelos *Gfdl_cm2.1* e *Giss_er*.

	Modelo <i>Giss_er</i>		Modelo <i>Gfdl_cm2.1</i>	
	SLR total	SLR (últimos 30 anos)	SLR total	SLR (últimos 30 anos)
Cabo Verde	1,0 mm. ano ⁻¹	≈2,3 mm. ano ⁻¹	1,6 mm. ano ⁻¹	≈2,67 mm. ano ⁻¹
São Tomé	0,55 mm. ano ⁻¹	≈2,0 mm. ano ⁻¹	0,86 mm. ano ⁻¹	≈1,67 mm. ano ⁻¹
Portugal	3,1 mm. ano ⁻¹	≈6 mm. ano ⁻¹	2,1 mm. ano ⁻¹	≈-8,82 mm. ano ⁻¹

Os resultados obtidos no presente trabalho comparados com os resultados obtidos por *Chust et al.* (2010) e estes estão representados no Quadro 2.

Quadro 2- As taxas anuais de *TSL* obtidas por *Chust et al.* (2010), para o Golfo de Biscaia, relativamente ao cenário *SERES A2*.

	Taxas anuais de <i>TSL</i> obtidas (mm. ano ⁻¹)	Subida do nível do mar (cm) ^a ^a somatório de 20 cm
Golfo de Biscaia por Chust et al. (2010)	0,63 – 3,49	24,5 ± 4,5
Cabo Verde	1 – 1,6	34 – 41
São Tomé	0,55 – 0,86	28 – 30
Portugal	2,1 – 3,1	22 – 63

Denote-se que as taxas obtidas no presente trabalho se enquadram nos valores obtidos por *Chust et al.* (2010) para o Golfo da Biscaia.

Os valores obtidos para todos os pontos encontram-se na média dos valores esperados e calculados por *Chust et al.* (2010), mesmo os obtidos para Portugal apesar do seu crescimento no futuro ser bastante acentuado tanto para o modelo *Giss_er* como para o *Gfdl_cm2.1*.

4. Conclusões

Subida do nível do mar no clima futuro projectado, para Portugal, Cabo Verde e São Tomé. Este resultado é coerente com os resultados obtidos pelo *IPCC*, por *Yin et al.* (2009) e, também por *Chust et al.* (2010).

As subidas observadas para os diferentes locais em estudo estão compreendidas entre os 22 cm e os 63 cm, com elevada variabilidade regional, tal como foi observado por *Chust et al.* (2010).

Para Cabo Verde, a subida máxima observada no final do século XXI é de 41 cm através do modelo *Gfdl_cm2.1*, tendo em conta o valor da maior contribuição do degelo das calotas.

São Tomé regista uma subida máxima de 30 cm também simulada a partir do modelo *Gfdl_cm2.1*.

Para Portugal, a subida do mar obtida pelo modelo *Gfdl_cm2.1*, no final do século XXI, foi sensivelmente de 22 cm. Denota-se uma tendência negativa no crescimento de *TSL* no clima futuro. No entanto, a média obtida para o período de 2071-2100 é aproximadamente 21 cm superior à média do clima actual. Através do modelo *Giss_er*, a subida máxima do nível do mar observada em 2100 é de 63 cm.

Referências bibliográficas

- Chust G., Caballero A., Marcos M., Liria P., Hernández C. e Borja Á. 2010. *Regional scenarios of sea level rise and impacts on Basque (Bay of Biscay) coastal habitats, through the 21st century*. Estuarine, Coastal and Shelf Science 87 113-124.
- Beckman e Doscher, 1997. Acesso em: http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php
- George L. Pickard, S. Pond. 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*, Second Edition. Pergamon, Oxford, 329 pp.
- IPCC, 2000: Nakicenovic, Nebojsa ; Alcamo, Joseph ; Davis, Gerald ; de Vries, Bert ; Fenhann, Joergen ; Gaffin, Stuart ; Gregory, Kenneth ; Grubler, Arnulf ; Jung, Tae Yong ; Kram, Tom ; La Rovere, Emilio Lebre ; Michaelis, Laurie ; Mori, Shunsuke ; Morita, Tsuneyuki ; Pepper, William ; Pitcher, Hugh M. ; Price, Lynn ; Riahi, Keywan ; Roehrl, Alexander ; Rogner, Hans-Holger ; Sankovski, Alexei ; Schlesinger, Michael ; Shukla, Priyadarshi ; Smith, Steven J. ; Swart, Robert ; van Rooijen, Sascha ; Victor, Nadejda ; Dadi, Zhou: *Special Report on Emissions Scenarios: A special report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United States.
- IPCC, 2007: Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver and Z.-C. Zhao, 2007: Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- Lopes C.L., Silva P.A., Dias J.M., Rocha A., Picado A., Plecha S., Fortunato A.B. 2010 (em execução). *Local SLR scenarios for the end of the 21st century and potential physical impacts in the Ria de Aveiro lagoon (Portugal)*.
- Russell, G.L., J.R. Miller, and D. Rind. 1995. *A coupled atmosphere-ocean model for transient climate change studies*. Atmos.-Ocean 33, 683-730.
- Yin J., Schlesinger M.E. e Stouffer R. J. 2009. *Model projections of rapid sea-level rise on the northeast coast of the United States*. Nature geosciences 15 March 2009.

Simulações Numéricas do Ciclone Jokwe: sensibilidade à especificação da temperatura da superfície do mar

Adilson Wagner Gandu^a; Ana Carolina Nóbile Tomaziello^b; Saulo Barros Costa^c

^a Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226, Cidade Universitária, São Paulo, Brasil, Email: adwgandu@model.iag.usp.br

^b Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226, Cidade Universitária, São Paulo, Brasil, Email: carolnobile@model.iag.usp.br

^c Centro Tecnológico da Marinha em São Paulo, Divisão de Monitoramento Ambiental, Av. Prof. Lineu Prestes, 2468, Cidade Universitária, São Paulo, Brasil, Email: saulobc@gmail.com

Resumo

O objetivo deste trabalho é analisar a influência da especificação da temperatura da superfície do mar (TSM) na simulação do ciclone tropical Jokwe, ocorrido em março de 2008 no Canal de Moçambique. O modelo utilizado é o BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*) e as TSMs são aquelas disponibilizadas pela NOAA em duas resoluções espaciais (1 e 0,25 graus de lat/lon) e temporais (semanal e diária). De uma forma geral, o modelo simulou adequadamente a circulação ciclônica em baixos níveis, associada ao Jokwe, bem como o local e horário que este atingiu a costa de Moçambique. Os resultados mostraram que o refinamento das saídas de um modelo global, através de um *downscaling* dinâmico com um modelo regional de mais alta resolução, podem trazer melhor detalhamento dos campos dinâmicos em regiões de topografia complexa e nas interfaces oceano-continente, auxiliando na previsão e avaliação local de danos. As diferenças entre as duas simulações, com diferentes TSMs, não se mostraram muito distintas, tendo efeito apenas nos fluxos de calor latente em superfície, mas sem afetar o desenvolvimento e as características gerais do sistema em baixos níveis.

Abstract

The aim of this study is to analyze the influence of the specification of sea surface temperature (SST) in the simulation of tropical cyclone Jokwe, occurred in March 2008 in the Mozambique Channel. The model used is the BRAMS (*Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System*) and the SSTs are those provided by NOAA in two spatial (1 and 0.25 degrees lat / lon) and temporal (daily and weekly) resolution. In general, the model adequately simulated the circulation at low levels, associated with Jokwe, as well as the location and time that it hit the coast of Mozambique. The results showed that the refinement of the outputs of a global model, using dynamic downscaling with a regional model of higher resolution, can provide better detail of the dynamic fields in regions of complex topography and ocean-continent interfaces, assisting in the forecasting and local assessment of damages. The differences between the two simulations with different SSTs, were not very distinct, having effect only in the latent heat at the surface, but without affecting the development and the general characteristics of the system at low levels.

1. Introdução

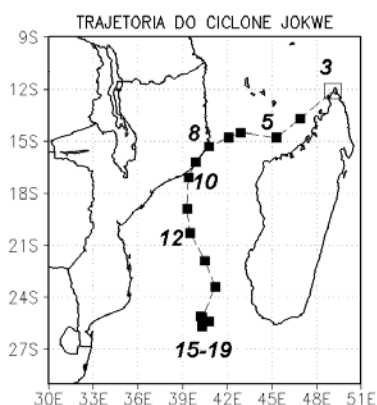
A temporada de ciclones no sudoeste do Oceano Índico vai de meados de novembro a meados de abril do ano seguinte, quando cerca de 85% dos ciclones na região são observados, de um total médio de cerca de 12,5 por ano, conforme os resultados do recente trabalho de Mavume *et al.* (2009). Ainda nesse trabalho, analisando a frequência e intensidade dos ciclones na região durante o período de 1980-2007, observaram um aumento no número de ciclones intensos, de 36 no período de 1980-1993, para 56 no período de 1994-2007. Apesar do ligeiro aumento na temperatura da superfície do mar

(TSM) entre esses dois períodos, Mavume *et al.* (2009) mostraram que essa relação “aumento do número de ciclones e aumento da TSM” não é tão direta, podendo estar contribuindo para esse aumento outros fatores atmosféricos dinâmicos (fortes valores de vorticidade relativa em baixos níveis, fraco cisalhamento horizontal e vertical do vento) e termodinâmicos (instabilidade condicional e alta umidade relativa em uma camada profunda da atmosfera) e oceânicos (camada de mistura oceânica profunda).

O estudo observacional e numérico de Vitart *et al.* (2003), sobre a atividade ciclônica intensa de 2000, quando Moçambique foi extremamente afetado por esses sistemas, mostrou a importância do fraco cisalhamento vertical do vento em anos de La Niña e altos valores anômalos de TSM, no número de ciclones que atingiram o país naquele ano. Além disso, esse trabalho mostrou também que um Modelo de Circulação Geral (MCG) acoplado, com resolução horizontal suficientemente alta tem capacidade em prever o risco de ciclones atingirem Moçambique. Por outro lado, embora os MCGs tenham a habilidade de simular ciclones tropicais em suas características de grande escala (convergência em baixos níveis, alto conteúdo de umidade e intensa precipitação), características importantes desses sistemas, tais com extensão horizontal do próprio sistema, do olho e da parede do olho do ciclone não costumam ser bem simuladas. Uma alternativa para a simulação de tais características é o uso de modelos atmosféricos regionais, com alta resolução espacial, aninhados a MCG de resolução mais grosseira (Landman *et al.*, 2005). A simulação com um modelo regional de alta resolução horizontal, aninhado às análises de um MCG (*downscaling*) é a abordagem adotada neste trabalho para estudar o efeito da especificação da TSM na simulação de um ciclone ocorrido no sudoeste do Oceano Índico em 2008.

A temporada ciclônica de 2007/2008 teve seis ciclones tropicais (considerando-se aqueles com ventos máximos sustentados superiores a 120 km/h), quatro ciclones tropicais intensos e um ciclone tropical muito intenso. O ciclone Jokwe foi um dos ciclones tropical intenso que ocorreu em março de 2008, afetando o norte de Madagascar e as províncias de Nampula e Zambézia na costa de Moçambique. Em Moçambique esse ciclone causou enchentes e danos provocados por ventos da ordem de 200 km/h, morte de 17 pessoas, com mais de nove mil casas totalmente destruídas, 220 barcos desaparecidos, deixando mais de 50 mil pessoas desabrigadas, sem eletricidade e sem comunicação na região.

Conforme aviso emitido pelo *Joint Typhoon Warning Center* (JTWC), o ciclone Jokwe formou-se em 4 de março como uma tempestade tropical, em uma área a nordeste de Madagascar, seguindo para oeste-sudoeste, atingindo o extremo norte dessa ilha no final da noite de 5 de março (posição 3 na Figura 1). Ao passar por Madagascar o ciclone se enfraqueceu, porém logo voltou a se intensificar, formando um olho irregular que ficou mais bem definido por volta das 20h00min UTC do dia 06, embora de dimensão pequena, com cerca de 30 km. Durante o dia 7, o sistema continuou a se deslocar para oeste, variando muito de intensidade (posição 5 na Figura 1). No começo da madrugada do dia 8 de março o ciclone atingiu seu pico de intensidade, com ventos sustentados de 205 km/h (posição 8 na Figura 1). Por volta do meio dia do dia 8 o Jokwe atingiu a costa moçambicana, entre a Ilha de Moçambique e a cidade de Angoche, com rajadas de vento superiores a 200 km/h. A partir do dia 9 o ciclone começou a se deslocar para sul (posição 10 na Figura 1), retornando para o centro do Canal de Moçambique (posição 12 na Figura 1), variando bastante de intensidade, até atingir cerca de 25°S, 40°E (posição 15 na Figura 1), onde permaneceu quase estacionário por mais dois dias, até se dissipar no começo da madrugada do dia 15 de março.



LEGENDA: Trajetória do Ciclone Jokwe, do dia 06 ao dia 14 de março de 2008.

AV	LAT graus	LON graus	TIME mm/dd/hh	VEL nós	ST
3	-12,1	49,1	03/06/00Z	50	TS
5	-14,8	45,3	03/07/00Z	75	C1
8	-15,3	40,8	03/08/06Z	100	C3
10	-17,1	39,4	03/09/06Z	70	C1
12	-20,3	39,5	03/10/06Z	85	C2
15	-25,2	40,3	03/12/06Z	50	TS
19	-25,4	40,4	03/14/06Z	40	TS

Figura 1. Trajetória do ciclone Jokwe, conforme avisos do *Joint Typhoon Warning Center*. Os números na Figura referem-se aos números dos avisos (AV) da legenda, que trás também a posição (LAT/LON), o dia e horário (TIME), a velocidade máxima sustentada (VEL) e o *status* (ST) do sistema, conforme a classificação baseada na escala Saffir-Simpson: TS – Tempestade Tropical, C1, 2 e 3 – ciclone tropical categoria 1, 2 e 3, respectivamente.

Dada a importancia do entendimento dos mecanismos envolvidos na variabilidade na posição e intensidade do ciclone Jokwe, o objetivo deste trabalho é apresentar uma análise preliminar dos efeitos da especificação da TSM, na simulação desse sistema com o modelo atmosférico regional BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*).

2. Metodologia e Dados Utilizados

O BRAMS, atualmente em sua versão 4.2, utilizada neste trabalho, teve sua origem no modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), que é um modelo de mesoescala criado pela Colorado State University, Estados Unidos (Pielke *et al.*, 1992; Cotton *et al.*, 2003). Através de inumeros estudos feitos pela comunidade científica brasileira, o RAMS sofreu aperfeiçoamentos e desenvolvimentos, conforme pode ser verificado na *home-page*¹ do modelo. O modelo RAMS/BRAMS é um modelo numérico da atmosfera, não-hidrostático, elástico, compressível, de área limitada, que inclui equações prognósticas para temperatura, vapor d'água, água líquida (nuvem e chuva), as três componentes do vento e cinco categorias de hidrometeoros. As equações são resolvidas pelo método das diferenças finitas, em grade horizontal alternada (tipo C), com projeção polar-estereográfica rotacionada. Na vertical, o modelo utiliza uma coordenada vertical do tipo *sigma-z*. O modelo possui inumeras opções de paratrizações físicas, incluindo processos radiativos, interação superfície-atmosfera, difusão turbulenta, convecção rasa e profunda.

Os campos atmosféricos utilizados para a definição das condições de fronteira do modelo foram as análises do *Global Forecast System* (GFS) mantido pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) (Kanamitsu *et al.*, 1991), em pontos de grade espaçados de 1 x 1 graus de latitude-longitude, disponíveis para o globo todo, em quatro horários diários (00, 06, 12 e 18 UTC), em superfície e em 23 níveis de pressão. Como nesses dados estão incluídas todas as observações disponíveis no período, eles serão considerados como "observação" e serão utilizados também para verificar a qualidade das simulações efetuadas com o modelo BRAMS.

Os dados de tipo de solo, topografia e tipo de vegetação utilizados para definir as condições de fronteira na superfície do modelo regional foram baseados nos dados fornecidos pelo

¹ <http://brams.cptec.inpe.br/>, acesso em novembro de 2010.

United States Geological Survey's/Earth Resources Observation System (USGS/EROS) Data Center. Com relação às TSMs foram utilizados dois conjuntos de dados, as análises semanais e as diárias da *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*, com espaçamentos horizontais de 1 x 1 grau e de 0,25 x 0,25 graus de latitude-longitude, respectivamente (Reynolds *et al.*, 2007). Os dados de precipitação diária, utilizados para comparar com os resultados das simulações, foram obtidos do *Global Precipitation Climatology Project (GPCP)* (Huffman *et al.*, 2001), em grade de 1 x 1 grau de latitude-longitude.

Foram realizados dois experimentos numéricos distintos com o modelo regional BRAMS para caso do ciclone Jokwe. Ambas simulações se iniciaram às 00Z do dia 06 de março de 2008 e se estenderam até as 00Z do dia 14 de março de 2008. As principais características comuns às duas simulações (denominadas SIM-D E SIM-S) estão apresentadas na Tabela 1. Em termos de diferenças entre as simulações, na SIM-D utilizou-se a TSM média diária e na SIM-S a TSM média semanal.

Tabela 1 – ConFiguração da grade do modelo nas simulações realizadas.

Dominio meridional do modelo	11,2°E a 69,8°E
Dominio zonal do modelo	40,5°S a 3,3°N
Número de pontos (x, y, z)	(249, 203, 32)
Espaçamento horizontal	25 km
Espaçamento da primeira camada atmosférica	120 m
Passo de tempo	40 s
Escala de tempo de <i>relaxação</i> no centro do domínio	43200 s
Escala de tempo de <i>relaxação</i> nas laterais	1800 s
Número de pontos nas laterais para relaxação	5

3. Resultados

Por uma questão de brevidade, neste trabalho as análises das simulações do modelo vão ser feitas apenas para o dia 08 de março de 2008, que foi quando o ciclone Jokwe atingiu sua máxima intensidade e também alcançou a costa de Moçambique. Além disso, por uma questão de clareza das Figuras, não será apresentado todo o domínio simulado e sim um recorte na região, como já mostrado na Figura 1.

Conforme pode ser observado na Figura 2, que mostra as componentes horizontais, simulada (a) e observada (b), do vento médio no dia 08 de março, a simulação SIM-D captou de uma forma bastante satisfatória as intensidades dos ventos na região apresentada, bem como o posicionamento do ciclone Jokwe no litoral de Moçambique. Na simulação SIM-S, com a TSM semanal (Figura não apresentada), o escoamento nesse nível é também bastante semelhante ao observado.

A Figura 3, por outro lado, apresenta padrões mais detalhados e valores de vorticidade ciclônica mais intensos que aqueles calculados com os dados do GFS, que pode ser justificado pela maior resolução espacial do modelo (25 km) comparado com a resolução da análise (cerca de 110 km). De uma forma geral o padrão do campo de vorticidade em baixos níveis do modelo é semelhante ao da análise, diferindo principalmente nas interfaces oceano-terra da costa leste de Madagascar e costa norte de Moçambique. Além disso, a simulação apresenta uma área de vorticidade ciclônica sobre o oceano, ao sul de Moçambique, que não é verificada na análise do GFS.

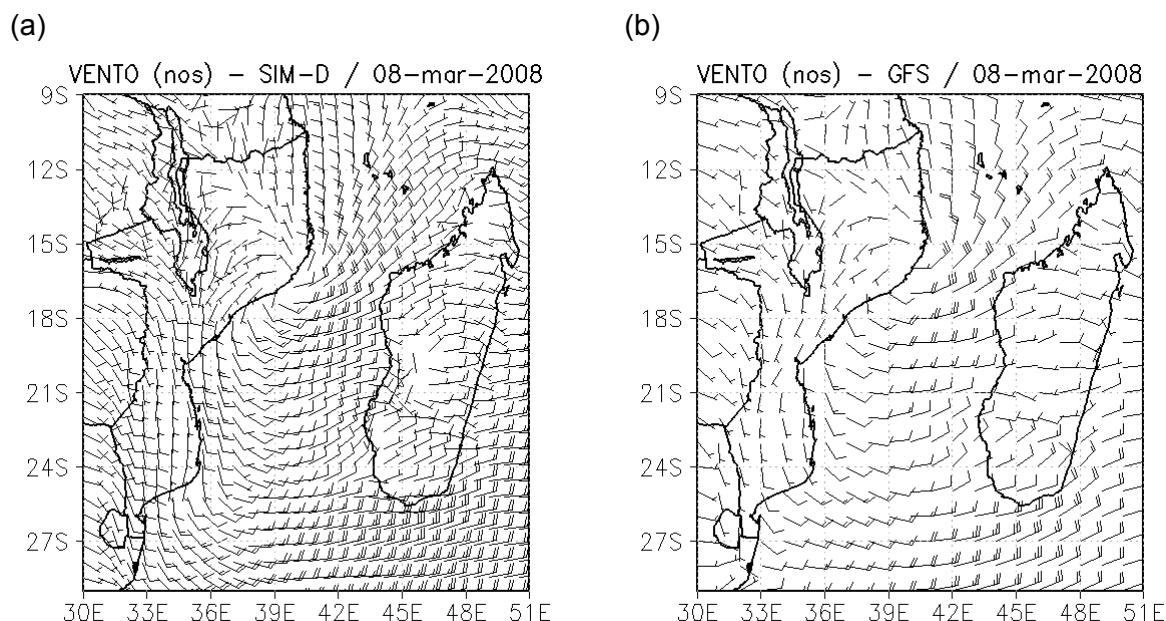


Figura 2. (a) Componente horizontal do vento (nós) para o primeiro nível do modelo (60 metros da superfície), média do dia 8 de março de 2008, da simulação SIM-D; (b) Componente horizontal do vento (nós) para o nível de 100 hPa da análise do GFS, média do dia 8 de março de 2008.

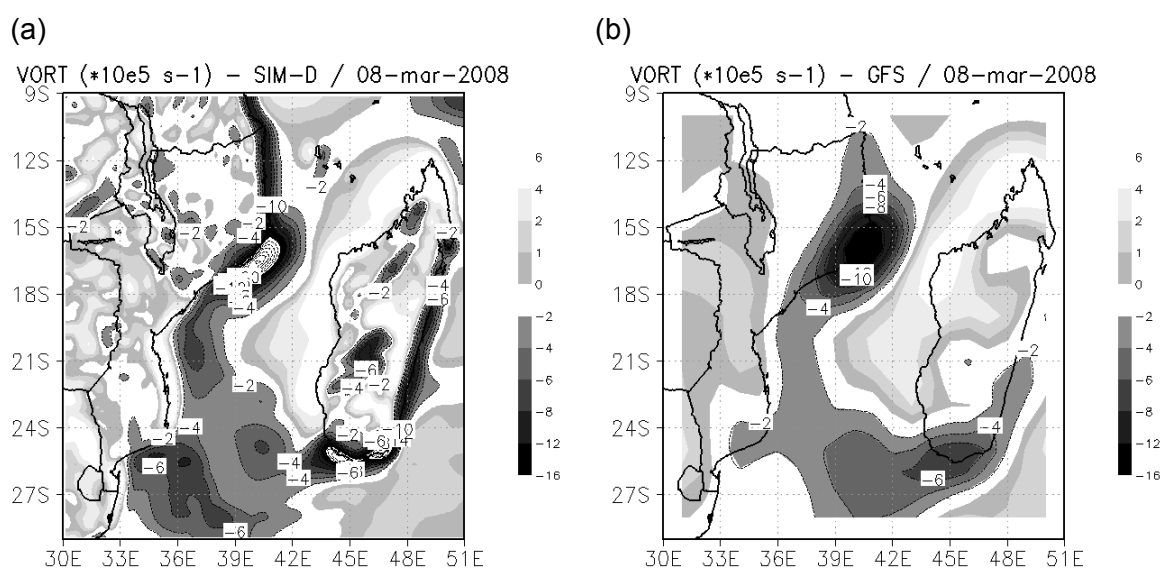


Figura 3. (a) Vorticidade relativa ($\times 10^5 \text{ s}^{-1}$) para o primeiro nível do modelo (60 metros da superfície), média do dia 8 de março de 2008, da simulação SIM-D; (b) Vorticidade relativa ($\times 10^5 \text{ s}^{-1}$) para o nível de 100 hPa da análise do GFS, média do dia 8 de março de 2008.

Em relação à precipitação, algumas diferenças significativas foram observadas entre o campo simulado (Figura 4a) e o inferido por satélites (Figura 4b), que é a forma como os dados do GPCP são construídos. O experimento SIM-D subestimou a precipitação acumulada durante o dia 8 de março, sobre a região de atuação do ciclone, além de ter simulado regiões com precipitação na costa leste de Madagascar e sobre o oceano Índico ao sul de Moçambique, que não aparecem nos dados do GPCP. Essas duas regiões de precipitação coincidem com as regiões de vorticidade ciclônica também simuladas pelo modelo (vide Figura 3a) e não verificadas na análise. A precipitação do BRAMS é proveniente de dois esquemas incluídos no modelo: um relativo à parametrização convectiva

do tipo Grell e outro relativo ao submodelo de microfísica explícita. A análise dos campos de precipitação individuais de cada um desses esquemas mostrou que a precipitação total, apresentada na Figura 4a é basicamente devido à parametrização convectiva, que é, reconhecidamente, um dos pontos mais frágeis dos modelos atmosféricos.

A Figura 5a mostra o campo da TSM no dia 8 de março para a SIM-D (TSM diária), enquanto que a Figura 5b mostra a diferença de TSM entre os dois experimentos (SIM-D menos SIM-S). Observa-se que em ambas as simulações a TSM do Canal de Moçambique, acima da latitude de 26°S, tem temperaturas maiores que 27°C, sendo que a TSM diária tem temperaturas até 1 grau mais quente que no caso da TSM semanal. Observando-se a trajetória do ciclone nos dias seguintes (Figura 1), nota-se que o Jokwe seguiu o caminho das águas mais quentes para sul-sudeste do Canal de Moçambique, e teve sua dissipação onde as TSMs já estavam abaixo de 27°C. Mavume *et al.* (2009) já haviam indicado que muitos poucos ciclones se formam com TSMs abaixo de 28°C no sudoeste do Oceano Índico.

As altas TSMs são responsáveis principalmente pelo fornecimento de vapor d'água para a atmosfera, como pode ser visto pela Figura 6a, que mostra a diferença do fluxo de calor latente em superfície, entre as simulações SIM-D e SIM-S. Os valores mais altos de fluxos no caso da SIM-D coincidem aproximadamente com as regiões de mais alta TSM dessa simulação, embora a correspondência não seja exata já que a evaporação também é dependente da velocidade do vento em baixos níveis.

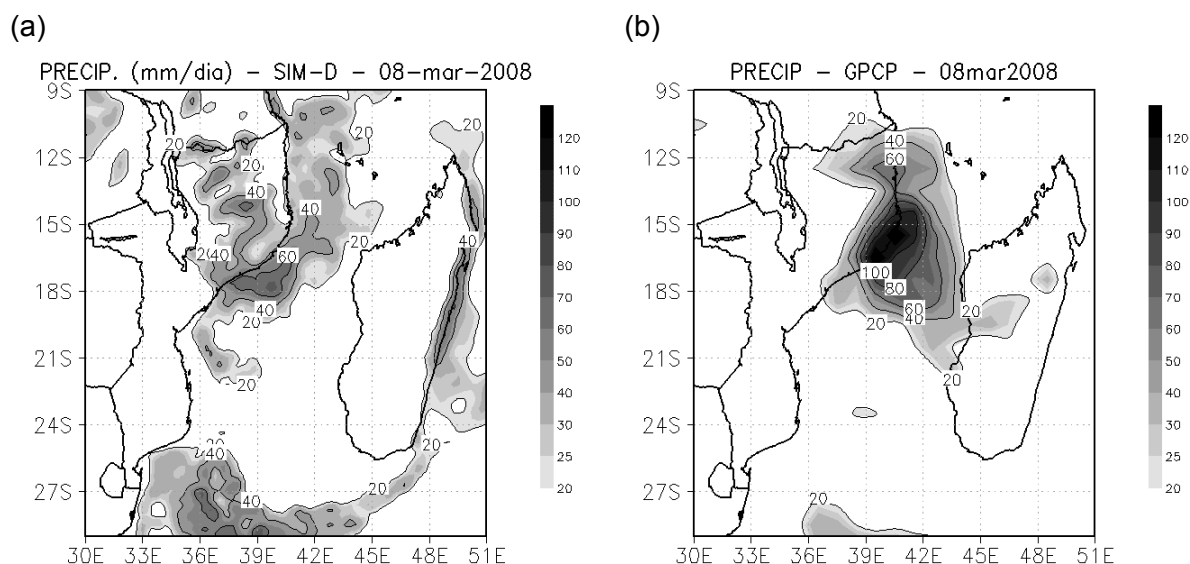


Figura 4. (a) Precipitação total acumulada (mm) no dia 8 de março de 2008, da simulação SIM-D; (b) Precipitação (mm) do GPCP para o dia 8 de março de 2008.

Outro aspecto interessante é que exatamente no local onde está localizado o ciclone no dia 8 de março (costa de Moçambique), a TSM (Figura 5b) e o fluxo de calor latente (Figura 6a) da SIM-D são ligeiramente menores que no caso da SIM-S. Isso pode estar relacionado com o fato de que a TSM diária responde mais prontamente à nebulosidade e a precipitação associada ao ciclone, com valores menores tanto devido à diminuição no aquecimento da superfície pela radiação solar quanto às temperaturas mais frias da chuva sobre o oceano. A diferença na precipitação diária acumulada, entre as duas simulações é mostrada na Figura 6b. Nesse caso, as diferenças são mais aleatórias, em geral com mais precipitação na SIM-D nas regiões mais ao sul e menos precipitação sobre o oceano mas mais próximo a Moçambique.

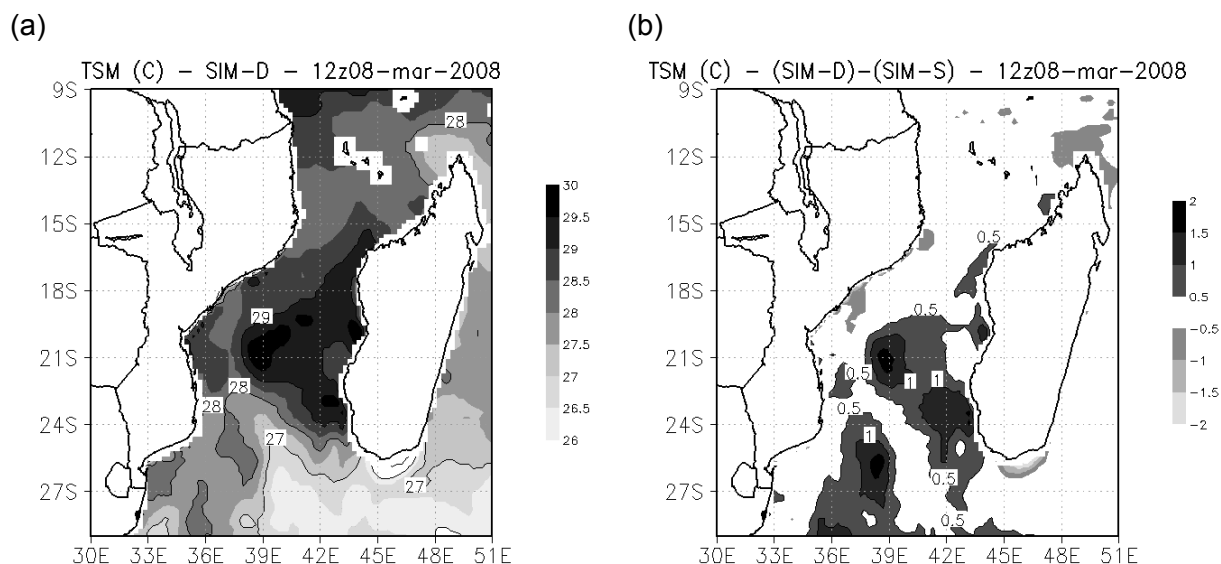


Figura 5. Temperatura da superfície do mar (°C) às 12Z do dia 8 de março de 2008, para a simulação SIM-D (a) e para a diferença entre as simulações SIM-D menos a SIM-S.

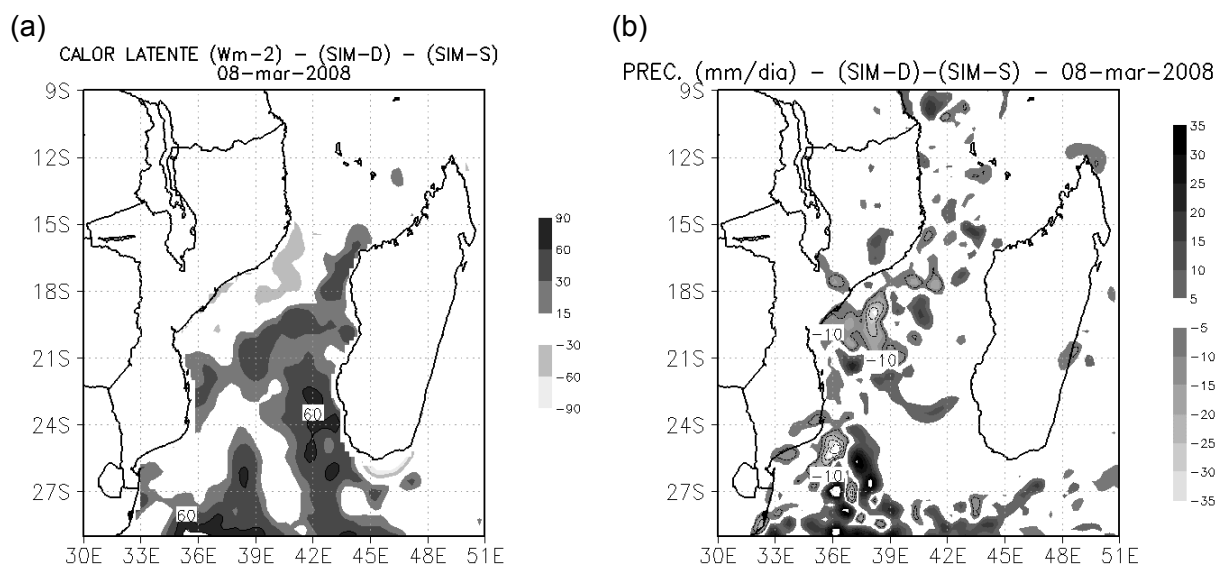


Figura 6. (a) Fluxo de calor latente (Wm^{-2}) em superfície, médio para o dia 8 de março de 2008, para a diferença entre a simulação SIM-D menos a simulação SIM-S; (b) Idem à (a), porém para a precipitação diária total acumulada (mm).

4. Conclusões

O modelo regional BRAMS foi utilizado para simular o ciclone Jokwe, ocorrido no início de março de 2008 sobre o Canal de Moçambique, e testar a sensibilidade da especificação da TSM sobre as características desse sistema. De uma forma geral, o modelo simulou adequadamente a circulação ciclônica em baixos níveis, associada ao Jokwe, bem como o local e horário que este atingiu a costa de Moçambique. Os resultados mostraram que o refinamento das saídas de um modelo global como o GFS, através de um *downscaling* dinâmico com um modelo regional de mais alta resolução, podem trazer melhor detalhamento dos campos dinâmicos em regiões de topografia complexa e nas interfaces oceano-continente, auxiliando na previsão e avaliação local de danos.

As diferenças entre as duas simulações, com diferentes TSMs, não se mostraram muito distintas, tendo efeito apenas nos fluxos de calor latente em superfície, mas sem afetar o desenvolvimento e as características do sistema em baixos níveis. Este é ainda um trabalho inicial, que deve ser aprofundado com uma melhor análise da estrutura tri-dimensional do sistema e do ambiente onde ocorreu.

Agradecimentos

Pelo apoio financeiro, agradecimentos à Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) do Ministério da Ciência, Tecnologia e Ensino Superior de Portugal, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) do Ministério da Ciência e Tecnologia do Brasil, e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) do Ministério da Educação do Brasil.

Referências bibliográficas

- Cotton, W. R.; Pielke, R. A.; Walko, R. L.; Liston, G. E.; Tremback, C. J.; Jiang, H.; McAnelly, R. L.; Harrington, J. Y.; Nicholls, M. E.; Carrio, G.G.; McFadden, J. P., 2003. RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82: 1-4.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, M. Morrissey, D.T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B McGavock, J. Susskind, 2001: Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multi-Satellite Observations. *J. Hydrometeor.*, 2: 36-50.
- Kanamitsu, M., J.C. Alpert, K.A. Campana, P.M. Caplan, D.G. Deaven, M. Iredell, B. Katz, H.-L. Pan, J. Sela, and G.H. White, 1991: Recent changes implemented into the global forecast system at NMC. *Weather and Forecasting*, 6: 425-435.
- Landman, W.A, Seth, A., Camargo, S.J., 2005, The Effect of Regional Climate Model Domain Choice on the Simulation of Tropical Cyclone–Like Vortices in the Southwestern Indian Ocean. *Journal of Climate*, 18: 1263-1274.
- Mavume, A.F.; Rydberg, L.; Rouault, M.; Johann R.E. Lutjeharms, J.R.E, 2009. Climatology and Landfall of Tropical Cyclones in the South-West Indian Ocean. *Western Indian Ocean J. Mar. Sci.*, 8: 15-36.
- Pielke, R.A.; Cotton, W.R.; Walko, R.L.; Tremback, C.J.; Lyons, W.A., Grasso, L.D.; Nicholls, M.E.; Moran, M.D.; Wesley, D.A., Lee, T.J.; Copeland, J.H., 1992. A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 49: 69-91.
- Reynolds, R.W; Smith, T.M.; Liu, C.; Chelton, D.B.; Casey, K.S; Schlax, M.G., 2007. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, 20: 5473-5496.
- Vitart, F.; Anderson, D.; Stockdale, T., 2003. Seasonal Forecasting of Tropical Cyclone Landfall over Mozambique. *Journal of Climate*, 16: 3932-3945.

O turismo em Lisboa num contexto de alterações climáticas – cruzando perspectivas

Raquel Machete^a, Henrique Andrade^a, José Couto^a

^a Centro de Estudos Geográficos da Univ. de Lisboa, Edifício da Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa

Resumo

Lisboa e a Área Metropolitana envolvente têm conhecido, nos últimos anos, uma evolução muito positiva da procura turística. A importância económica deste crescimento para as várias actividades do sector justifica que estejamos atentos a factores que podem interferir na evolução da demanda turística, nomeadamente, os impactos decorrentes das alterações climáticas.

De acordo com os cenários apresentados no quarto relatório do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), Verões mais longos e secos, bem como Invernos mais suaves, podem ser esperados em latitudes medianas, designadamente, na região Mediterrânica. Neste sentido, procuraram antecipar-se os impactos que poderão fazer-se sentir no que respeita a atractividade da Área Metropolitana de Lisboa enquanto destino turístico.

No âmbito do projecto Urban-Net *Urban Tourism and Climate Change*, foram entrevistados turistas e empresários do sector que operam na região. As conclusões aqui apresentadas relevam, por um lado, das razões apresentadas para a escolha do destino e actividades realizadas durante a estadia e, por outro, das percepções de turistas e agentes de mercado perante dois cenários climáticos futuros.

Abstract

The tourist demand in Lisbon and the surrounding Metropolitan Area has been evolving very positively in the last years. The economic weight of this increase for the several activities of the sector justifies that close attention is given to the factors that can interfere in the evolution of the tourist demand, namely, the impacts that may arise from climate change.

According to the scenarios presented in the fourth assessment report issued by the *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), longer and warmer summers can be expected, as well as smoother winters, in middle latitudes, such as the Mediterranean region. Therefore, we tried to address the impacts that can be expected, concerning the attractiveness of Lisbon Metropolitan Area as a tourism destination.

Framed in the Urban-net project *Urban Tourism and Climate Change*, tourists and tourism entrepreneurs operating in the region were interviewed. The conclusions presented here draw from the motivations presented for the destination choice, the activities performed during the stay and, on the other hand, from the perceptions of tourists and market agents facing two future climate scenarios.

1. Introdução

Promovida por uma série de eventos e iniciativas de visibilidade internacional, sobretudo desde a década de 1990 (Henriques, 2003), e reconhecida pelo acervo cultural e patrimonial que a caracteriza, Lisboa e a sua área metropolitana têm vindo a distinguir-se cada vez mais como destino de *touring* cultural e paisagístico. À crescente procura turística internacional também não é alheio a agradabilidade do clima, caracterizado por Verões quentes e secos e Invernos amenos.

Importa, por um lado, perceber de que forma o clima constitui um dos factores de motivação turística. Por outro lado, importa apurar quais os motivos que justificam a escolha do destino

Lisboa e em que género de actividades os turistas despendem mais tempo, uma vez que o peso do estado de tempo e clima são distintos em função do tipo de actividades que se pretende desenvolver.

Procurou-se ainda aceder às percepções de turistas e empresários do sector acerca da modificação da agradabilidade da região em estudo perante dois cenários climáticos futuros. As várias teorias explicativas da motivação turística podem ser enquadradas em dois níveis de análise: teorias que dão especial relevância aos mecanismos psicossociais e teorias que colocam a tónica nas condicionantes estruturais, isto é, que explicam a motivação turística numa perspectiva sociológica.

É no modelo *push-pull*, enquadrado nas teorias explicativas estruturais, que encontramos referência ao clima. Dann (1977, 1981 citado in Lubbe, 1998), Chon (1989, citado in Lubbe, 1998), Lubbe (1998) ou ainda Fakeye & Crompton (1991, citado in Lubbe, 1998) são alguns dos autores que desenvolveram este tipo de teorias.

De acordo com esta abordagem teórica a determinação das decisões de viagem resulta da dialéctica entre duas diferentes forças - um conjunto de factores que desencadeiam a vontade de viajar (*push*) e um conjunto de factores que caracterizam um determinado destino e que lhe conferem atractividade (*pull*). Entre o conjunto de atributos do destino (*pull*) contam-se elementos estáticos (paisagem, clima e cultura), elementos dinâmicos (acomodação, gastronomia, serviços e acessibilidade) e decisões correntes, que se prendem com o preço e as promoções.

Naturalmente que o peso atribuído a cada um dos elementos varia em função do tipo de procura turística. Contudo, como Gómez-Martin (2004) enfatiza, quase todos os tipos de procura fazem uso dos recursos naturais. Smith (1993) distingue, neste sentido, *turismo sensível ao clima* de *turismo dependente do clima*; o primeiro tipo verifica-se quando o clima não determina a decisão de viajar mas interfere na maneira como a experiência turística é vivida, nomeadamente afectando a participação em actividades de recreação; no segundo tipo, a própria viagem é determinada pela atractividade e fiabilidade das condições climáticas.

De acordo com as últimas previsões do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), até 2100 poderão registar-se aumentos na ordem dos 2º a 6º na temperatura do ar no sul da Europa. Prevêem-se Verões mais quentes e longos e Invernos mais tépidos; poderão também ocorrer mudanças no regime e quantitativos de precipitação, com redução dos recursos hídricos e aumento do risco de cheias. Tomando por referência as previsões do projecto *Scenarios, Impacts and Adaptation Measures* (SIAM) para Portugal (Santos e Miranda, 2006), admite-se que a temperatura máxima no continente possa aumentar entre 3º no litoral e 7ºC no interior (no mesmo horizonte temporal). Antecipa-se também um aumento da frequência e intensidade das ondas de calor. Embora o regime de precipitações esteja sujeito a maiores incertezas, a generalidade dos modelos prevê uma redução geral da precipitação anual na ordem dos 20 a 40% para o território continental, em especial na Primavera, Verão e Outono. A diminuição da duração da estação chuvosa poderá fazer-se acompanhar do agravamento da frequência de episódios de precipitação intensa. Tais mudanças terão impactes ambientais indirectos, como a perda de biodiversidade e degradação dos ecossistemas, bem como incidências na saúde pública (Casimiro *et al*, 2006) decorrentes da ocorrência de fenómenos meteorológicos extremos e do aumento de doenças transmitidas por vectores (como os insectos ou roedores), ou provocadas por fungos. A elevação do nível médio do mar que poderá ocasionar, entre outros impactes, a erosão da linha de costa (Andrade *et al*, 2006) é outra das consequências associadas às alterações climáticas. Assim, embora o nível de indeterminação quanto aos efeitos das mudanças climáticas se mantenha elevado, sobretudo ao nível regional (Alcoforado & Andrade, 2008), existe já um largo consenso a respeito da necessidade de se tomarem medidas que permitam ao mesmo tempo minimizar os impactes negativos e aproveitar as oportunidades criadas pelas mudanças climáticas.

O Mediterrâneo, destino de um importante fluxo turístico, tem sido apontado recorrentemente, na literatura internacional, como uma região de perda (Amelung & Viner, 2007; Perry, 2005). Contudo a região, comumente associada apenas ao turismo de sol e

mar, oferece outros produtos turísticos que podem não estar sujeitos aos mesmos imperativos ou pautar-se pelos mesmos critérios. É nesse sentido que, face a um cenário de antecipadas mudanças climáticas se procurou aceder às percepções de turistas e empresários que procuram e promovem o sector na região, a fim de perceber que impactes poderão ser esperados e que medidas poderão ser adoptadas para reduzir os impactes negativos e maximizar os efeitos positivos das alterações climáticas.

2. Material e Métodos

A fim de responder às perguntas que servem de ponto de partida a esta comunicação, tomam-se por base as respostas obtidas, na Área Metropolitana de Lisboa (AML), por meio de entrevistas realizadas quer agentes económicos do sector turístico (a estrutura de mercado), quer a turistas.

Foram entrevistados 70 representantes do mercado, número que compreende hoteleiros, mas também gestores de equipamentos de procura turística – nomeadamente golfs, marinas e museus. A oferta de alojamento na AML, que em 2007 estava repartida por um total de 306 unidades de alojamento, corresponde, na sua maioria, a hotéis (representam 45,4% dos estabelecimentos e 74,3% das camas disponíveis) e pensões (43,5% dos estabelecimentos, mas apenas 15,7% das camas disponíveis), situados maioritariamente nos concelhos de Lisboa, Cascais e Sintra.

A amostra da estrutura de mercado compreende 20% da oferta hoteleira na região. Tentando reproduzir tanto quanto possível a estrutura do universo em análise, tanto no que concerne a categoria como a localização, foram entrevistados 8 hotéis de 5 estrelas, 38 hotéis de 4 e 3 estrelas e 15 hotéis de categoria inferior, compreendendo pensões e outras formas de alojamento. Para além de unidades de alojamento, foram também seleccionados campos de golfe, marinas, operadores turísticos e alguns equipamentos associados à procura turística. A população inquirida, quase exclusivamente composta por gestores e administradores, revelou uma grande homogeneidade do ponto de vista sociográfico. 78,3% são homens, relativamente jovens (80,4% com menos de 56 anos e 33% com menos de 36), e com elevados índices de formação académica (75,7% são detentores de grau de licenciado ou bacharel).

Quanto aos turistas, foram realizadas 275 entrevistas, em Lisboa, no Verão e Outono de 2009 e Primavera e Verão de 2010. Há, neste caso, uma maior dificuldade em reproduzir os padrões do universo em estudo. A população inquirida é, na sua maioria, uma população jovem com elevado nível de qualificação académica. Assim, 58,7% da amostra é constituída por indivíduos com menos de 36 anos; 27,3% dos entrevistados têm entre 36 e 55 anos e 14,6% têm mais de 56 anos. 76,4% dos turistas entrevistados têm, pelo menos, grau de licenciatura. Os dados acentuam a importância dos mercados espanhol e alemão na procura internacional da cidade (reunidos figuram 34% da população inquirida), seguidos por outros mercados de origem (nomeadamente França e Reino Unido). De salientar é também a grande heterogeneidade da procura internacional: compreendendo as quatro nacionalidades já mencionadas, foram entrevistados turistas de trinta e quatro diferentes países de origem. As entrevistas foram estruturadas com base num guião tripartido. No caso dos agentes de mercado, a primeira parte do inquérito destina-se a apurar a consciencialização para a questão das alterações climáticas: Numa segunda parte procede-se a um levantamento das medidas de mitigação e adaptação já adoptadas ou planeadas para futura implementação. A terceira parte do questionário destina-se a averiguar que impactes os hoteleiros prevêem que as alterações climáticas possam vir a ter no turismo da AML, nomeadamente na atractividade da região face a cenários climáticos futuros.

Quanto aos inquéritos destinados aos turistas, numa primeira parte procura-se averiguar-se as motivações para a escolha do destino e o tempo dispendido em actividades.

Na segunda parte pretende-se apurar o grau de sensibilização ambiental e consciencialização para a questão das alterações climáticas e a terceira parte avalia-se a

percepção a atractividade da região face a dois cenários climáticos futuros, à semelhança do inquérito aos agentes de mercado.

3. Resultados e discussão

Ao questionar os turistas acerca das principais motivações subjacentes à escolha do destino, apurou-se que a demanda de repouso e ócio, o património arquitectónico, paisagístico e cultural constituem os motivos apresentados com mais frequência (Figura 1); apenas 19,3% do total de entrevistados apontaram o produto sol e praia como promotor da visita.

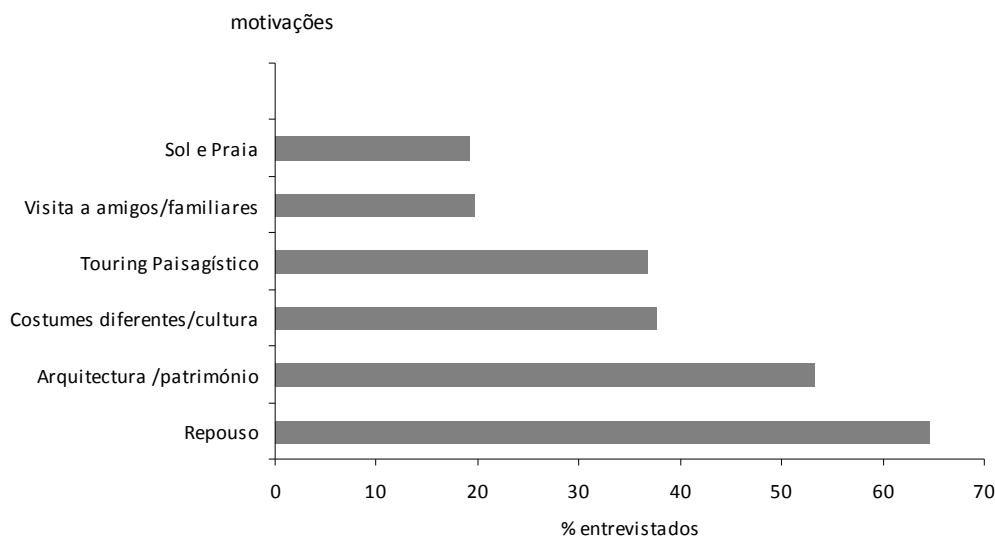


Figura 1. Motivações apontadas pelos turistas para a escolha do destino Lisboa

Foi solicitado ao grupo de entrevistados que, numa escala de 1 a 7 (Escala de Lickert na qual 1 corresponde a pouco ou nenhum tempo e 7 exprime muito tempo), indicasse quanto tempo despendia em cada actividade desenvolvida durante a estadia (Figura 2). De acordo com os valores médios de resposta, percorrer a cidade a pé, observando o edificado e todo o património cultural e paisagístico, parece ser a actividade que, de forma geral, mais tempo ocupa a quem visita Lisboa. O usufruto da gastronomia e da vida nocturna constituem-se igualmente como actividades em que os turistas declaram passar, em média, 4,4 e 3,2 (respectivamente) do tempo ao longo da estadia. O tempo dispendido na demanda de sol e praia demonstra que esta não é, de uma forma genérica, uma das actividades preferenciais, reforçando as respostas obtidas no que respeita às motivações.

Como se pode constatar, os atributos do destino apontados pelos turistas como motivadores da escolha e as actividades realizadas durante a permanência na cidade não se prendem directamente com o clima ou o estado do tempo. Contudo, o calor excessivo ou episódios de chuva intensa podem aportar algumas contrariedades a estas actividades e terão, com certeza, impacto na experiência vivida. Trata-se por isso de um tipo de turismo sensível ao clima. Assim, ainda que não seja um impedimento à realização da viagem, as condições atmosféricas terão certamente um importante peso na satisfação do turista (Smith, 1993; Perry, 1997).

Parece, no entanto, incerto prever perdas no volume turístico como resultado das alterações climáticas.

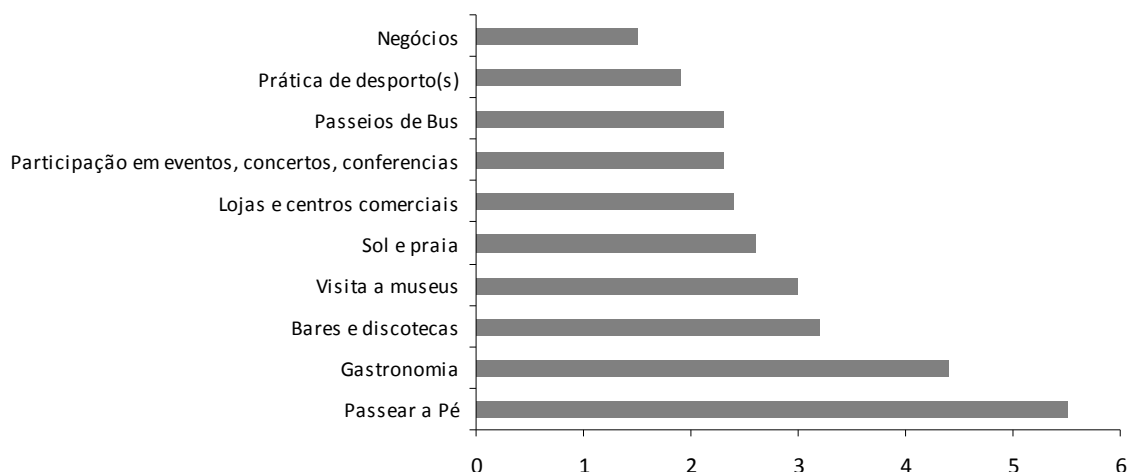


Figura 2. Tempo dispendido pelos turistas em actividades no destino (valores médios numa escala de 1 a 7)

No decorrer da entrevista, ambos os grupos de respondentes foram colocados perante dois cenários hipotéticos de alterações climáticas na AML, concebidos a partir das projecções regionais apresentadas em Miranda *et al.* (2006); foram considerados um cenário de mudança moderada (cenário 1) e outro de alteração mais extrema (cenário 2). No primeiro cenário, mais moderado, perspectivava-se que a região pudesse conhecer até 2050 um aumento de temperatura de 2°C (que se saldaria numa temperatura máxima média de 30°C em Julho e Agosto e de 17°C no Inverno) e um decréscimo da precipitação de 150 mm, a par de uma maior frequência de ondas de calor. No segundo cenário, mais extremo, o aumento da temperatura seria de 5°C, correspondendo a uma temperatura máxima média de 33°C em Julho e Agosto e de 20°C no Inverno, haveria ondas de calor mais frequentes e de maior duração e observar-se-ia um declínio mais severo no volume de precipitação, que se reduziria em 300 mm. Foi pedido aos entrevistados que manifestassem a sua percepção quanto à agradabilidade da cidade, em face destas projecções, utilizando para o efeito uma escala de 1 a 7 (sendo que 1 manifesta inteira discordância e 7 expressa concordância absoluta).

Em face do primeiro cenário, a generalidade dos agentes de mercado parece considerar que Lisboa não deixaria de ser atractiva. Instados a revelarem o seu grau de concordância com a ideia de que, mesmo nesse cenário, visitar Lisboa seria agradável (utilizou-se para o efeito uma escala de Likert de 7 valores), o valor médio das respostas obtidas variou entre 5,9 para o Outono e Primavera, e 5,2 para o Verão (Quadro 1), ou seja, valores que sugerem que maioritariamente os hoteleiros não consideram que uma alteração desse tipo possa afectar o destino Lisboa em qualquer das estações, embora se coloquem maiores dúvidas quanto ao Verão.

Quadro 1. Opinião da estrutura de mercado quanto à atractividade da cidade face a dois futuros cenários climáticos para 2050 (valores médios numa escala de Lickert de 7 pontos)

O cenário acima descrito é agradável para	Valor médio de respostas (escala de 1 a 7)	
	Cenário 1	Cenário 2
Visitar Lisboa no Verão	5,0	3,3
Visitar Lisboa no Outono	6,0	5,3
Visitar Lisboa no Inverno	5,7	5,6
Visitar Lisboa na Primavera	6,0	5,4

No cenário mais extremo, as respostas já não revelaram tanto optimismo (Quadro 1). A concordância em relação ao facto de continuar a ser agradável visitar a AML reduziu-se em todas as estações, descendo para valores entre os 5,4 e os 3,5. O Verão ficaria, segundo a opinião dos hoteleiros, fortemente penalizado na sua atractividade turística. No entanto, a verdade é que, mesmo para um cenário extremo como este, a maior parte dos agentes económicos entrevistados não considerou que deixasse de ser agradável visitar Lisboa durante as estações intermédias ou durante o Inverno, o que mais uma vez vem reforçar a ideia de que, para os hoteleiros, é sobretudo ao nível da sazonalidade que se esperam as maiores consequências das alterações climáticas.

Quadro 2. Opinião dos turistas quanto à atractividade da cidade face a dois futuros cenários climáticos para 2050 (valores médios numa escala de Lickert de 7 pontos)

O cenário acima descrito é agradável para	Valor médio de respostas (escala de 1 a 7)	
	Cenário 1	Cenário 2
Visitar Lisboa no Verão	2,9	2,3
Visitar Lisboa no Outono	4,7	4,1
Visitar Lisboa no Inverno	4,7	4,9
Visitar Lisboa na Primavera	4,6	4,2

As percepções dos turistas, de forma genérica, manifestam-se francamente menos positivas, quer pensemos num cenário moderado, quer nos reportemos a um cenário de mudanças extremas (Quadro 2). De acordo com a mesma fórmula de resposta, o valor médio das respostas variou entre 4,7 para o Outono e Inverno e 2,9 para o Verão, no primeiro cenário, e 4,9 para o Inverno e 2,3 para o verão num cenário mais severo. Com efeito, se o impacto que as alterações poderão vir a sortir parece ser, de certa forma, aligeirado na percepção dos agentes económicos do sector, a posição dos turistas faz-nos supor que a alteração dos imperativos climáticos poderá ser ter impactos consideráveis, em especial no Verão.

Simultaneamente, os valores positivos que ambos os grupos indicam para as estações intermédias e para o Inverno permitem-nos deduzir que poderemos estar perante um cenário de mudanças na sazonalidade.

4. Conclusões

As recentes tendências do sector turístico apontam no sentido de um crescimento dos *city breaks*, isto é, estadias de curta duração em centros urbanos; com efeito, é neste produto turístico que a Área Metropolitana de Lisboa tem sedimentado a recente tendência de crescimento. Este tipo de turismo, assim como outros produtos associados ao destino Lisboa (nomeadamente, o turismo motivado pela prática de golfe), favorecem cada vez mais uma dispersão da procura turística pelas estações, uma vez que dependem muito pouco do factor clima – o património arquitectónico e cultural pode ser usufruído em qualquer época do ano.

Muito embora a análise das percepções quanto aos dois cenários de futuro revelem que as alterações climáticas podem vir a penalizar a atractividade da cidade durante o Verão, o mesmo não se aplica às restantes estações. Como consequência, Outonos e Invernos mais suaves podem revelar-se muito positivos e permitem-nos antecipar possíveis alterações na sazonalidade dos padrões de procura.

Como tal, as considerações de grande penalização da bacia do Mediterrâneo não são necessariamente aplicáveis ao tipo de turismo desenvolvido na Área Metropolitana de Lisboa e, ao invés de um declínio, poderá ser esperada uma dispersão da demanda turística ao longo do ano.

Agradecimentos

Esta pesquisa foi desenvolvida no âmbito do projecto Urban-Net “Urban Tourism and Climate Change” (URBAN/AUR/0003/2008), financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia, em cooperação com a Universidade de Ankara e a Universidade de Gotemburgo.

Referências bibliográficas

- Alcoforado, M. J.; Andrade, H.; Paulo, M. J., 2004. Weather and recreation at the Atlantic shore near Lisbon, Portugal. A study on applied climatology. In A. Matzarakis; C.R. DeFreitas and D Scott. (eds), *Advances in Tourism Climatology*, Special issue of *Berichte des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg*, 12: 38-48.
- Amelung, B.; Viner, D., 2007. The vulnerability to climate change of the Mediterranean as a tourist destination, in B. Amelung; K. Blazejczik, and A. Matzarakis (eds) . *Climate Change and Tourism – Assessment and Coping Strategies*, Maastricht –Warsaw – Freiburg: 41-55.
- Andrade, H.; Alcoforado, M.J. and Oliveira, S., 2007. Methodologies to assess the effects of climate on tourism: weather type and individual perception”, in A. Matzarakis, De Freitas, C.R., Scott, D. (eds) 3rd International Workshop on Climate, Tourism and Recreation, Commission on Climate, Tourism and Recreation, International Society of Biometeorology, Freiburg: 74-80.
- Besancenot, J.P., 1989. *Climat et Tourisme*, Masson, Paris.
- Brito-Henriques, E., 2003. Distração, fruição e evasão: as funções cultural e recreativa na AML. In J.A. Tenedório (ed), *Atlas da Área Metropolitana de Lisboa*. Junta da Área Metropolitana de Lisboa, Lisboa: 189-208.
- Dias, F., 2009. Visão de síntese sobre a problemática da motivação turística. *Percursos e Ideias Revista Científica do ISCET*, 1, 2^a série: 117-143.
- Fagence, M.; Kevan, S., 1998. Migration, Recreation and Tourism: Human Responses to Climate Differences. In Auliciems, A. (ed.) *Human Bioclimatology: Advances In Bioclimatology*, Springer, :133-160. .
- Martin, M.B.G., 2005. Weather, climate and tourism. *Annals of Tourism Research*, 32, 2: 571-591.
- Miranda, P.; Valente, A.; Tomé, A.R.; Trigo, R.; Coelho, F.; Aguiar, A.; Azevedo, F., 2006, O clima em Portugal nos Séculos XX e XXI, *Alterações climáticas em Portugal. Cenários, Impactes e Medidas de Adaptação, Projecto SIAM II*, in F. D. Santos and P. Miranda, Gradiva, Lisboa: 45-113.
- Lubbe, B., 1998. Primary image as a Dimension of destination Image: An Empirical Assessment, *Journal of Travel&Tourism Marketing*, 7, 4: 21-43.
- Perry, A., 2005. The Mediterranean: How Can the World’s Most Popular and Successful Tourist Destination Adapt to a Changing Climate?” *Tourism, Recreation and Climate Change*, in C.M. Hall, and J. Higham. (eds) Channel View Publications, Clevedon: 86-96.
- Turismo de Lisboa, 2006. *Lisboa 2010. Plano de Marketing Estratégico*, Lisboa.
- Wilbanks, T.J. et al., 2007. Industry, settlement and society, in M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J.van der Linden and C.E Hanson (eds) *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, ed., Cambridge University Press, Cambridge, UK: 357-390.

Urbanização, Alterações Climáticas e Problemas Ambientais

Roseana Corrêa Grilo^a; Magda Adelaide Lombardo^b

^aDoutora em Geografia pela Universidade Estadual Paulista - Rio Claro-SP, Brasil, Email: rc_grilo@yahoo.com.br

^bProfessora Doutora da Universidade Estadual Paulista- Rio Claro-SP, Brasil. Email: lombardo@rc.unesp.br

Resumo

Vários estudos confirmam que o intenso e rápido processo de urbanização ocorrido nos últimos cinquenta anos, em escala mundial está associado à vulnerabilidade das cidades e às alterações climáticas. Para Monteiro (1976) o clima urbano é a modificação substancial de um clima local (...). O desenvolvimento urbano tende a acentuar ou eliminar as diferenças causadas pela posição ou pelo sítio. A cidade modifica o clima através de alterações em superfície, na circulação dos ventos, aumenta a produção de gases poluentes, de calor e a precipitação pluvial tende a ser afetada nos seus valores quantitativos, distribuição espacial e regime. Os sistemas urbanos contribuem para aumento do volume das precipitações pluviais nos grandes centros urbanos das áreas tropicais (Landsberg, 1981; Monteiro, 1986; Lombardo, 1985; Lowry, 1988; Azevedo, 2002). Gens e Tucci (1995) afirmam que os principais impactos hidrológicos nos espaços urbanos estão associados ao uso e ocupação do solo. O rápido crescimento das cidades, sem um planejamento adequado, contribui para que o Sistema Pluvial Urbano, aliado a fatores como a topografia, construções e pavimentações, comprometam o próprio escoamento superficial, ocasionando inundações nessas áreas urbanas (Dunne, 1986). Sob essa perspectiva este estudo teve como objetivo realizar uma análise sobre a relação entre alterações climáticas, expansão urbana e problemas ambientais urbanos, na cidade de Itajubá-MG. Esta pesquisa baseou-se principalmente numa análise dos estudos realizados por Grilo et al (2001), Pinheiro (2005) e Silva (2006) sobre Itajubá-MG. Concluiu-se que no espaço urbano citado têm ocorrido, ao longo de algumas décadas, impactos relacionados com o escoamento superficial (enchentes), resultantes de excepcionalidades climáticas associadas aos condicionantes físicos. Para mitigar os impactos ambientais foram feitas algumas sugestões sobre a implantação de políticas públicas comprometidas com a qualidade de vida da população.

Abstract

Several studies have confirmed that the intense and rapid urbanization process occurred in the past fifty years, on a global scale, has been associated with the vulnerability of cities and climate change. To Monteiro (1976) urban climate has in local climate its main change (...). Urban development tends to accentuate or eliminate the differences caused by the position or the site. The city changes the climate through alteration on surface, wind circulation, increase in the production of polluting gases, heat and the rainfall tends to be affected in its quantitative values, spatial distribution and arrangement. Urban systems contribute to increased rainfall volume in the large urban centers in tropical areas (Landsberg, 1981; Miller, 1986; Lombardo, 1985; Lowry, 1988; Azevedo, 2002). Gens and Tucci (1995) argue that the main hydrological impacts in urban spaces have been associated to the use and the soil occupation. The fast growth of cities, without adequate planning, contributes to the Urban Rainwater System, combined with factors such as topography, buildings and pavements, undertakes its own runoff, causing flooding in these urban areas (Dunne, 1986). From this perspective this study had been as its goal to analyze the relationship between climate change, urban sprawling and urban environmental problems in the city of Itajubá - MG. This research was based mainly on a review of studies conducted by Grillo et al (2001), Pinheiro

(2005) and Silva (2006) about Itajubá. It had been concluded that in this urban space, over several decades, impacts related to surface runoff (floods), due to exceptionality climate related to physical constraints, have been occurring. To mitigate the environmental impacts some suggestions have been made on the implementation of public policies committed to the quality of life.

1. Introdução

A sociedade contemporânea se defronta com novos desafios como é o caso das alterações climáticas que tem provocado desastres ambientais, principalmente no século XX e início do século XXI. De um lado buscam-se esclarecer, do ponto de vista das ciências naturais, as causas e cenários futuros que podem estar associados a estas mudanças, e de outro lado, para as ciências humanas, emerge a demanda por paradigmas que possam orientar o estudo das relações entre ambiente e sociedade em uma escala local, regional e global. Dentro desta perspectiva a urbanização pode ser considerada um dos pontos de tensão mais evidentes, produzindo grandes e intensas transformações ambientais que resultam inúmeras vezes em problemas ambientais. A urbanização é uma das principais intervenções humanas na paisagem geográfica e aglutina as principais contradições da sociedade moderna em um conjunto de valores que tendem, cada vez mais, a produzir dicotomias e a exemplo disso, as questões entre rural e o urbano, ou naturais e sociais.

Vários estudos confirmam que o intenso e rápido processo de urbanização ocorrido nos últimos cinquenta anos, em escala mundial está associado à vulnerabilidade das cidades e às alterações climáticas.

Mas como poderíamos refletir sobre as alterações climáticas em decorrência do processo de urbanização, num contexto local? E até que ponto essas mudanças climáticas podem influenciar nas mudanças no ambiente regional e global? Acredita-se que a ciência vem lidando com novos dilemas com dimensões ainda não totalmente conclusivas, daí os desafios que nos levam a novas investigações e análises, com modelos e técnicas que possam contribuir para as soluções dos problemas ambientais, que estão a afligir a vida do homem no Planeta.

Com a divulgação do quarto relatório do Painel Internacional Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, 2007), muitas questões polêmicas são colocadas para serem discutidas e analisadas. Dentre as questões polêmicas a confirmação da contribuição da atividade humana (intenso processo de urbanização e atividades que se desenvolvem no campo), para o aquecimento do planeta foi o aspecto mais relevante deste documento. Contudo várias incertezas permanecem sobre as reais consequências do aquecimento global, sobre qual seria a variação positiva da temperatura e as alterações no regime de chuvas. Está previsto nas áreas urbanas uma maior frequência de ondas de calor, uma deterioração da qualidade do ar e o aumento de áreas de risco, principalmente nas cidades tropicais, cada vez mais sujeitas às chuvas intensas que podem provocar escorregamentos de encostas e enchentes.

Não é possível aguardar certezas científicas para se adotarem medidas mitigadoras que atenuem os eventuais impactos gerados pelas mudanças climáticas. É fundamental organizar o país com base nos cenários elaborados de hoje para o futuro. Diante desse contexto, este estudo teve como objetivo realizar uma análise sobre a relação entre alterações climáticas, expansão urbana e problemas ambientais urbanos, na cidade de Itajubá-MG, enfatizando o problema ambiental das enchentes. Neste trabalho utilizaram-se os termos enchentes ou cheias como sendo os fenômenos que ocorrem quando o volume da água que atinge simultaneamente o leito de um rio é superior à capacidade de drenagem de sua calha normal, também chamado de leito menor ou calha principal. Estes fenômenos naturais decorrem principalmente da excessiva precipitação pluviométrica e da conformação topográfica das bacias hidrográficas. Já o termo inundações também utilizado neste trabalho, decorre de modificações no uso do solo pelas atividades antrópicas que podem provocar danos de grandes proporções. Segundo Cprm (2004) citado por Silva (2006)

quando a capacidade de escoamento pelo canal do rio é superada acontece à inundação das áreas ribeirinhas (planícies de inundação ou leito maior do rio).

2. Expansão urbana, em Itajubá-MG

O processo de expansão urbana deve ser analisado no âmbito espacial e populacional. Esses dois aspectos podem ser caracterizados como fatores ambientais, pois ambos fazem parte de um ecossistema formado pela fusão de suas particularidades (LIMA, 1998). O processo de crescimento urbano ocorre pela integração desses fatores que são partes integrantes do ambiente e modificam e/ou são modificados pela ação transformadora de um dos componentes.

As condições meteorológicas juntamente com as condições hidrológicas propiciam a ocorrência de inundações e nos espaços urbanos, os danos que causam são inúmeros, tanto de ordem econômica, social como ambiental. O conhecimento do comportamento meteorológico de longo prazo é muito pequeno devido ao grande número de fatores envolvidos nos fenômenos meteorológicos e à interdependência dos processos físicos a que a atmosfera está sujeita. As condições hidrológicas que produzem as inundações podem ser naturais ou artificiais.

Dentre as condições naturais destaca-se: o relevo, o tipo de precipitação, a cobertura vegetal e a própria capacidade de drenagem da bacia hidrográfica. Já as condições artificiais são aquelas promovidas pela ação antrópica e como exemplos são: as obras hidráulicas, o processo de urbanização, o desmatamento, o reflorestamento e o uso e ocupação do solo. No caso da bacia urbana as superfícies impermeáveis, tais como telhados, ruas e pisos, produzem intenso escoamento superficial, através da canalização e da drenagem superficial. Os resultados da expansão urbana propiciam um aumento da vazão máxima e do escoamento superficial, redução do tempo de pico e diminuição do tempo de base. A urbanização e o desmatamento produzem um aumento na frequência da inundação, nas cheias pequenas e médias (Tucci, 2002).

A cidade de Itajubá surgiu em decorrência do povoado de Boa Vista do Sapucaí, sendo fundado em 19 de março de 1819 (Guimarães, 1987). O crescimento urbano se deu com o crescimento populacional que ocorreu em alguns períodos, mas a fase que se destacou foi a partir da década de 1970 com o desenvolvimento industrial (fase expressiva de 1971 a 1977) que continua até hoje.

Itajubá se localiza nas coordenadas geográficas 22° 25'30" S de latitude e a 45° 27'20" W de longitude, na porção sul do estado de Minas Gerais (Figura 1). Apresenta características de um crescimento urbano desordenado sem um planejamento prévio e adequado, as próprias condições topográficas, geológicas e geomorfológicas da área.

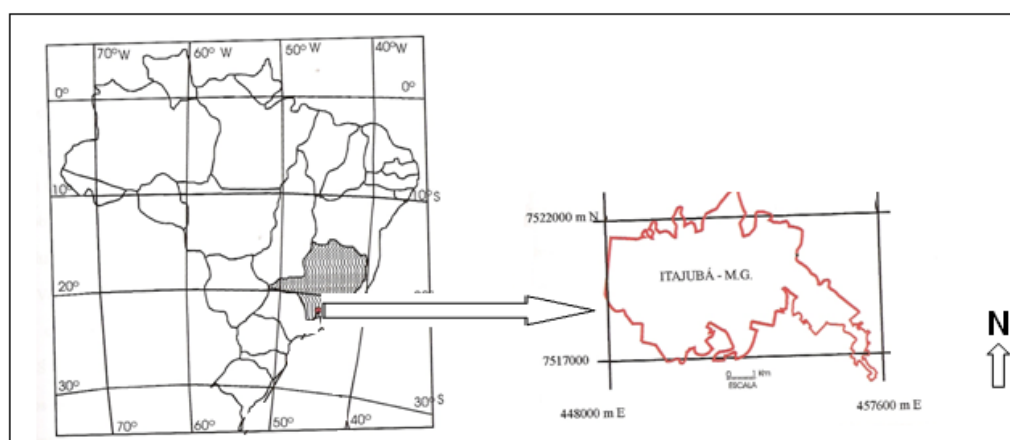


Figura 1: Localização de Itajubá

A malha urbana se desenvolveu ao longo dos principais cursos d'água, como o rio Sapucaí e seus afluentes, ribeirão de José Pereira (em sua margem esquerda), ribeirão das Anhumas e ribeirão Piranguçu (em sua margem direita) (Grilo et al, 2001).

Segundo Paes et al (2006) até o ano de 1971 a mancha urbana de Itajubá concentrava-se nas porções planas do município, com ampla ocupação de áreas de inundação do rio Sapucaí e de seus afluentes, em especial do Ribeirão das Anhumas e do Ribeirão de José Pereira. Nos períodos de maiores pluviosidades, essas áreas são freqüentemente inundadas prejudicando a população aí residente. A partir de 1971 a 2004 a mancha urbana começa a se expandir de forma radial, iniciando uma ampla ocupação das áreas de encosta. Nesse período a expansão urbana ocorre no sentido NW/SE, onde segue a planície do rio Sapucaí, e nos sentidos das porções NE/SW em direção às encostas, com a ocupação das áreas adjacentes ao Ribeirão de José Pereira, ao Ribeirão das Anhumas e ao Ribeirão Piranguçu, respectivamente. Observam-se nessas áreas os processos erosivos, devido às características topográficas e geomorfológicas do terreno e também devido à intensa pavimentação e baixa infra-estrutura dos equipamentos urbanos. Nos anos que se sucederam até 2006, os incrementos de área urbana municipal seguiram basicamente a mesma direção.

No período de 1970 a 2005, Itajubá teve uma elevadíssima taxa de crescimento da população que foi de aproximadamente 92%, passando de 42.825 habitantes para 82.136 habitantes, fato este, provavelmente relacionado com a atração exercida pelas indústrias, à crise agropecuária e ao desenvolvimento dos serviços de educação e saúde.

3. Clima urbano, alterações climáticas e enchentes

O clima urbano é a modificação substancial de um clima local. O desenvolvimento urbano tende a acentuar ou eliminar as diferenças causadas pela posição ou pelo sítio (Monteiro, 1976). A cidade modifica o clima através de alterações em superfície, na circulação dos ventos, aumenta a produção de gases poluentes, de calor e a precipitação pluvial tende a ser afetada nos seus valores quantitativos, distribuição espacial e regime. Os sistemas urbanos contribuem para aumento do volume das precipitações pluviais nos grandes centros urbanos das áreas tropicais (Landsberg, 1981; Monteiro, 1986; Lombardo, 1985; Lowry, 1988; Azevedo, 2002; Gens e Tucci, 1995).

Em todos os lugares, onde se instalam grandes centros urbanos, o comportamento atmosférico sofre mudanças tão profundas que, para Conti (1982), os organismos urbanos funcionam como sistemas abertos, por onde transitam fluxos de energia. Contudo os processos de absorção, difusão e reflexão dessa energia são perturbados, quando há grande concentração de poluentes e de partículas sólidas em suspensão, verificando-se alteração do índice de albedo. Como consequência, temos *as mudanças nas médias térmicas, pluviométricas, barométricas* e demais indicadores do tempo.

A urbanização altera o clima das cidades em vários seguimentos. Primeiro, a urbanização modifica a superfície física do solo, através da impermeabilização do solo com muitas construções e pavimentação, aumentando a produção de calor, de rugosidade e os efeitos dos ventos. Segundo, as atividades humanas produzem quantidades elevadas de calor. Terceiro, pelas suas funções as cidades introduzem grandes quantidades de partículas no ar (Bryson & Ross, 1982). Dentro dessa perspectiva de análise a circulação de veículos gera poluentes, que por sua vez vão gerar maior quantidade de calor, assim também as indústrias vão produzir gases e poluentes tóxicos, dando origem a mais calor, o que possibilita o surgimento das ilhas de calor (Lombardo, 1985).

Monteiro (2003) salienta que “o clima urbano é um sistema que abrange o clima de um dado espaço terrestre e sua urbanização. A poluição do ar, ilha de calor, inundações no espaço urbano, dentre outras formas, assumem destaque nos climas urbanos, refletindo, com isso, peculiaridades do clima da cidade. Após algumas ordenações este autor afirma: “*o conforto térmico engloba as componentes termodinâmicas que se expressam através do calor, ventilação e umidade; a qualidade do ar que se relaciona com a poluição do ar (Fenômeno*

físico-químico) e a outras formas de poluição do solo, da água, etc, é uma das mais decisivas na qualidade do ambiente urbano; os meteoros do impacto agrupados em todas as formas meteóricas, hídricas (chuva, neve, granizo, nevoeiros), mecânicos (tornados) e elétricos (tempestades) que causam impactos nas cidades quando assumem manifestações com intensidades”.

Todos os anos no início da estação das chuvas, as manchetes de jornais destacam os eventos de vulnerabilidade do espaço urbano frente ao fenômeno das precipitações pluviais. Fatos como deslizamentos de encostas, alagamentos, enchentes, congestionamentos, etc se repetem ano após ano e, apesar disso, sempre se tornam motivo de discussões políticas, sociais, econômicas. Os estudos climáticos indicam que o aumento da intensidade dos eventos de chuva, tempestade e vendavais já são sinais das mudanças climáticas, fatos que num futuro relativamente próximo (cerca de 50 anos) ocorrerão cada vez mais. Em termos do debate global, a responsabilidade dessas mudanças no clima seria a princípio das emissões de gases de efeito estufa (GEE), principalmente emitidos pelos países desenvolvidos (como os EUA).

4. As enchentes em Itajubá e as medidas mitigadoras

O crescimento de Itajubá foi acompanhado da expansão da estrutura física urbana com a ocupação de áreas de encostas impróprias para as habitações. Grilo et al (2001) realizaram uma pesquisa sobre o espaço urbano de Itajubá, produzindo o mapa de declividade do terreno, o mapa geomorfológico e o mapa das áreas impactadas pelas enchentes, com ênfase no ano de 2000, quando ocorreu a enchente do rio Sapucaí que atingiu 80% do espaço urbano e causou grandes prejuízos materiais à população e perdas humanas.

Além do trabalho de Grilo et al (2001) que trata dos condicionantes físicos e a ocupação do solo na cidade de Itajubá, destacando a questão das enchentes, outros autores como Pinheiro (2005), Silva (2006) e Paes et al, (2006) realizaram também estudos sobre a problemática das enchentes (cheias) e inundações, associadas com a expansão urbana e aspectos físicos específicos da área.

A cidade desenvolveu a maior parte de seus equipamentos urbanos (sistema viário, bairros, distritos industriais, sistema pluvial) na planície de inundação do rio Sapucaí, estendendo-se também pelas áreas planas dos afluentes, o ribeirão José Pereira e o córrego da Água Preta, na margem direita, e os ribeirões do Piranguçu e Anhumas, na margem oposta que deságua no rio principal, o Sapucaí, que corta o espaço urbano no sentido SE-NW.

Investigando o problema ambiental das enchentes, várias questões ficam em aberto para serem pesquisadas, como por exemplo: Quais as alterações que ocorreram nas séries de precipitações pluviais, ao longo do período de 1874 a 2003? Houve alterações no comportamento da temperatura ao longo da série de anos estudadas por Grilo et al (2001)? Existem alguns aspectos físicos que são característicos do espaço urbano de Itajubá como a sua topografia montanhosa (encostas da Serra da Mantiqueira), a constituição de seus terrenos geológicos que é antiga (rochas cristalinas) e a circulação de ventos no vale encaixado do rio Sapucaí e que servem como observações nos estudos ambientais sobre essa área.

Pinheiro (2005) apresentou um levantamento técnico sobre os eventos das enchentes em Itajubá, baseando-se na declividade média de 0,68 m/km, do trecho do Rio Sapucaí, que corta o município e na proposta metodológica de CHOW (1959). Com esta proposta o autor considera que a declividade da linha d'água do rio é a mesma que a declividade do fundo e semelhante à declividade da linha de energia, sendo possível transpor a profundidade da lâmina d'água das estações históricas para a Estação-base. Desta forma foi possível transpor todas as cotas topográficas de enchentes, referentes às fotos utilizadas por ele, para a seção mais próxima do Rio Sapucaí e, em seguida, transferidas dessas seções para a Estação-base, localizada no bairro de Santa Rosa (primeiro bairro que o rio Sapucaí drena com inicia seu trecho urbano) localizado na parte sudeste da cidade. Na figura 2 verifica-se a distribuição anual dos níveis máximos observados e calculados para a Estação-base, e o

nível de transbordamento que é indicado pela linha em vermelho (igual a 5,4m, ou seja, uma cota altimétrica de 844m). Observa-se figura 2 que no espaço de 103 anos (de 1874 a 1977), ocorreram apenas oito enchentes com extravasamento do leito menor do rio, enquanto que no período de apenas 23 anos (de 1977 a 2000) ocorreram quatro enchentes de grande intensidade e duas vezes (1977 e 1985) o rio esteve no limite de transbordar. Acredita-se que as chuvas possam ter ocorrido com intensidade maior parte das cabeceiras do rio Sapucaí e de seus afluentes, contribuindo para as enchentes.

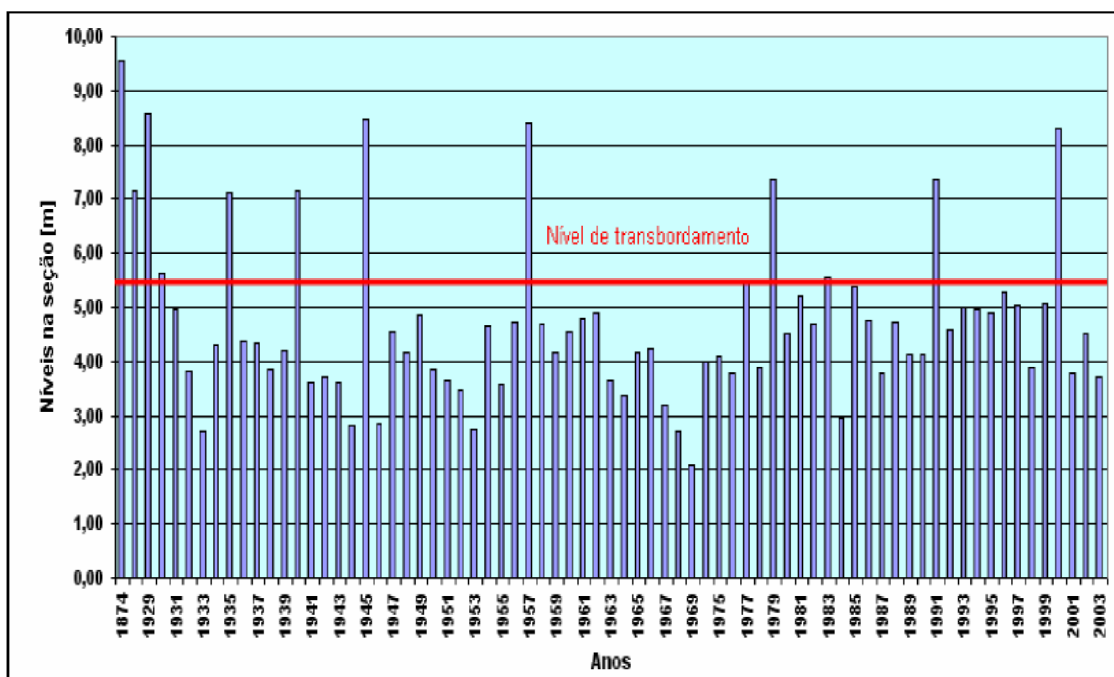


Figura 2: Cheias do rio Sapucaí, no período de 1874 a 2003. Fonte: Pinheiro, M. V., 2005.

Para explicar o acontecido como as duas séries de enchentes diferentes, em quantidade e período de tempo, atribuem-se que o processo de industrialização, que teve início a partir da década de 1970 em diante, promovendo um crescimento da população, e a expansão da malha urbana. Com isso ocorreram modificações no uso e ocupação do solo, aumentando a área de ocupação da planície de inundação (leito maior do rio), a pavimentação, o desmatamento e ocupação das encostas. Acredita-se que esses aspectos associados às condições do sítio urbano (vale encaixado do rio Sapucaí, condições geológicas da área, com rochas cristalinas e geomorfológicas), além das alterações na precipitação pluvial, contribuíram para que num curto período tempo (23 anos) ocorressem quatro enchentes de grande porte.

Apesar da análise que se fez sobre o estudo realizado por Pinheiro (2005) e observando o gráfico da Figura 2, verifica-se que a linha vermelha de transbordamento do rio Sapucaí está bem acima do nível de cheias do rio no ano de 2001, quando ocorreu uma das maiores enchentes em Itajubá, como os estudos de Grilo et al (2001) confirmaram. Ai fica a seguinte questão: Será que a linha de transbordamento do rio não seria numa posição mais abaixo? Portanto acredita-se que novos estudos devam ser realizados para se chegar a novas considerações.

Como medidas mitigadoras propõem-se: **1. Ações educativas:** desenvolver junto às escolas de ensino fundamental, médio, superior, campanhas de cunho ambiental sobre o potencial paisagístico e hídrico de Itajubá e região, sobre a preservação do Rio Sapucaí e Afluentes; governo municipal e órgãos públicos estadual e federal, sociedade civil, devem realizar campanhas de esclarecimento e alerta, sobre os meses chuvosos e de seca, relacionando às cheias e as queimadas; campanhas de esclarecimento sobre coleta seletiva e cata entulhos com a implantação por parte da prefeitura municipal desses serviços junto a comunidade; **2. Ações Técnicas e Legais:** Rever o Plano Diretor do Município, em todos os

seus aspectos de ordem ambiental, econômica, social e política, redirecionando a expansão urbana (Projetos de preservação do Rio Sapucaí e de seus afluentes); convênios com empresas privadas e governamentais para ampliar e gerenciar uma rede telemétrica, com estações remotas de coleta de dados plúvio e fluviométricos; Estabelecer o sistema de zoneamento (Lei de Parcelamento do Solo Urbano), com definição das cotas de aterro para as áreas consideradas de expansão urbana, faixas de inundação dos cursos d'água e áreas de inundação nos terrenos baixos e para a definição dos modelos de assentamento apropriados para as áreas sujeitas à inundação; Projeto de Lei, de Utilidade Pública, para fins de desapropriação, todos os terrenos particulares não-edificados, localizados dentro da faixa "non edificandi" do Rio Sapucaí e seus afluentes. 3. Ações de Fiscalização: e Ações Emergenciais: Promover uma ação continuada, de limpeza do leito do Rio para se evitar que grande quantidade de entulhos, tais como árvores, troncos, galhos, possam ocupar a calha principal do Rio e não prejudicar as estruturas de fundação de antigas pontes, etc.

5. Considerações Finais

Muitas questões polêmicas são colocadas para serem discutidas e analisadas, como é o caso do intenso processo de urbanização e suas consequências para o meio ambiente, como as alterações climáticas.

O processo de urbanização, crescimento e expansão da cidade de Itajubá podem ter gerado modificações no clima urbano, com o aumento do fenômeno hidrodinâmico (impacto pluvial) produzindo chuvas mais intensas, ocasionando enchentes expressivas do rio Sapucaí e seus afluentes.

Nesta investigação constatou-se que ao longo de várias décadas tem ocorrido problemas ambientais relacionados com o escoamento superficial (enchentes), resultantes de excepcionalidades climáticas associadas aos condicionantes físicos. Para mitigar os problemas ambientais foram feitas algumas sugestões sobre a implantação de políticas públicas e ações da sociedade civil, comprometidas com a qualidade de vida da população. A ocupação das áreas urbanas impróprias pode ser evitada através do planejamento do uso dos solos, o qual deve ser previsto no Plano Diretor Urbano das cidades.

Referências Bibliográficas

- Azevedo, T. R., 2002. Distribuição espacial da ocorrência dos maiores totais diários de precipitação na RMSP e arredores em função da intensidade relativa da atividade urbana. GEOUSP – Espaço e Tempo, São Paulo, n.12, p. 89-104.
- Bryson, R. A.; Ross, J. E., 1972. The Climate of The City. In: Urbanization and Environment. Belmont: Duxbury Press.
- Conti, J. B., 1982. Crescimento Urbano e Mudanças climáticas. Inter-facies, São José do Rio Preto : V. 77, p. 1-17.
- Cprm, Ana e Igam., 2004. Definição da Planície de inundação da cidade de Go –vernador Valadares. Belo Horizonte. 30 p.
- Dunne, Thomas, 1986. Urban Hydrology in the Tropics: problems, solutions, data collection and analysis . In: URBAN CLIMATOLOGY AND ITS APPLICATIONS WITH SPECIAL REGARD TO TROPICAL AREAS, 1984, México. Proceedings of The technical Conference. Geneva, Word Meteorological Organization,. p. 405-434 (World Climate programme , WMO nº 652).
- Gens, F.; Tucci, C. E. M., 1995. Infiltração em Superfícies Urbanas. Revista Brasileira de Engenharia - caderno de Recursos Hídricos, v. 13. n. 1, p. 77-103.
- Grilo, R. C.; Foresti, C.; Freitas, M.I.C., 2001. Os Condicionantes Físicos e a ocupação do Solo na Cidade de Itajubá: uma análise da problemática das ocorrência de enchentes. Rio Claro, SP: 2001. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista-UNESP.
- Guimarães, A., 1987. História de Itajubá. Belo Horizonte-MG: Imprensa Oficial. p. 62.

- IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 7-22.
- Landsberg, Helmut E., 1981. The Urban Climate. New York: academic press.
- Lombardo, M. A., 1985. ilha de Calor nas Metrópoles – O exemplo de São Paulo. São Paulo: Hucitec.
- Lowry, W.P., 1988. Atmospheric ecology for designers and planners. McMinnville: Peavine Publications.
- Monteiro, C. A. de F., 1976. Teoria e Clima urbano. São Paulo: IGEOC-USP. Livre Docência (Tese).
- Monteiro, C. A. de F., 1986. Some aspects of the urban climates of Tropical South America: The Brazilian contribution. In: Urban Hydrology in the Tropics: problems, solutions, data collection and analysis . In: URBAN CLIMATOLOGY AND ITS APPLICATIONS WITH SPECIAL REGARD TO TROPICAL AREAS, 1984, México. Proceedings of The technical Conference. Geneva, World Meteorological Organization,. p. 137-198 (World Climate programme , WMO nº 652).
- Monteiro, C. A. de F. ; Mendonça, F., 2003. Clima Urbano. São Paulo: Editora Contexto.
- Moraes, J. M., 2003. Rio Sapucaí – Vereda da visão de uma Alvorada. ACR & Associados. 128 p.
- Paes F. da Silva; Ribeiro, L. F.; De oliveira, T. A., 2006. ANÁLISE DO PROCESSO DE EXPANSÃO URBANA NO MUNICÍPIO DE ITAJUBÁ – MG, NO PERÍODO DE 1971 A 2006. Acesso em 10 de março de 2010, em: http://www.geo.ufv.br/simposio/simposio/trabalhos/trabalhos_completos/eixo11/029.pdf.
- Pinheiro, M. V., 2005. Avaliação técnica e histórica de enchentes em Itajubá-MG. Itajubá: MG: 2005. Dissertação de Mestrado. UNIFEI. Acesso em 20 de março de 2010, em http://dominiopublico.qprocura.com.br/dp/79301/Avaliacao-tecnica-e-historica-de-enchentes-em-Itajuba_MG.html.
- Silva, A. P. M., 2006. Elaboração de Manchas de Inundação para o Município de Itajubá, utilizando sig. Dissertação de Mestrado. UNIFEI. Acesso em: 20 de março de 2010, em http://www.professoralexandre.unifei.edu.br/Mestrado/Ana_moni.pdf.
- Tucci, C. E. M., 2002. Impactos da variabilidade climática e o Uso do solo sobre os recursos hídricos. In: Fórum Brasileiro de Mudanças Climáticas – Câmara Temática de Recursos Hídricos, Brasília.

Alterações Climáticas no regime de ondas de calor e frio simulado para Portugal, São Tomé e Cabo Verde

Maria João Carvalho^a; Alfredo Rocha^b

^aCESAM & Department of Physics, University of Aveiro, Aveiro, Portugal, Email: a39409@ua.pt

^bCESAM & Department of Physics, University of Aveiro, Aveiro, Portugal, Email: alfredo.rocha@ua.pt

Resumo

Este trabalho visa o estudo de episódios anómalos de temperatura - ondas de calor e ondas de frio - em Portugal, Cabo Verde e São Tomé e Príncipe, de forma a identificar alterações na duração, intensidade e frequência destes no futuro. O estudo baseia-se em dados do Intergovernmental Panel for Climate Change (IPCC) do modelo GFDL CM2.1 do grupo de trabalho que inclui o Departamento de Comércio dos EUA a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) e o Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL). Para tal, tratou-se dados de reanálise referentes a um período de controlo (1971-2000) e projecções realizadas tendo em conta o cenário A2 para o final do século XXI: 2071-2100 para dados mensais e 2081-2100 para dados diários. As ondas de calor/ frio foram identificadas e classificadas tendo em conta a duração, após o que, foram caracterizadas pela sua média e desvio padrão, bem como pelo máximo atingido (para as ondas de calor) e mínimo (para as ondas de frio). Encontrou-se que na maioria dos pontos estudados há um aumento tanto de ondas de calor como de ondas de frio, excepto em alguns casos. Para além disso, houve a tentativa de relacionar os dois tipos de eventos (ondas de calor e frio) com os sistemas de alta pressão dos Açores e baixa pressão da Islândia - índice NAO.

Abstract

Surface daily maximum and minimum temperatures were used to study heat waves and cold spells for Portugal, São Tomé and Príncipe and Cape Verde. The data used was simulated by the GFDL 2.1 model (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) for 20th century climate and A2 future scenario. The 20th century climate was studied from 1971 to 2000 (30 year period) whilst the scenario only for 20 years, from 2081 to 2100. Both heat waves and cold spells were identified and characterized by their duration, maximum/minimum anomaly, mean anomaly and standard deviation. With some exceptions, the changes obtained for the heat waves are consistent with the predicted increase: more drastic for moderate climates such as Islands. However in contrary to anticipated, the number of cold spells is also projected to increase in the future, as well as their severity.

1. Introdução

O clima de uma região é definido pela descrição estatística em termos da média e variabilidade das variáveis meteorológicas que caracterizam o estado da atmosfera durante um período mínimo de alguns meses e até milhares ou milhões de anos (SIAM II, 2006). Por sua vez, alteração climática consiste numa variação estatisticamente significativa da média ou variabilidade das variáveis que definem o clima, e que persiste durante um período da ordem das décadas (ou maior). Esta definição não distingue as alterações naturais das antropogénicas. Segundo Kikvet *et al.* (2003), as alterações do clima que se têm verificado apenas se conseguem reproduzir ao incluir os forçamentos antropogénicos. Tendo em conta que as várias componentes do sistema climático interagem entre si e sabendo que alterações nos fenómenos climáticos extremos têm impacto sobre vários sistemas naturais e sociais tais como os recursos hídricos, agricultura, biodiversidade, pescas, energia e saúde

pública, é de grande importância estudar de forma local a evolução do clima, de forma a produzir estratégias de mitigação e adaptação.

Foram já feitos vários estudos locais de extremos de temperatura. Choi *et al.* (2009) no estudo de extremos de precipitação e temperatura na zona Pacífico-Asiática, encontraram um aumento no número de extremos de calor e diminuição de ocorrência de extremos de frio para o período entre 1955 e 2007. Num estudo semelhante para o Irão, Rahimzadeh e Fattahi (2009) encontraram uma tendência positiva na ocorrência de ondas de calor e uma tendência negativa de ondas de frio, excepto para uma estação em que ambas as tendências são positivas. De forma a estudar a tendência futura nos extremos de temperatura para a Austrália, Alexander e Alrblaster (2009) utilizaram a média de todos os cenários SRES. Encontraram um aumento do número de extremos de temperatura máxima e uma diminuição de extremos de temperatura mínima sobre a maior parte do território Australiano durante o século XXI, apesar das tendências serem marcadamente inferiores ao esperado globalmente.

2. Métodos e Dados

2.1 Dados

Os dados utilizados foram retirados da base de dados do Fourth Assessment Report do IPCC, do modelo GFDL 2.1 (*website* 1). Este modelo tem saída numa malha de 2,5° de longitude por 2,0° de latitude. De forma a fazer a comparação entre clima futuro e clima presente, utilizou-se dados da experiência 20C3M – dados de clima do século XX – entre Janeiro de 1971 e Dezembro de 2000 e dados referentes ao cenário A2 construído pelo IPCC. Os dados para o clima futuro são referentes a um período de 30 anos (2071 - 2100) para a temperatura média mensal mas apenas a 20 anos (2081 - 2100) para dados diários de temperatura máxima e mínima.

2.2 Área de estudo

Este estudo foi feito para três áreas distintas: Portugal, São Tomé e Príncipe e Cabo Verde. Portugal está dividido em três regiões sendo estas Portugal Continental, Açores e Madeira. Inicialmente havia 6 pontos em Portugal Continental e Açores, 2 para Cabo Verde e 1 para a Madeira e São Tomé e Príncipe. Utilizou-se análise estatística (*t-test* e *f-test* com $\alpha=0,05$) para agrupar os pontos tendo em conta a sua semelhança em termos de média e variância, de forma a reduzir o número de pontos em estudo. Por fim, analisou-se os pontos que se pode ver no Quadro 1.

Quadro 1. Posição geográfica dos pontos para os quais os cálculos locais foram feitos.

	Pt. Continental		Açores		Madeira	Cabo Verde	São Tomé e Príncipe
	Ponto 1	Ponto 2	Ponto 1	Ponto 2			
Latitude (°Norte)	39,4382	39,4382	37,4157	37,4157	33,3708	15,1685	1,0112
Longitude (°Este)	-8,7500	-6,2500	-28,7500	-26,2500	-16,2500	-23,7500	6,2500

2.3 Metodologia

Uma onda de calor, de acordo com a Organização Mundial de Meteorologia, é um período de 6 ou mais dias consecutivos em que a temperatura máxima excede em pelo menos 5 °C a média das temperaturas máximas do período de referência. De forma semelhante, o critério utilizado para as ondas de frio: período de 6 ou mais dias consecutivos em que a temperatura mínima é inferior em pelo menos 5 °C à média das temperaturas mínimas de referência. Quando se aplicou estes critérios aos pontos localizados nas ilhas, nenhum destes apresentava ondas de calor/frio, o que se deve à menor variabilidade da temperatura nestes locais. Assim, o índice de onda de calor/frio foi adaptado, para considerar apenas 2 °C acima/abaixo da média das temperaturas máximas/mínimas. Foi feita uma climatologia para cada um dos meses do ano, para o período de clima actual – 20C3M – e para o clima futuro, construindo assim, os índices para cada uma das séries temporais. Para além disso, determinou-se o número de dias por ano em que a temperatura máxima é superior ao percentil 90 de temperatura máxima e o número de dias por ano em que a temperatura mínima é inferior ao percentil 10 de temperatura mínima – Quadro 2.

Quadro 2. Índices definidos para comparação entre clima actual e clima futuro.

Índice de onda de calor	Número de dias consecutivos (acima dos 5) em que $T_{max} > \overline{T_{max}} + 5\text{ °C}$ (ou 2 °C para as ilhas)
Índice de onda de frio	Número de dias consecutivos (acima dos 5) em que $T_{min} < \overline{T_{min}} - 5\text{ °C}$ (ou 2 °C para as ilhas)
P90	Número de dias no ano em que $T_{max} > P90_{T_{max}}$
P10	Número de dias no ano em que $T_{min} > P10_{T_{min}}$

Para além disso, analisou-se as distribuições de temperatura mínima e máxima para as estações do ano extremas: Inverno (Dezembro-Fevereiro) e Verão (Junho-Agosto).

3. Resultados e Discussão

Um dos indicadores directos de estar a haver alteração da temperatura é a temperatura média global. Para além disso, pode-se ainda inferir qual a tendência a que as alterações ocorrem. Em média, para o período de clima actual, a temperatura média global tem uma tendência de 0,1021 °C/ano, enquanto que para o futuro esta é de 0,0840 °C/ano.

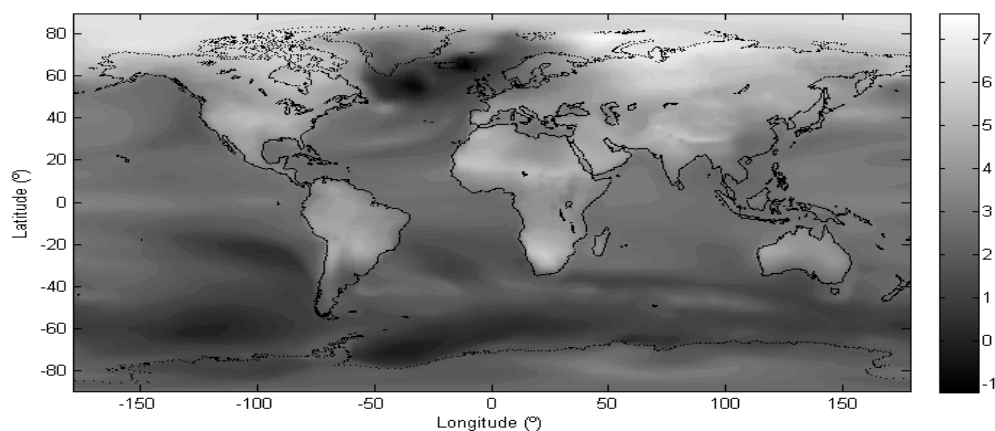


Figura 1. Campo da diferença da temperatura média do ar à superfície entre cenário e clima actual (SRESA2 - 20C3M) (°C).

Quando se faz o campo de diferença da temperatura média clima actual menos temperatura média do clima futuro – Figura 1 – nota-se que o maior aquecimento se dá no hemisfério Norte, sendo que sobre terra este é superior do que sobre os oceanos e tem o seu máximo no Ártico, que chega a atingir os 7 °C. A estação do ano que mais contribui para este aquecimento é o Outono em que se denota maior diferença nos campos.

Apesar da tendência da temperatura global ser um indicador fácil de analisar, o campo da diferença de temperatura média mostra claramente que cada região tem projectada uma evolução diferente. Tendo em conta que os pontos em estudo vão desde zonas muito próximas ao equador (São Tomé e Príncipe) até latitudes superiores a 39 °N, cada um dos pontos tem que ser estudado individualmente. Para todos os pontos em estudo, a temperatura média projectada para o futuro é superior à temperatura média do clima actual. Para além disso, em nenhum ano da série temporal futura a temperatura média anual é inferior às temperaturas médias anuais do clima actual.

3.1 Ondas de calor

De forma a estudar o que acontece com a temperatura máxima, estudou-se a sua distribuição para as estações do ano extremas – Inverno e Verão. Quando se compara os histogramas do cenário com os do clima actual, todos eles sofreram um deslocamento para a direita – temperaturas máximas mais altas – sendo que os maiores deslocamentos se dão para as ilhas. O maior deslocamento dá-se em São Tomé e Príncipe durante o Inverno. Para além disso, todas as distribuições sofrem um alargamento de 2 a 3 °C, excepto durante o Inverno no ponto 1 de Portugal Continental, que sofre um alargamento de 7 °C no futuro.

O número de dias em que a temperatura máxima é superior ao percentil 90 de temperaturas máximas para toda a série, dá uma ideia de como a distribuição se altera ao longo dos anos. O cálculo da tendência que deste indicador é uma forma do comportamento da temperatura máxima ao longo dos anos. Para todos os pontos, excepto o ponto 2 em Portugal Continental, a tendência de P90 é superior para o cenário, sendo que a maior diferença se dá para a Madeira (de 0,4444 para 7 dias/ano) e São Tomé e Príncipe (de -0,2222 para 6,2778 dias/ano). O ponto 2 de Portugal Continental apresenta tendência positiva para o clima actual. No entanto, para o clima futuro, a tendência de P90 é negativa, embora não muito acentuada (-0,6666 dias/ano).

Cada uma das ondas de calor foi caracterizada pelo máximo atingido, pela média e desvio padrão das temperaturas máximas durante o período da onda de calor. Ao valor máximo atingido, bem como à média, foi subtraído o valor do índice: $\overline{T_{max}} + 5$ °C para Portugal Continental e $\overline{T_{max}} + 2$ °C para as ilhas. Para cada local e período de tempo, foram calculados os valores médios de cada uma destas características das ondas, bem como a duração média. Para além disso, calculou-se o número médio de ondas de calor por década (Quadro 3).

Apesar da adaptação do índice de onda de calor, por estar muito perto do equador, São Tomé e Príncipe não apresenta ondas de calor. Pode-se então ver, no Quadro 3 que apenas os pontos em Portugal Continental não sofrem aumento da intensidade média; o ponto PT1 apresenta uma descida enquanto que o ponto PT2 se mantém com aproximadamente a mesma intensidade média no futuro. Os pontos que sentem maior subida da intensidade média são pontos nos Açores. Da mesma forma, a intensidade máxima também aumenta no futuro, em todos os pontos excepto em Portugal Continental e o ponto 2 nos Açores onde desce. O ponto na Madeira é o que sofre maior subida, sendo que o ponto 1 em Portugal Continental é aquele com maior descida da intensidade máxima. A duração é o parâmetro que menos se altera no futuro, com alteração significativa apenas para PT1, onde esta desce de 9 para 7 dias. Em termos da frequência de ocorrência das ondas de calor, esta apenas se mantém para Cabo Verde e para o ponto 2 nos Açores, subindo para os restantes. A Madeira apresenta 5x mais ondas de calor no cenário (maior aumento), seguida pelos pontos em Portugal Continental, e ponto 1 dos Açores que têm um aumento de 2x.

Quadro 3. Média dos parâmetros de caracterização das ondas de calor (intensidade média, intensidade máxima e desvio padrão em °C) para cada um dos pontos. Az – Açores, CV – Cabo Verde, MA – Madeira, PT – Portugal Continental e SP – São Tomé e Príncipe.

		<i>Anomalia média</i>	<i>Anomalia máxima</i>	<i>desvio padrão</i>	<i>duração</i>	<i>nº/década</i>
AZ	20C3M	0,4801	0,8864	0,2777	8	2
1	SRESA2	0,7084	1,1668	0,3805	9	4
AZ	20C3M	0,4904	0,8485	0,2567	9	2
2	SRESA2	0,8346	1,1840	0,2627	8	3
CV	20C3M	0,7044	1,2216	0,3493	9	4
1	SRESA2	0,9004	1,4397	0,4131	9	4
MA	20C3M	1,1656	1,7851	0,4144	9	1
1	SRESA2	1,4651	2,3020	0,6747	9	3
PT	20C3M	2,9980	5,0225	1,4473	9	3
1	SRESA2	2,2612	3,6384	1,1577	7	7
PT	20C3M	3,5650	6,1359	1,8777	9	5
2	SRESA2	3,4796	5,5844	1,5209	9	11
SP	20C3M	-	-	-	-	-
1	SRESA2	-	-	-	-	-

Ao calcular as ondas de calor para o futuro utilizando o índice calculado a partir da série do clima actual, obteve-se um número extenso, sendo que havia anos inteiros em que a temperatura máxima para dias consecutivos obedecia ao critério de onda de calor. Os pontos nos Açores apresentam cerca de 150 ondas calor, 120 em Cabo Verde e Portugal Continental, 168 na Madeira, cerca de 50 em São Tomé e Príncipe.

3.2 Ondas de frio

Da mesma forma do que foi feito para a temperatura máxima, estudou-se as distribuições da temperatura mínima para os períodos de clima actual e clima futuro para as estações de extremo – Inverno e Verão. Mais uma vez, todas as distribuições mostram um deslocamento para a direita, para valores mais elevados de temperatura mínima. O deslocamento mais acentuado que se dá é para Cabo Verde no Inverno, seguido de São Tomé e Príncipe na mesma estação. O valor mínimo de temperatura mínima para o clima futuro é superior em mais de 2 °C ao valor máximo de temperatura mínima para o clima actual para Cabo Verde e de 1 °C para São Tomé e Príncipe.

De forma análoga ao que foi feito para a temperatura máxima, calculou-se a tendência de P10 para o clima actual e futuro. Para todos os pontos excepto Portugal Continental, a tendência de P10 é menor no futuro do que no clima actual. De facto, para os Açores e Cabo Verde, a tendência é positiva (aumento de dias muito frios) para o clima actual e passa a negativa para o clima futuro. Nos pontos em Portugal Continental, a tendência é negativa para o clima actual e passa a positiva no clima futuro.

Ao calcular os parâmetros para as ondas de frio, as anomalias média e mínima são negativas. No entanto, podem ser analisadas pelo seu valor absoluto.

Tal como aconteceu para as ondas de calor, em São Tomé e Príncipe, não é possível fazer uma comparação entre clima actual e clima futuro, visto que este ponto apenas apresenta uma onda de frio durante o cenário. Para além deste, o ponto 1 em Portugal Continental também não pode ver as características das ondas de frio – excepto a frequência – comparadas com as do clima actual. A intensidade média das ondas de frio apresenta um aumento para todos os pontos, excepto para Cabo Verde e Madeira, onde esta se mantém. Por sua vez, a intensidade mínima aumenta para os Açores e ponto 2 em Portugal Continental, mantendo-se aproximadamente igual para a Madeira e sofrendo descida para Cabo Verde. O número de ondas de frio por década aumenta nos pontos AZ2 (de 3 para 4), CV1(1 para 2) e PT2 (3 para 5), sendo que o maior aumento é para o ponto em Portugal

Continental. Na Madeira o número de ondas de frio mantém-se em 2 o.f/década, enquanto que no ponto 1 dos Açores se dá uma diminuição de 5 para 4 ondas de frio por década. A duração sofre, em média, uma diminuição de 11 para 10 dias em Cabo Verde e de 7 para 6 dias na Madeira.

Quadro 4. Média dos parâmetros de caracterização das ondas de frio (intensidade média, intensidade mínima e desvio padrão em °C) para cada um dos pontos. Az – Açores, CV – Cabo Verde, MA – Madeira, PT – Portugal Continental e SP – São Tomé e Príncipe.

		<i>Anomalia média</i>	<i>Anomalia mínima</i>	<i>desvio padrão</i>	<i>duração</i>	<i>nº/década</i>
AZ	20C3M	-1,1639	-2,3824	0,7717	5	7
1	SRESA2	-1,8961	-3,0722	0,9758	4	7
AZ	20C3M	-1,1910	-2,1332	0,6781	3	7
2	SRESA2	-1,6347	-2,5078	0,7951	4	7
CV	20C3M	-0,5609	-1,1851	0,3821	1	11
1	SRESA2	-0,5270	-0,9429	0,2900	2	10
MA	20C3M	-1,1618	-1,9859	0,5766	2	7
1	SRESA2	-1,2144	-1,8176	0,5690	2	6
PT	20C3M	-	-	-	-	-
1	SRESA2	-2,4640	-4,6232	1,5191	1	8
PT	20C3M	-2,8560	-5,6976	1,8968	3	8
2	SRESA2	-4,2452	-7,8880	2,1525	5	8
SP	20C3M	-	-	-	-	-
1	SRESA2	-0,3240	-0,5705	0,1745	1	10

Calculou-se também o número de ondas de frio no futuro, tendo como referência o índice de onda de frio do clima actual. Não se encontrou nenhuma onda de frio em nenhum dos pontos em estudo.

3.3 Oscilação Norte Atlântica – NAO

Tendo em conta que todos os pontos em estudo se situam no hemisfério Norte, no oceano Atlântico, é de esperar que haja alguma relação entre o índice NAO (diferença normalizada entre a alta pressão dos Açores e a baixa pressão da Islândia) e a ocorrência de ondas de calor/frio. Visto que a NAO é mais intensa durante os meses de Inverno (Dezembro a Fevereiro), apenas é calculada para estes. Quando o índice NAO é mais alto, a diferença de pressão entre os dois sistemas é mais acentuada, o que promove a circulação de Oeste para Este, transportando o ar oceânico temperado. Assim, em anos em que este índice tem um valor elevado, os Invernos são mais temperados, com menos ocorrência de temperaturas muito baixas (Marshall *et al.*, 2001). Visto que as ondas de frio se dão maioritariamente durante os meses de Inverno, pode concluir-se que em anos de ocorrência de ondas de frio o índice NAO deverá ser inferior ao calculado para anos em que não ocorrem ondas de frio. Para o clima actual, foi então feito um compósito de anos em que ocorreram ondas de frio e calculado o índice NAO médio desses anos. Foi feito outro compósito de anos em que não ocorrem ondas de frio para o qual se calculou o índice NAO médio, utilizando os dados retirados do *website* 2. Realizou-se a mesma operação para anos com e sem ondas de calor. O resultado está no Quadro 5.

Quadro 5. Índice NAO médio calculado para cada um dos compósitos de anos (valores para o índice NAO retirados do *website* 2).

	Ondas de calor	Ondas de frio
Anos com	0,9710	0,9813
Anos sem	1,4770	1,3207

Para anos com ondas de calor/frio, os valores médio de índice NAO são semelhantes, tal como acontece para anos sem ondas de calor/frio. Para além disso, os valores obtidos são superiores para os anos em que não há ondas de calor/frio do que para anos em estas ocorrem. Para além disso, ao estudar os campos médios de pressão à superfície média do mar, feitos para os mesmos compósitos acima, verificou-se que, para anos com ondas de calor, a pressão é superior sobre a Península Ibérica. Por sua vez, a pressão é notoriamente inferior na Islândia (em comparação com o mesmo campo desenhado para o compósito anos sem ondas de calor).

4. Conclusões

Ao longo deste trabalho estudou-se as alterações no padrão de temperaturas em Portugal Continental, São Tomé e Príncipe e Cabo Verde, com ênfase no estudo na ocorrência de ondas de calor e frio e suas características. Para São Tomé e Príncipe não foi possível fazer o estudo das ondas de calor/frio, tendo-se analisado apenas as tendências de P90 e P10 – observa-se um aumento na primeira e uma diminuição da segunda. No geral, verifica-se um aumento do número de ondas de calor e frio no futuro, quando estas são calculadas com o índice da respectiva série temporal. Os únicos pontos que mantêm o número de ondas de calor são o ponto 2 nos Açores e o ponto em Cabo Verde. Para além disso, houve em média, um aumento da intensidade das ondas de calor – os únicos pontos para os quais tal não acontece encontram-se em Portugal Continental. As ondas de frio sofrem um aumento para todos os pontos excepto nos Açores onde a sua frequência se mantém. Para além disso, nota-se um aumento da intensidade das ondas de frio, excepto para os pontos nos Açores e Cabo Verde.

No entanto, ao comparar o clima futuro com os índices de onda de calor e frio, há um aumento no número de ondas de calor para a ordem das dezenas por década e uma diminuição para zero ondas de frio em todos os pontos. Esta conclusão está de acordo com o esperado tendo em conta que se projecta que haja um aumento da temperatura média global.

Referências bibliográficas

- Alexander L, Arblaster J. 2009. Assessing trends in observed and modelled climate extremes over Australia in relation to the future projections. *International Journal of Climatology* 29: 417-435
- Choi G, Collins D, Ren G, Trewin B, Baldi M, Fukuda Y, Afzaal M, Pianmana T, Gomboluudev P, Huong PTT, Lias N, Kwon W, Boo K, Cha Y, Shou Y. 2009. Changes in means and extreme events of temperature and precipitation in the Asia-Pacific Network region, 1955-2007. *International Journal of Climatology* 29: 1906-1925
- Kikvet, D Sexton DHM, Alexander L, Follard CK. 2003. Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes. *Journal of Climate* 16: 3560-3571
- Marshall J, Kushnir Y, Battisti D, Chang P, Czara A, Dickson R, Hurrell J, McCartney M, Saravan R, Visbeck M. 2001. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *International Journal of Climatology* 21: 1863-1898
- Rahimzadeh F. 2009. Variability of extreme temperatures and precipitation in Iran during recent decades. *International Journal of Climatology* 29: 329-343
- SIAM II. 2006. Alterações Climáticas em Portugal. Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação – Projecto SIAM II. Gradiva
- Dados IPCC 4th Assessment: <https://esg.llnl.gov:8443/index.jsp>
- Valores de índice NAO: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>

Detecção Remota & Instrumentação e Gestão da Informação

Distribuição do tamanho de gotas de chuva para a Costa Leste do Nordeste do Brasil utilizando dados de disdrômetro

Ricardo Sarmento Tenório^a; Marcia Cristina da Silva Moraes^b

^aUniversidade Federal de Alagoas, Brasil Email: ricardo.sarmiento@pq.cnpq.br

^bFundação p/ Estudos Avançados no Trópico Semi-Árido, Brasil Email:marciamoraes.m@gmail.com

Resumo

A relação Z-R, onde Z é o fator reflectividade radar e R a taxa de chuva, utilizada para interpretação de dados de radar meteorológico é geralmente baseada nas relações sugeridas na literatura. É importante calcular uma relação Z-R para diferentes regimes de precipitação para a melhoria da exatidão dos quantitativos de taxa de chuva, principalmente em caso de coexistência de diferentes tipos de precipitação, como por exemplo, na área de precipitação produzida a partir de um Sistema Convectivo de Meso-escala (MCS). Em geral, no MCS, acoplados à bigorna, a precipitação estratiforme pode não ocorrer como chuva. Ao contrário, a precipitação pode assumir uma intensidade maior ($\sim 10 \text{ mmh}^{-1}$), e, com características claramente flutuantes, apresentando pancadas de chuva. Por essa razão, neste estudo, as precipitações foram classificadas como convectivas e estratiformes, para se obter melhores estimativas de chuva. Portanto, relações Z-R foram estabelecidas para a Costa Leste do Nordeste do Brasil (NEB) utilizando dados de precipitação obtidos com um Disdrômetro RD-69, visando a operação de um novo sistema de radar meteorológico. Neste estudo, devido às facilidades de operação, manutenção e instalações, o Disdrômetro foi instalado no campus da Universidade Federal de Alagoas em Maceió em 2001, 12 meses antes de completar a instalação do sistema de radar. A Distribuição do tamanho de gotas (DSD) foi estratificada por classes de taxa chuvas. Verificou-se que as DSDs dependem claramente dos parâmetros das funções de distribuição analíticas e mostram uma variabilidade mensal acentuada. Os parâmetros da frequência de distribuição são dependentes de R. As formas das DSDs são similares, mas a quantidade de gotas em cada uma varia consideravelmente. Isto possivelmente pode ser devido ao curto período de coleta de dados ou devido à variabilidade intra-sazonal. A relação Z-R geral para a Costa Leste do NEB é $Z = 176,5 R^{1,29}$, com coeficiente de uma correlação de 0,83. Esta equação está em conformidade com as equações encontradas para chuvas estratiformes descritas na literatura. Consta-se que as chuvas convectivas observadas são produzidas por células convectivas normalmente embutidas em camadas de nuvens estratiformes. No entanto, quando se separa chuvas estratiformes das convectivas, verifica-se que o coeficiente linear da relação Z-R é significativamente menor para chuvas convectivas que para as estratiformes (65 e 167 respectivamente), mas, o coeficiente exponencial é maior para as convectivas do que para as chuvas estratiformes (1,69 e 1,26 respectivamente).

Abstract

Usually a single literature-suggested Z-R relationship, where Z the radar reflectivity factor and R the rain rate, is used for weather radar data interpretation. It is desirable to calculate a Z-R relationship by precipitation type to improve the accuracy of quantitative rainfall rate in case of coexistence of different precipitation types, such as, in the area of precipitation produced from a Mesoscale Convective System (MCS). In general, in the MCS trailing anvil, the stratiform precipitation does not fall as drizzle. Rather, the rainfall can assume significant intensity ($\sim 10 \text{ mmh}^{-1}$) with showery character. For that reason, in this study, the precipitations were classified into convective and stratiform type, to produce optimum rainfall estimates. Therefore, Z-R relationships were developed for the Eastern Coast of Northeastern Brazil

(NEB) using rainfall raindrop size distribution (DSD) data collected with a disdrometer RD-69, aiming their utilization to start the operation of a weather radar system. In this study, due to operation and maintenance facilities, the disdrometer was installed in the Campus of the *Universidade Federal de Alagoas* (The Federal University of Alagoas) in Maceió in 2001, 12 months before the complete installation of a new radar system. The DSD was stratified by rainfall rate classes. It is found that the DSD are clearly dependent on the parameters of the analytical distribution functions are, and show a marked monthly variability. The parameters of the frequency distributions are dependent on R . The forms of DSDs are similar but the amount of droplets in each one very strongly. This may be possible due to the short period of data collection or to the intraseasonal rainfall variability. The general relationship for the Eastern Coast of NEB was found to be $Z = 176.5 R^{1.29}$, with correlation coefficient equal to 0.83. This equation is in accordance with the ones for stratiform rain reported in the literature. We found that the convective rain observed is produced by convective cells imbedded into stratiform cloud layers. However, when separating stratiform and convective rainfall we found that the linear coefficient of the Z - R relation is significantly smaller for convective rainfall than for stratiform one (65 and 167 respectively), but the exponential coefficient is higher for convective than for stratiform (1.69 and 1.26 respectively).

1. Introduction

Rainfall is the most important variable in the tropics. Apparently, rainfall seems to be simple to observe. However, due to the random nature of the growth and development of convective cells, the classical method - the rain gage - is subject to errors that may exceed 100% in particular occasions. Whenever possible, weather radar is the preferable instrument for observing rainfall despite the calibration problems involved. A C-band weather radar was installed since January 2003 in the Campus of The *Universidade Federal de Alagoas*, city of Maceió located approximately at 10°S and 36°W, in the eastern coast of NEB (Tenório et al., 2003b). The benefits for the region include the alert of severe weather for civil defense, road transportation, port and airport operations, tourism and water resources management, agrarian activities, among others.

The raindrop size distribution (DSD) characteristics depend on the microphysical, dynamic and kinematic processes that interact to produce rain. They are the basis for the definition and computation of the major parameters involved in microwave propagation within clouds and rain. That is why many researches, (e.g., Marshall and Palmer, 1948; Feingold and Levin, 1986; Zawadzki and Antonio, 1988; Willis and Tattelman, 1989; Sauvageot and Lacaux, 1995; Sauvageot et al., 1999; Tenório et al., 1995, 1996, 2003a; Smith and Kliche, 2005; Lee and Zawadzky, 2005, among others) have been dedicated to understanding and modeling the raindrops size distribution. In general, DSD is described by a function that depends on the drop diameter. Functions with 2 or 3 parameters are employed for the statistics of such distributions. In this work, an exponential and a lognormal distribution were used to fit the DSD. The association of the precipitation with convective or stratiform clouds is of great importance in observational studies, modeling, and remote sensing because of the intervening microphysical processes. Such processes affect the dynamic field through the different vertical profiles of latent heat, the estimation of precipitation by radar, and the parameterization of cloud models with the different distributions of raindrops (Tokay and Short, 1996). To carry through a covering of the precipitation in the globe, including the oceanic surfaces and the inhabited terrestrial surfaces, observation from satellites and radar data must be used. The development and application of techniques that allow studying the features of precipitation from remote sensing data have been an important subject in a number of research. For applications in the field of weather radar, a basic relation between the radar reflectivity (Z) of the and the rain rate (R) must be defined for the region to be studied, that is the conversion of the radar reflectivity in rain rate through a Z - R relationship with two coefficients (Sekhon and Srivastava, 1971). Another method used for the estimation of the relation between radar reflectivity and rain rate, is a set of drop number measured with the disdrometer (Joss and Waldvogel, 1967; 1969; Campistron et al., 1987). The estimation

of Z-R relations using a set of pairs Z-R by means of one disdrometer RD-69 will be discussed for each type of rain (convective and stratiform).

The experimental area is one of the rainiest in northeastern Brazil. The wet season is from April to August with rainfall amounting to 60% of the year total. The dry season is from September to December, with only 10% of the year rain total. The large-scale rain producing mechanisms are frontal systems and high tropospheric cyclonic vortices. Wavy disturbances or perturbations in the southeasterly (SE) trade winds field are the mesoscale mechanisms responsible for the major portion of the year rain total. Small convective cells constitute the micro scale mechanisms (Molion and Bernardo, 2002). Upper Tropospheric Cyclonic Vortices (UTCVs) are synoptic scale systems with a great impact on the regional weather conditions for they are usually associated with high rainfall events. They are characterized by low pressure and convergence region at upper levels of the troposphere with descending motion in its core.

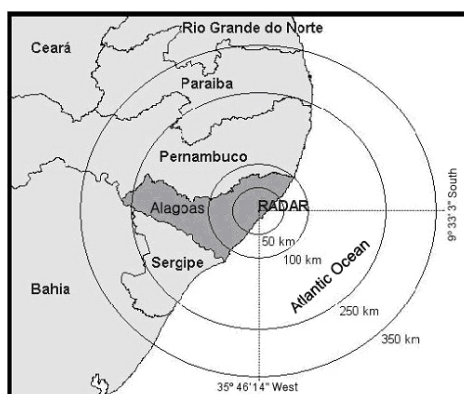


Figure 1. Area covered by the radar.

Conversely, high pressure and divergence are found at lower levels, where the western side convection stems from the positioning of a frontal system, usually over the continent. The convection in the UTCV's eastern flank is due to the convergence of the subsiding air with the SE trade winds, generally located over the ocean in the initial stage. UTCVs were described by many authors, among them Palmer (1951) with his pioneering studies, Kousky and Gan (1981). The UTCV season spans from November to March, with highest frequency in January, middle of the north hemisphere winter, when the equator-pole thermal gradient is largest in Northern Hemisphere (NH). Apparently, they occur in La Niña years or years in which the equatorial Pacific sea surface temperatures (SST) are close to their climatic mean while the northern Pacific shows positive SST anomalies. Under these circumstances, the frequency of cross equatorial north hemisphere frontal systems affecting even the south hemisphere tropics seems to be larger. According to Molion and Bernardo (2002), one sufficient condition for the development of an UTCV is likely to be the presence of frontal systems in low latitudes of both hemispheres simultaneously, with the Southern Hemisphere (SH) frontal system enhancing moist flux convergence over entire NEB. The prevailing synoptic situation, in which the UTCV developed and maintained its activity in producing the observed anomalous rain, will be described.

This study was performed in the *Campus A. C. Simões (UFAL)*, in Alagoas, Brazil, located over a large flat area 104 m above sea level. The obtained results are used by the weather radar system, which is installed in the UFAL. The equipment is a C-band WR-110-5 EEC radar (Tenório et al, 2003b) implemented with SASSANDRA signal-digitizing unit and computer codes (Sauvageot and Despaux, 1989). Figure 1 shows the area covered by the radar with 4 different radii 50 km, 100 km, 250 km and 350 km, indicating that a good portion of the Atlantic Ocean (half of the radar coverage) will now be observed. In case of severe storm, a warning message will be passed onto Civil Defense Headquarter for the applicable measures at this time.

2. Disdrometer

The disdrometer RD-69 made by DISDROMET LTD (www.distromet.com), has a sampling area of 50 cm² and it is sensitive to raindrop diameter ranging from 0.3 mm to 5.3 mm. The disdrometer measures the raindrop size and distribution by converting the impact of the raindrop into electrical pulses, whose amplitude is proportional to the drop size. The part exposed to rain was installed on the roof of the building of the *Instituto de Ciências Atmosféricas* (Atmospheric Sciences Institute) of the UFAL. The disdrometer has two parts: the transducer transforms the mechanical impulse of drop that arrives in the pecker into the electric pulses. The processor is composed of circuits to eliminate non desired signs mainly the acoustic noise. Its main functions are: to provide electric information, to process the sign and to test through a circuit the performance of the instrument. The amplitude of the pulse is in a fixed relation to the diameter of the rain drop. The pulses are divided into 127 classes of drop diameter, and for every drop hitting the sensor a code is transmitted to a computer. A computer program is used to put the data in a appropriate format for recording on a file. In order to get statistically significant samples and to reduce the amount of data, the program reduces the number of classes to 20. The variables estimated by the disdrometer and used in this study were calculated using the provided software. The number of drops with a diameter per unit of volume corresponding to the class i , is calculated with the equation:

$$N(D_i) = \frac{n_i}{FtV(D_i)\Delta D_i} \quad (1)$$

where D_i and ΔD_i are the raindrop mean diameter of class i and its class interval, respectively; F is the disdrometer sampling surface; t is the integration time interval, equal to 1 minute in this case; $V(D_i)$ is the terminal fall speed of a drop with diameter D_i , and N_i is the number of drop with diameter D_i . The rainfall rate (R), liquid water content (W), and radar reflectivity factor are calculated with the following equations:

$$R = \frac{\pi}{6} \frac{3.6}{10^3} \frac{1}{Ft} \sum_{i=1}^{20} (n_i D_i^3) \quad (\text{mm/h}) \quad (2)$$

$$W = \frac{\pi}{6} \frac{1}{Ft} \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{n_i}{V(D_i)} D_i^3 \right) \quad (\text{mm}^3/\text{m}^3) \quad (3)$$

$$Z = \frac{1}{Ft} \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{n_i}{V(D_i)} D_i^6 \right) \quad (\text{mm}^6/\text{m}^3) \quad (4)$$

3. Raindrop Size Distribution

Two distributions, one with 2 and the other with 3 parameters, were used to representing the distribution of the drop number as a function of diameter D . For the 2 parameter distribution it was used an exponential function (Marshall and Palmer, 1948) of the form:

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D) \quad (5)$$

where $N(D)$ is the drop distribution, N_0 is the number of drops, and λ is the distribution slope. Measurements of rain drop size spectra in some regions of the planet were carried out during the last years. When a variable follows a lognormal distribution, the logarithm of this variable follows a normal distribution. If $N(D)$ is used with a linear x-coordinate, the mode of the distribution is dissymmetrical and positioned on the very left, towards the origin of the x-coordinate. If the logarithm of the x-coordinate is taken, the distribution becomes symmetrical with the mode in the medium: the distribution of the log is thus normal. R , the intensity of rain, or D , the diameter of the drops follows a lognormal distribution, as written in some papers such as, Feingold and Levin 1986, Sauvageot and Lacaux 1995, Nzeukou, et al. 2004, among others. The results suggest that the lognormal representation is suitable for a broad range of applications and can facilitate interpretation of the physical processes which control the shaping of the distribution. For the three parameter distribution, Feingold and Levin (1986) proposed a lognormal function of the type:

$$N(D) = \frac{N_t}{\sqrt{2\pi \ln \sigma D}} \exp \left[-\frac{\ln^2 \left(\frac{D}{D_g} \right)}{2 \ln^2 \sigma} \right] \quad (6)$$

with the parameters N_t (per m^{-3}) is the total number of drops, D_g (in mm) is the mean diameter, σ is the standard deviation of D . According to the authors for a certain choice of weighted parameters this function can gives best fits than gamma distribution (Ulbrich, 1983) or an exponential distribution (Waldvogel, 1974).

Table 1. Parameters of DSD exponential and log normal distributions for the whole sample.

Sample name	rainfall rate classes	DTGs number (1 min.)	R	W	Z	Exponential		Log-normal		
			(mm h ⁻¹)	(mm ³ /m ³)	(mm ⁶ /m ³)	N_0 (mm ⁻¹ m ⁻³)	λ (mm ⁻¹)	N_t (m ⁻³)	σ	D_g (mm)
R1	$R < 2$	5726	0.02	0.0228	2.73	78.64	2.84	125.5	1.46	1.56
R2	$2 \leq R < 4$	1140	2.04	2.83	315.1	296	2.57	476.5	1.32	1.47
R3	$4 \leq R < 6$	1018	4.309	6.669	901.75	360.68	2.43	636.9	1.55	1.65
R4	$6 \leq R < 10$	1066	7.07	12.27	2222.69	300.71	2.17	745.3	1.55	1.65
R5	$10 \leq R < 20$	1017	12.59	25.05	6600.05	188.9	1.72	860.6	1.55	1.65
R6	$20 \leq R < 40$	480	25.84	48.75	10463.48	105.35	1.2	945.4	1.55	1.65
R7	$40 \leq R < 60$	115	42.53	101.74	47044.2	37.64	0.57	975.29	1.55	1.65
R8	$60 \leq R$	36	66.46	171.05	117618.8	20.23	0.14	1186.6	1.55	1.65

The data were stratified according to 8 rainfall rate classes for each month and for the total number of samples. The stratification is required since all DSD parameters are dependent on the rainfall rate (Sauvageot and Lacaux, 1995). The raindrop number, $N(D)$, as function of diameter (D) is shown in Figure 2 for the 8 classes listed in Table 1. There is a clear deficit of small droplets, remarked already, for example, by Ulbrich (1983), Feingold and Levin (1986), Sauvageot and Lacaux (1995), in tropical regions and more recently by Seifert (2005) revising the relation between the slope and shape parameters of the raindrop size distribution of the rainfall rate classes parameterized by a gamma distribution. The diameter of the first 3 classes did not exceed 5 mm and the maximum number of drop was always smaller than or equal to 2 mm of diameter. The number of drops equal to or larger than 5.3 mm was not recorded due to the upper limit of the instrument. The shape of the DSD was analyzed by comparing the monthly rainfall rates of the same class. During the whole sampling period, the rainfall rate classes were similar in shape but differ in drop quantity. Nzeukou et al. (2004), however, observed an almost perfect similarity when compared 4 years of data. So, this discrepancy may be due to the short sampling period (10 months). Another possible explanation is that the comparison was made between rainfall events of different seasons.

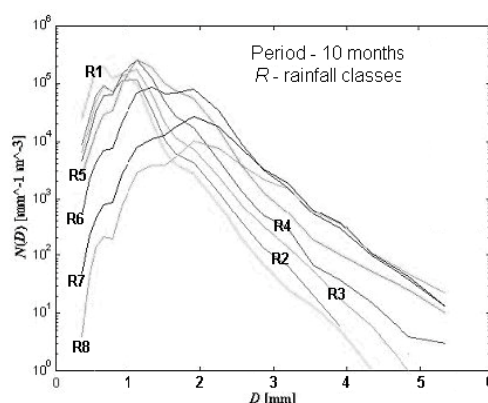


Figure 2. – Number of concentrations, $N(D)$, as function of the Diameter(D) (mm).

The results of the calculation of rainfall rate (R), liquid water content (W), radar reflectivity factor (Z), the parameters of the exponential distribution (N_0, λ) and of the lognormal distribution (N_t, D_g and σ) are shown in Table 1. For the exponential distribution, N_0 increase with rainfall rate up to rainfall rate Class R4, then decreases to a minimum in Class R8 thereafter. The maximum drop numbers were found to be between Classes R3 and R4. For the whole sample (10 months), the maximum and minimum N_0 were $360.68 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ and $20.23 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$, respectively. The slope of the exponential distribution ($\lambda(\text{mm}^{-1})$) decreases with increasing R . This behavior was found by Willis and Tattelman (1989) also Srivastava (1972, 1978) hypothesized that the effect of coalescence, with increasing of large drops number and reduction of smaller ones, causes λ to decrease. In Table 1, it is seen that there is a considerable λ decrease at $R \geq 40 \text{ mm h}^{-1}$. Willis and Tattelman (1989) found similar results for $R \geq 25\text{--}40 \text{ mm h}^{-1}$. The values of λ varied within the range of 0.14 mm h^{-1} (R8) to 2.84 mm h^{-1} (R1) for the whole sampling record. In Table 1, it is also apparent that, in general, N_t increases with R , with smaller values in Class R1, largest number of raindrops, are in Class R8. The minimum value is 125.5 m^{-3} and the maximum 1186.6 m^{-3} . The values of σ were independent of the rainfall rate classes, almost constant and equal to 1.55 for $R > 4 \text{ mm h}^{-1}$. It is the same for D_g .

Table 2. Monthly coefficients of the exponential and lognormal distributions.

Month	Exponential Parameters						Log-normal Parameters									
	N_0			λ			N_t			σ			D_g			
	a	b	r	a	b	r	a	b	r	a	b	r	a	b	r	r
DEC	128.0	0.07	0.40	2.01	-0.14	-0.71	329	0.30	0.98	0.95	0.07	0.80	1.23	0.05	0.78	
JAN	80.64	-0.02	-0.39	2.24	-0.32	-0.79	162	0.51	0.82	1.25	0.04	0.41	1.47	0.02	0.43	
FEB	127.4	-0.03	-0.51	2.13	-0.23	-0.87	218	0.41	0.91	1.12	0.05	0.76	1.35	0.05	0.92	
MAR	148.6	0.03	-0.55	1.96	-0.16	-0.97	381	0.27	0.89	1.18	0.04	0.61	1.38	0.03	0.84	
APR	297.5	-0.37	-0.71	4.34	-0.51	-0.9	220	0.45	0.56	0.80	0.16	0.75	1.08	0.11	0.82	
MAY	147.4	-0.07	-0.59	1.75	-0.13	-0.86	541	0.17	0.58	1.13	0.03	0.56	1.43	0.03	0.93	
JUN	147.4	-0.09	0.38	2.14	-0.23	0.85	344	0.31	0.79	1.03	0.04	0.40	1.31	0.05	0.89	
JUL	65.79	-0.08	-0.57	1.67	-0.35	-0.91	363	0.27	0.49	1.00	0.01	0.61	1.21	0.05	0.87	
AUG	125.7	-0.15	0.43	2.51	-0.36	-0.72	315	0.25	0.41	0.75	0.16	0.59	1.05	0.14	0.94	
SEP	103.7	-0.23	-0.67	1.84	-0.29	-0.87	384	0.24	0.59	0.89	0.09	0.41	1.18	0.06	0.88	
Σ	144.4	-0.11	-0.71	2.01	-0.26	-0.96	391	0.27	0.43	1.47	0.01	0.82	1.58	0.009	0.95	

In Figures 3 and 4, the fitting of the exponential and lognormal parameters as function of rainfall rate R are shown. The corresponding fitting equations are given in Table 2. For N_0 against R , the correlation coefficient is negative -0.39 for the month of January and -0.71 for the whole sample. These values are in agreement with the ones found by Nzeukou et al. (2004). The relationship is inverse for λ and R also. The equation found is $\lambda(R) = 2.01 R^{-0.26}$ with a correlation coefficient of 0.96, apparently similar to other authors. For a tropical region, Sauvageot and Lacaux (1995) found $\lambda(R) = 3.2 R^{-0.09}$ with a correlation coefficient of 0.92 and Marshall and Palmer (1948) presented a classical fitting namely $\lambda(R) = 4.1 R^{0.21}$. For the lognormal fitting, we have $N_t = 391.1 R^{0.27}$ with correlation coefficients varying from 0.41 to 0.91. For tropical regions, Sauvageot and Lacaux (1995) found $N_t = 670 R^{0.74}$ with a correlation coefficient 0.97 similar to Nzeukou et al. (2004). The σ - R , computed relationship give $\sigma = 1.47 R^{0.01}$ and shows a wide variability of the correlation coefficient among the months. Using the whole data set, σ is 0.82 (Table 2), with the lowest value in June. The relationship for D_g was $D_g = 1.58 R^{0.009}$ with correlation coefficient equal to 0.95.

4. Z-R relations

The lack of Z-R relations for the NE Brazil region, conducts to use the results of this study for the operation of the weather radar system described above. After the radar system became fully operational (January of 2003), the disdrometer have been reinstalled at about 40 km far from the radar, during at least 2 years, aiming to the calibration of the system and determination of others Z-R relations, which will be used in the future exclusively for the

observed regions. This procedure will continue be done at least in four distinct regions of the State of Alagoas - Brazil. After that, codes will be developed to allow the use of different Z - R relations according to the region and the season of the year.

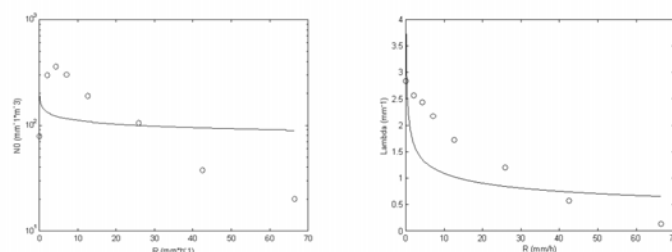


Figure3. Fitting curves - exponential distribution against rainfall rate (R).

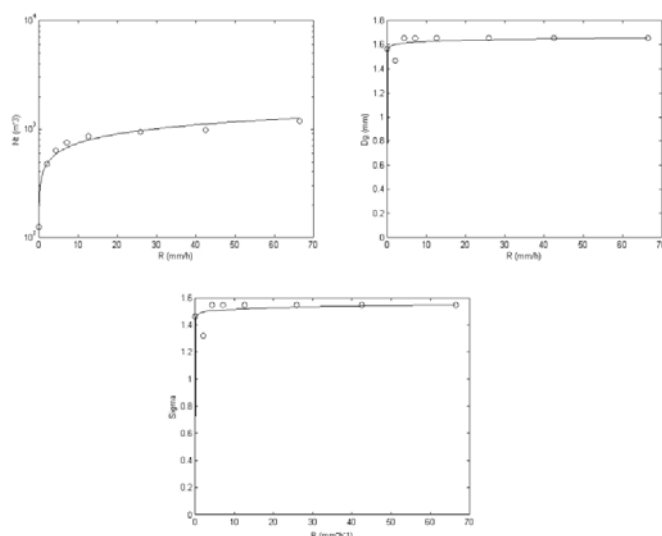


Figure 4. Fitting curves for the lognormal distribution against rainfall rate (R).

Droplets of natural clouds and precipitation satisfy the condition of Rayleigh approximation, namely diameter much smaller than the wavelength used, in weather radars (Sauvageot, 1992). However in the presence of non-Rayleigh effects the coefficients of the Z - R relation are a little different. Except on hail, in the C-Band there are no non-Rayleigh effects. In fact, the C-Band behaves as the S-Band.

Table 3. Values for the a and b coefficients of the Z - R monthly eq., number of DSD

<i>Month/Year</i>	<i>DSDs (per minute)</i>	<i>Events</i>	<i>Special events</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i>
DEC/2001	250	7	-	170.9	1.25	0.76
JAN/2002	1149	26	3	247.1	1.33	0.90
FEB/2002	831	10	1	264	1.36	0.94
MAR/2002	1185	38	1	185.1	1.30	0.84
APR/2002	631	51	-	182.5	1.31	0.82
MAY/2002	2423	33	2	150.5	1.29	0.74
JUN/2002	1311	43	1	154.3	1.33	0.90
JUL/2002	884	19	2	116.8	1.25	0.84
AUG/2002	993	22	-	115.6	1.28	0.75
SEP/2002	709	19	-	145.2	1.28	0.75
Σ	10,366	238	10			

If it is hypothesized that radars can monitor certain atmospheric phenomena, then the radar reflectivity factor (Z) can be related to physical quantities of these phenomena. Many works were performed to relate rainfall rate R and Z , resulting in a general function of the form:

$$Z = aR^b \quad (7)$$

where Z is in $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$, R in mm h^{-1} , and a and b are coefficients which depend on the raindrop number distribution $N(D)$. Natural logarithm is applied to both side of equation (7) resulting in:

$$\ln Z = \ln a + b \ln R \quad (8)$$

Making $Y = \ln Z$; $\alpha = \ln a$; $\beta = b$; $X = \ln R$, a straight-line function is obtained $Y = \alpha + \beta X$. where α and β are the y-axis intercept and the slope, respectively. The coefficients a and b of equation (7) were estimated by linear regression Z versus R .

The list of rainfall events is in Table 3. The criteria of rainfall duration $T \geq 20$ min and accumulated rain $R_{ac} \geq 10$ mm were used to select special events listed in column 4 of the same table.

Several methods have been proposed to establishing the Z - R relationship. One of them requires a disdrometer for measuring a set of $N(D)$ (Joss and Waldvogel, 1967, 1969; Campistron, et al., 1987). In others, Z and R are measured simultaneously and independently by radar (Z) and rain gage network (R). Values of a and b coefficient can be computed using the $N(D)$ distributions. The objective of this work was to determine the a and b coefficients, with in situ measurements of the required variables, for application to the weather radar installed in the eastern coast of northeastern Brazil, the only coastal radar operating regularly in western tropical south Atlantic. All values of R were considered to establish the radar general equation. The result is:

$$Z = 176.5 R^{1.29} \quad [r^2 = 0.83] \quad (9)$$

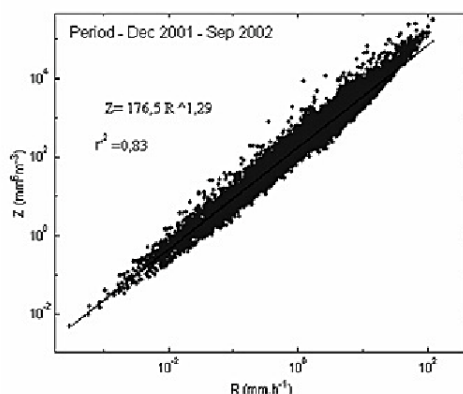


Figure 5. Regression line Z - R for the whole data set composed of 10,366 min samplings.

The regression line obtained with the 10-month data set is shown in Figure 5. The monthly values for the a and b coefficients are shown in Table 3 together with the number of DSD recorded in each month. The mean monthly b coefficients did not differ from each other significantly. The mean monthly a coefficients, however, seems to be divided in 3 classes, with January and February well above 200, a range from 150 to 200 from March to June and below 150 for July to September.

Table 4. DSD and Z - R monthly coefficient and respective correlation coefficients for stratiform and convective rain classes.

Months	DSDs (min^{-1})			Z-R Relation and correlation coefficients (r)			
	Total	Stratiform	Convective	Stratiform $<10 \text{ mm h}^{-1}$		Convective $\geq 10 \text{ mm h}^{-1}$	
DEC/2001	250	238	12	$Z = 170.0 R^{1.25}$	$r = 0.66$	$Z = 132.5 R^{1.5}$	$r = 0.51$
JAN/2002	1149	1018	131	$Z = 251.8 R^{1.34}$	$r = 0.69$	$Z = 119.3 R^{1.5}$	$r = 0.92$
FEB/2002	831	728	103	$Z = 269.0 R^{1.38}$	$r = 0.76$	$Z = 87.2 R^{1.6}$	$r = 0.93$
MAR/2002	1185	995	190	$Z = 169.3 R^{1.25}$	$r = 0.80$	$Z = 84.9 R^{1.6}$	$r = 0.87$
APR/2002	631	496	135	$Z = 161.4 R^{1.26}$	$r = 0.85$	$Z = 54.8 R^{1.7}$	$r = 0.79$
MAY/2002	2423	1979	444	$Z = 143.4 R^{1.26}$	$r = 0.73$	$Z = 50.4 R^{1.6}$	$r = 0.80$
JUN/2002	1311	953	358	$Z = 150.9 R^{1.28}$	$r = 0.70$	$Z = 136.3 R^{1.4}$	$r = 0.92$
JUL/2002	884	801	83	$Z = 152.0 R^{1.22}$	$r = 0.84$	$Z = 48.4 R^{1.7}$	$r = 0.88$
AUG/2002	993	863	130	$Z = 145.0 R^{1.24}$	$r = 0.76$	$Z = 31.3 R^{1.9}$	$r = 0.75$
SEP/2002	709	647	62	$Z = 134.7 R^{1.24}$	$r = 0.82$	$Z = 54.3 R^{1.8}$	$r = 0.73$

4.1 Z-R relation for convective and stratiform rainfall

A threshold rainfall rate of $R < 10 \text{ mm h}^{-1}$ was adopted to define stratiform rainfall events. Rain events were considered of convective class with R equal to or above that threshold, bearing in mind that due to the regional characteristics, it is difficult to distinguish the two types of rainfall. With this simple criterion, employed by other researchers, e. g. Nzeukou et al. (2004), among others, 84% of the rainfall events were classified as stratiform rain and the remaining as convective rain. In Table 4 the DSD monthly numbers as well as the a and b coefficients resultant from the Z-R regression technique are shown. For stratiform class, the coefficient a is in the range 134 to 269, being larger in January and February. The coefficient b did not vary significantly, remaining in the range 1.22 to 1.38. Again, highest values occur in January and February. The correlation coefficients are all above 0.66. For the convective class, the monthly values of the coefficient a varied widely from 31 to 136 whereas the coefficient b values are high, ranging from 1.5 to 1.9. Except for December, January and June, the correlation coefficients are all above 0.73 suggesting a good Z-R relationship. The Z-R regression using the classified data set produced the following relationships and respective correlation coefficients:

$$\text{Stratiform rainfall: } Z = 167.8 R^{1.26}, [r^2 = 0.70] \quad (10)$$

$$\text{Convective rain: } Z = 65.46 R^{1.69}, [r^2 = 0.84] \quad (11)$$

It can be seen in Table 4 that the a and b coefficients values had a low spread when compared to the values of the overall stratiform data equation (10). For tropical Western Africa, Nzeukou et al. (2004) found slightly different results using the same criterion. The difference may be due to the fact that these authors used a longer data set, with four years sampling period. The difference may be attributed also to the difficulty to establishing a precise threshold to distinguishing the two classes of rainfall. In the eastern coast of NEB, the clouds are advected within the southeast trade winds field from the Atlantic. Cloud development, thus, results from the low level convergence of the moisture flux near to or on the coast and the associate convective cells are usually imbedded in large stratus layers producing a sort of mixed rainfall. In such circumstances, the coefficients estimates tend towards the stratiform rain ones. The regressions results for stratiform and convective are depicted in Figures 6 and 7, respectively.

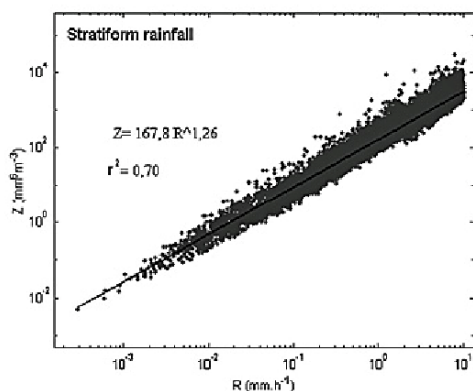


Figure 6. Regression line Z-R for stratiform rainfall with $R < 10 \text{ mm.h}^{-1}$. The size of the recorded samples was 8,718 min.

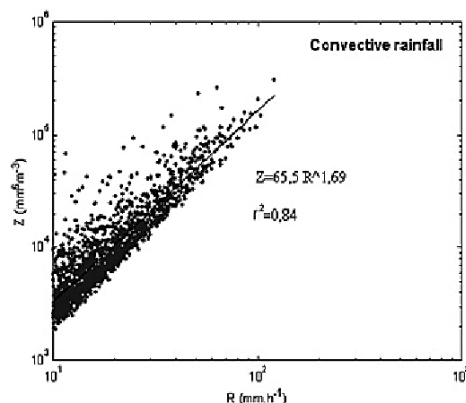


Figure 7. Regression line Z-R for convective rainfall with $R \geq 10 \text{ mm h}^{-1}$. The size of the recorded samples was 1,648 min.

4.2 Z-R relation for special rainfall events

In this item, the purpose is to evaluate the Z-R relations for special rain events: duration of rainfall $T \geq 20 \text{ min}$ and accumulated rain $H \geq 10 \text{ mm}$ selected from the sampling record. The rain event accumulation (H) and duration (in minutes), together with the results for a and b coefficient and respective correlation coefficients, are shown in Table 5. The coefficient a

values are all higher than 135 whereas the coefficient b values did not vary significantly, being similar to the general Z-R equation (9). The correlation coefficient values are high, in the range of 0.82 to 0.97. From Table 3, three events were selected that represent the summer season (December to February), the transition from dry to wet season (April-May) and the wet season (June-July).

The event of January 22nd is associated with an upper troposphere cyclonic vortex (see Molion and Bernardo, 2002), systems that are frequent during that particular month. This event has duration of 144 min (2.4 h) but accumulated only 12.19 mm rain. The following equation represented this event that has a high correlation coefficient of 0.92

$$Z = 136.5 R^{1.29} \quad (12)$$

The rainfall rate R as function of time is depicted in Figure 8 (a). It is apparent that convective cells produced R well above 10 mm h^{-1} but of short duration, no longer than 13 min. Examples are the peaks at about 04:20 Local Standard Time (LST) and 09:00 LST. Examples of stratiform rainfall rates, with $R < 10 \text{ mm.h}^{-1}$, are between 03:40 LST and 04:15 LST.

Table 5. Special rainfall events accumulation (H) and duration, results for a and b coefficients and respective correlation coefficients during the study period, with duration ≥ 20 minutes.

Events	Data	Hour	Duration (min)	R_{ac} (mm)	Coefficients		
					a	b	r
1	4/Jan	15:47 - 16:58	64	14.85	234.10	1.36	0.93
2	10/Jan	23:33 - 00:40	68	13.99	215.90	1.35	0.90
3	22/Jan	03:18 - 11:22	144	12.19	136.50	1.29	0.92
4	14/Feb	19:24 - 03:07	411	30.05	360.78	1.34	0.97
5	18/Mar	03:02 - 10:12	232	36.93	172.79	1.33	0.94
6	15/16/May	20:03 - 10:37	444	74.32	142.64	1.32	0.95
7	26/May	02:14 - 08:38	368	29.37	135.03	1.27	0.93
8	9/Jun	04:53 - 05:57	51	10.0	188.76	1.34	0.92
9	10/Jul	07:56 - 15:59	449	13.28	171.65	1.19	0.82
10	26/jul	21:02 - 00:52	104	14.05	142.35	1.36	0.96

On May 26th, as seen in satellite images, 2 convective cloud clusters, associated with traveling disturbances in the southeast trade wind field, developed at the coast due to enhanced moisture flux convergence. The event lasted 444 min (7.4 h) and accumulated 74.32 mm rain. The equation (13) shows the Z-R relationship for this event, which has a correlation coefficient of 0.93.

$$Z = 142.6 R^{1.32} \quad (13)$$

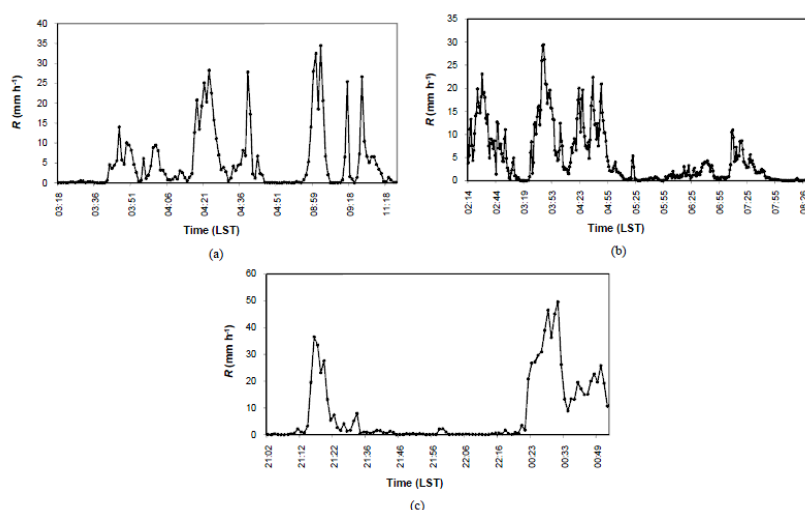


Figure 8. Rainfall rate (R) versus time of duration (Time (LST)) of: (a) the 22nd January, (b) the 26th May and (c) the 26th July event.

The evolution of the rainfall rate (R) with time is shown in Figure 8 (b). It can be seen that convective rain dominated the event, which most of the rain occurring during the nighttime.

At this time, the land-breeze forms due to the inverted land-sea temperature gradient and this enhance moisture flux convergence and favors convective development.

Finally, the event of July 26th, representing the wet or winter season, is analyzed and its Z - R relationship is given below (equation (14)), with a correlation coefficient of 0.96. This event lasted 104 min (1.73 h) and accumulated 14.05 mm rain.

$$Z = 142.3 R^{1.36} \quad (14)$$

Convective rainfall rates of about 40 mm h⁻¹ near 2120 LST and 50 mm h⁻¹, at about 0030 LST are shown in Figure 8 (c). The event was also associated with traveling disturbances in the southeast trade winds field.

5. Concluding remarks

Parameters of the analytical functions representing DSD depend on the rainfall rate, except for σ and D_g , that remained practically constant with the rainfall rate classes. The shapes of the DSD are similar to those found in the literature but the observed raindrop numbers are not because of the short period of this study, which encompasses only 10 months, or the physical nature of the rainfall and its intraseasonal variability. The results of the correlation between parameters of the exponential and lognormal distributions are in good agreement with the ones found in similar studies. In general, the recorded number of drop ranged from 300 to 500 drop m⁻³. For determining the Z - R relationship for the weather radar in the eastern coast of northeastern Brazil, the recorded rainfall rates were divided into 2 classes for stratiform rainfall rates $R < 10$ mm h⁻¹ and for convective rain $R \geq 10$ mm h⁻¹. For the stratiform class, the values obtained for the coefficient a are in the range of 134 to 269 whereas the values for the coefficient b range 1.22 to 1.38, as opposed to the convective class where a varied from 31 to 136 and b from 1.4 to 1.9. The stratiform values are in accordance with values found in the literature, the convective ones, were not. The Z - R general relationship had coefficients similar to the ones of stratiform class. However, this does not mean that stratiform rainfall rates predominated during the study period. The weather systems, prevailing during the wet season (April to July), have traveled disturbances in the SE trade winds field and convective cells, imbedded in the disturbances, form and develop as they approach the coast and the convergence of the moisture flux is enhanced. Thus, it is possible that most of the rainfall rates are mixed classes, with rain coming from both stratiform and convective clouds, the latter not well developed. A larger data set covering different areas and a larger period, which includes climate inter-annual variability have been collected and others Z - R relationships using others approaches, for instance, applying a fixed N_0 to DSD exponential distribution, should be derived aiming to resolve these questions.

References

- Campistron, B., g. Despaux, J. P., Lacaux. A microcomputer data-acquisition system for real-time processing of raindrop size distribution measured with the rd69 distrometer. J. Atmos. Oceanic Technol., 4, 536-540. 1987
- Feingold, G.; Z. Levin. The lognormal fit to raindrop spectra from frontal convective clouds in israel. J. Climate Appl. Meteor., 25, 1346-1363. 1986.
- Joss, J.; A. Waldvogel. Raindrop size distribution and sampling size errors, J. Atmos. Sci., 26, 566-569. 1969.
- Joss, J., A. Waldvogel. Ein spektrograph für niederschlagstropfen mit automatischer auswertung. Pure appl. Geophys., 68, 240-246. 1967.
- Kousky, V. E.; M. A. Gan. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical south atlantic, tellus, 33 (6), 538-551. 1981.
- Lee G.; I. Zawadzky. Variability of drop size distributions: noise and noise filtering in disdrometric data, j. Appl. Meteor., 44, 634-652. 2005.

- Marshall, J. S. and W. M. K. Palmer. The distribution of raindrops with size. *Journal of meteorology*, 5, 165-166. 1948.
- Molion, L. C. B.; S. O. Bernardo. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste do Brasil (a review of the dynamics of rainfall over northeastern Brazil), *Braz. J. of Meteor.* 17(1): 1-10. 2002.
- Nzeukou, A.; H. Sauvageot; A. D. Ochoy; C.M.F. Kebe. Raindrop size distribution and radar parameters at Cape Verde. *J. Appl. Meteorol.*, 43, 90-105. 2004.
- Palmer, C. E.. On high-level cyclones originating in the tropics. *Trans. of Am. Geoph. Union*, 32 (5), 683-695. 1951.
- Sauvageot, H.; G. Despaux. Sanaga: un système d'acquisition numérique et de visualisation des données radar pour validation des estimations satellitaires de précipitations. *Veille clim. Sat.*, Orstom, v.30, p.51-55. 1989.
- Sauvageot, H. *Radarmeteorology*, Artech House, 366 pp. 1992.
- Sauvageot, H.; J. P. Lacaux. The shape of averaged drop size distributions. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1070-1083. 1995.
- Sauvageot, H., R. S. Tenório and F. Mesnard. The size distribution of rain cells in West Africa and France, *J. Atmos. Sci.*, 56, 57-70. 1999.
- Seifert, A.. On the shape-slope relation of drop size distributions in convective rain, *J. Appl. Meteor.*, 44, 1146-1151. 2005.
- Sekhon, R. S.; Srivastava, R. C. Doppler observations of drop size distributions in a thunderstorm. *J. of Atmos. Sci.*, 28, 983-994. 1971.
- Smith, P. L.; D. V. Kliche. The bias in moment estimators for parameters of drop size distribution functions: sampling from exponential distributions, *J. Appl. Meteor.*, 14, 1195-1205. 2005.
- Srivastava, R. C. A simple model of particle coalescence and breakup. *J. Atmos. Sci.*, 39, 1317-1322. 1972.
- Srivastava, R. C.. Parameterization of raindrop size distribution. *J. Atmos. Sci.*, 44, 3127-3133. 1978.
- Tenório, R. S.; H. Sauvageot; S. Ramos-Buarque. Statistical studies of rain cell size distribution using radar data during squall line episodes in West Africa. *Proc. III International Symposium of Hydrological. Applications of weather radar*, São Paulo - Brazil. 518-526. 1995.
- Tenório, R. S. *Etude statistique de la distribution de taille des cellules de pluie: implications pour l'estimation des champs de précipitation par radar*. 1996. PhD thesis. Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 198 pp. 1996.
- Tenório, R. S.; M. C. S. Moraes; D. A. Quintão; B. H. Kwon, estimation of the Z-R relation through the disdrometer for the coastal region in the northeast of Brazil. *J. of Korean Earth Sci. Soc.*, 24(1), 30-35. 2003a.
- Tenório, R. S.; L. C. B. Molion; H. Sauvageot; D. A. Quintão; M. A. Antonio. Radar studies over eastern coast of northeast Brazil. *Proc. of 31st international conference on radar meteorology - AMS*. Seattle. 445- 448. 2003b.
- Tokay, A.; K. V. Beard. A field study of raindrop oscillations. Part I. Observation of size spectra and evaluation of oscillation causes. *J. of App. Meteor.*, 35, 1671-1687. 1996.
- Ulbrich, C. W. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1764-1775. 1983.
- Waldvogel, A. The n_0 jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.* 31, 1067-1078. 1974.
- Willis, P. T.; P. Tattelman. Drop-size distribution associated with intense rainfall. *J. Appl. Meteor.*, 28, 3-15. 1989.
- Zawadzki, I.; M. De A., Antonio. Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3452-3459. 1988.

Variação das características físicas de um sistema frontal precipitante

Mauricio de Agostinho Antonio^a

^aInstituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMet), Universidade Estadual Paulista (UNESP), Av. Eng. Luiz Edmundo Coube 14-01, CEP 17033-360, Bauru/SP, Brasil, Email : mauricio@ipmet.unesp.br

Resumo

As frentes frias quando varrem a Região Sudeste do Brasil, na área tropical, são responsáveis pelo desenvolvimento de bandas de precipitação que cobrem toda a área. Essas precipitações são as que mais contribuem para a chuva acumulada no período. Normalmente apresentam um setor convectivo na sua dianteira, com maiores intensidades e mais altas na atmosfera, seguida de um setor mais amplo, com chuvas de natureza estratiforme, menos intensas, com menores gradientes nas intensidades de precipitação, e de aspecto mais uniforme para o radar de tempo. No dia 16 de outubro de 1997, um desses sistemas precipitantes foi monitorado pelo radar de tempo banda-S de Bauru, SP; as precipitações foram registradas na região central do Estado de São Paulo por três disdômetros de impacto instalados em Garça, Bauru e Botucatu. Os totais de chuva acumulados nesses pontos foram, respectivamente, 10,3 mm (236 minutos), 6,2 mm (158 minutos) e 3,0 mm (129 minutos). Dos registros de DSD nos três locais, foram calculados os parâmetros refletividade (Z), intensidade de chuva (R), fluxo de energia cinética (Ek) e a concentração de gotas de chuva (Nd). As marchas temporais dos parâmetros calculados e do número de gotas de chuva em 1 minuto registrado pelos disdômetros indicam que o sistema precipitante foi diminuindo sua intensidade conforme se deslocava de oeste para leste, como também registrado pelo radar de tempo. Neste trabalho então, estão apresentadas as diferenças entre os parâmetros derivados das distribuições de gotas em função do tempo, e também para cada um dos locais de amostragem.

Abstract

When cold fronts sweep through the Southeast of Brazil, in the tropics, are responsible for the development of precipitation bands that cover the entire area. These rains are the biggest contributors to the accumulated precipitation in the period. Usually they have a convective sector in its front, with greater intensity and higher in the atmosphere, followed by a broader range, with rainfall of stratiform nature, less intense, with lower gradients in precipitation intensities, and smoother appearance for the weather radar. On 16 October 1997, one of these precipitating systems was monitored by the Bauru S-band weather radar; rainfall was recorded in central São Paulo State by three impact disdrometer installed at Garça, Bauru and Botucatu. The accumulated rainfall in these points was, respectively, 10.3 mm (236 min), 6.2 mm (158 min) and 3.0 mm (129 min). From the DSD recorded at the three sites the parameters reflectivity (Z), intensity of rainfall (R), flow kinetic energy (Ek) and the concentration of raindrops (Nd) were calculated. The time variations of the derived parameters and the number of drops of rain in 1-min recorded by the disdrometer indicates that the precipitating system was decreasing in intensity during its movement from west to east, as also recorded by the weather radar. This paper then presents the differences between the parameters derived from the drop size distributions as a function of time, and also for each of the sampling sites.

1. Introdução

As informações sobre a distribuição do tamanho de gotas de chuva (DSD) na região tropical são de interesse em diversas áreas como a meteorologia por radar, comunicações em microondas, agricultura e física de nuvens. O interesse dessas áreas inclui, por exemplo, as mudanças climáticas, e o aumento na erosão do solo devido à expansão das atividades humanas.

Com o desenvolvimento de instrumentos que podem prover continuamente informações sobre o tamanho das gotas de chuva (Joss & Waldvogel, 1967), as medidas de DSD tornaram-se mais comuns. Tais medidas permitem estabelecer relações funcionais entre os vários parâmetros da precipitação como a refletividade, a intensidade da precipitação, o conteúdo de água líquida e a energia cinética, nas várias formas e locais de sua ocorrência, conforme abordado por Zawadzki & Agostinho Antonio (1988).

Neste trabalho estão apresentadas medidas e comparações de DSD para um evento de precipitação de primavera associado a um sistema frontal em 16 de outubro de 1997, entre três estações na região central do Estado de São Paulo, Brasil, em Garça, Bauru e Botucatu, na região tropical brasileira, usando disdrômetros. Alguns resultados preliminares obtidos com os dados de Garça e Botucatu, e sua relação com os parâmetros da precipitação dados por radar de tempo, haviam sido apresentados por Antonio (1998, 2000, 2009, 2010). A região é monitorada pelo radar de tempo instalado e operado pelo Instituto de Pesquisas Meteorológicas da Universidade Estadual Paulista (IPMet/UNESP), em Bauru – SP, Brasil.

2. Material e métodos

2.1. Dados de disdrômetro

O disdrômetro de impacto (JW) é um instrumento que transforma o movimento vertical de uma gota de chuva que atinge uma superfície sensível de um sensor em um pulso elétrico cuja amplitude é função do diâmetro da gota. Daí é calculada a distribuição dos tamanhos das gotas em um volume de ar. Os 127 diâmetros de gotas medidos pelo disdrômetro são apresentados em 20 classes aproximadamente exponencial, que variam de 0,3 mm até 5 mm. A medida inferior da escala deve-se aos limites práticos do princípio de medidas e são de menor importância nas aplicações para as quais o instrumento foi desenvolvido, e o limite superior é o qual, acima dele, as ocorrências são bastante raras por causa da quebra das gotas devido à instabilidade das gotas grandes (Distromet, 2004).

Durante o ano de 1997, efetuou-se uma campanha de medidas de DSD na região central do Estado de São Paulo, no período da primavera, sendo que o dia 16 de outubro de 1997 foi selecionado por apresentar registro de várias horas de precipitação contínua, tendo o mesmo sistema precipitante, de natureza frontal fria, atingido as três estações de registro.

Os disdrômetros JW (modelo RD-69) foram instalados nas áreas urbanas de Garça (22,2153° S, 49,6547° W, 668 m), Bauru (22,3367° S, 49,0646° W, 595 m) e Botucatu (22,8894° S, 48,4508° W, 838 m), e ajustados para integrações de dados a cada 1 minuto.

Os transdutores dos disdrômetros JW foram instalados levando-se em consideração as seguintes condições locais: protegidos de ruídos; protegidos de ventos fortes; não sujeitos a alagamentos; afastados de objetos e superfícies que poderiam provocar respingos.

2.2. Estimativa de parâmetros hidrometeorológicos

Os seguintes parâmetros e dados são determinados a partir da distribuição de gotas: n_i é o número de gotas medidas em cada classe i de tamanho de gota, durante o intervalo de tempo t ; D_i é o diâmetro médio das gotas de tamanho de classe i (mm); A é o tamanho da superfície sensível do disdrômetro (50 cm²); t é o intervalo de tempo para uma medida (aqui ajustado para 60 segundos); $v(D_i)$ [m/s] é a velocidade de queda da gota com diâmetro D_i .

segundo Gunn & Kinzer (1949); ΔD_i é o intervalo de diâmetro da gota de classe tamanho i [mm]; R (intensidade de precipitação em mm/h); RA (total de chuva em mm); Z (fator de refletividade de radar em dBZ); EF (fluxo de energia cinética em J/m² h); D_{max} (maior gota coletada em mm); $N(D_i)$ (o número densidade de gotas com diâmetros correspondentes ao tamanho de classe i por unidade de volume [1/mm m³]).

As quantidades R , Z e EF são computadas usando as seguintes equações:

$$R = 6 \pi 10^{-4} (1/A \cdot t) \sum n_i D_i^3 \quad (1)$$

$$Z = (1/A \cdot t) \sum n_i D_i^6 / v(D_i) \quad (2)$$

$$\text{sendo } Z \text{ expresso como função logarítmica,} \quad \text{dBZ} = 10 \log Z \quad (3)$$

$$EF = (\pi 10^{-3} / 36 \cdot t) \sum n_i D_i^3 v(D_i)^2 \quad (4)$$

2.3. Dados de Radar

Os dados do radar de tempo de Bauru (22,3583° S, 49,0272° W, altitude 624 m) são de refletividade (expressos em dBZ), com o CAPPI (Indicador de Posição no Plano com Altitude Constante) de altitude 3,5 km, até um raio de 240 km do equipamento.

Os conjuntos de dados foram coletados a cada 7,5 minutos, com 11 elevações da antena, e correspondem às refletividades médias em áreas de 1 km X 1 km, até 240 km de raio.

3. Resultados e discussão

Ao longo do dia 16, as informações do radar de Bauru mostravam a atuação de uma frente fria próxima ao Estado de São Paulo através de extenso sistema precipitante que se deslocava sobre a área no sentido de oeste para leste, formado por precipitação estratiforme, de pouca extensão vertical e baixas intensidades, em sua grande maioria.

Observou-se que o total de gotas para a chuva de 16 out 1997 não apresentou valores muito acima de 400 gotas por minuto, para as três localidades. Esse valor foi superado por 2-3 minutos em Garça, tendo permanecido abaixo de 300 gotas por minuto a maior parte do tempo. O mesmo ocorreu em Bauru, tendo a marca de 400 gotas sido superada por 3-4 minutos, com o número de gotas permanecendo abaixo de 300 por minuto na maior parte do tempo. Em Botucatu, a situação foi pouco distinta. No terço inicial de toda chuva, o número de gotas superou 400 por minuto, tendo ultrapassado o número de 500 gotas por 2-3 minutos; em seguida o número de gotas foi gradativamente diminuindo, até o final. A evolução dos registros do número de gotas por minuto em cada localidade é mostrada na Figura 1.

Uma avaliação da distribuição das gotas (DSD) e das intensidades de precipitação a cada minuto, feitas em quatro momentos distintos da precipitação em cada localidade, mostra as diferenças entre as DSDs. Em Garça, pouco depois do início, às 15:14 h, a chuva atingiu seu maior número de gotas por minuto (448), distribuídas com poucas gotas pequenas, as concentrações de gotas entre 1,1 mm e 1,3 mm, tendo a maior gota 3,2 mm. As concentrações obtidas às 14:26 h (1,9 mm/h), 15:14 h (10,2 mm/h), 16:02 h (3,6 mm/h) e 16:51 h (1,33 mm/h) foram bastante diversas entre elas. Em Bauru, a chuva atingiu o maior número de gotas (448) às 16:43 h, no terço final da chuva; as gotas estiveram concentradas entre 0,9 mm e 1,1 mm, tendo a maior gota 2,3 mm; as concentrações obtidas às 15:27 h (4,1 mm/h), 16:05 h (4,6 mm/h), 16:43 h (3,7 mm/h) e 17:21 h (2,1 mm/h) não apresentaram grande dispersão. Em Botucatu o número maior de gotas (525) foi atingido às 16:24 h; no horário, a maior gota apresentou 1,9 mm com as maiores concentrações de gotas de 0,9 mm a 1,1 mm; as concentrações das 16:30 h (2,2 mm/h), 16:55 h (3,0 mm/h) e 17:23 h (0,9 mm/h) apresentaram pouca dispersão; às 17:52 h (3,6 mm/h), no final das chuvas, a concentração era bem distinta das anteriores, embora tenha apresentado a maior

intensidade. A Figura 1 também apresenta as distribuições de gotas (DSD) para as três localidades.

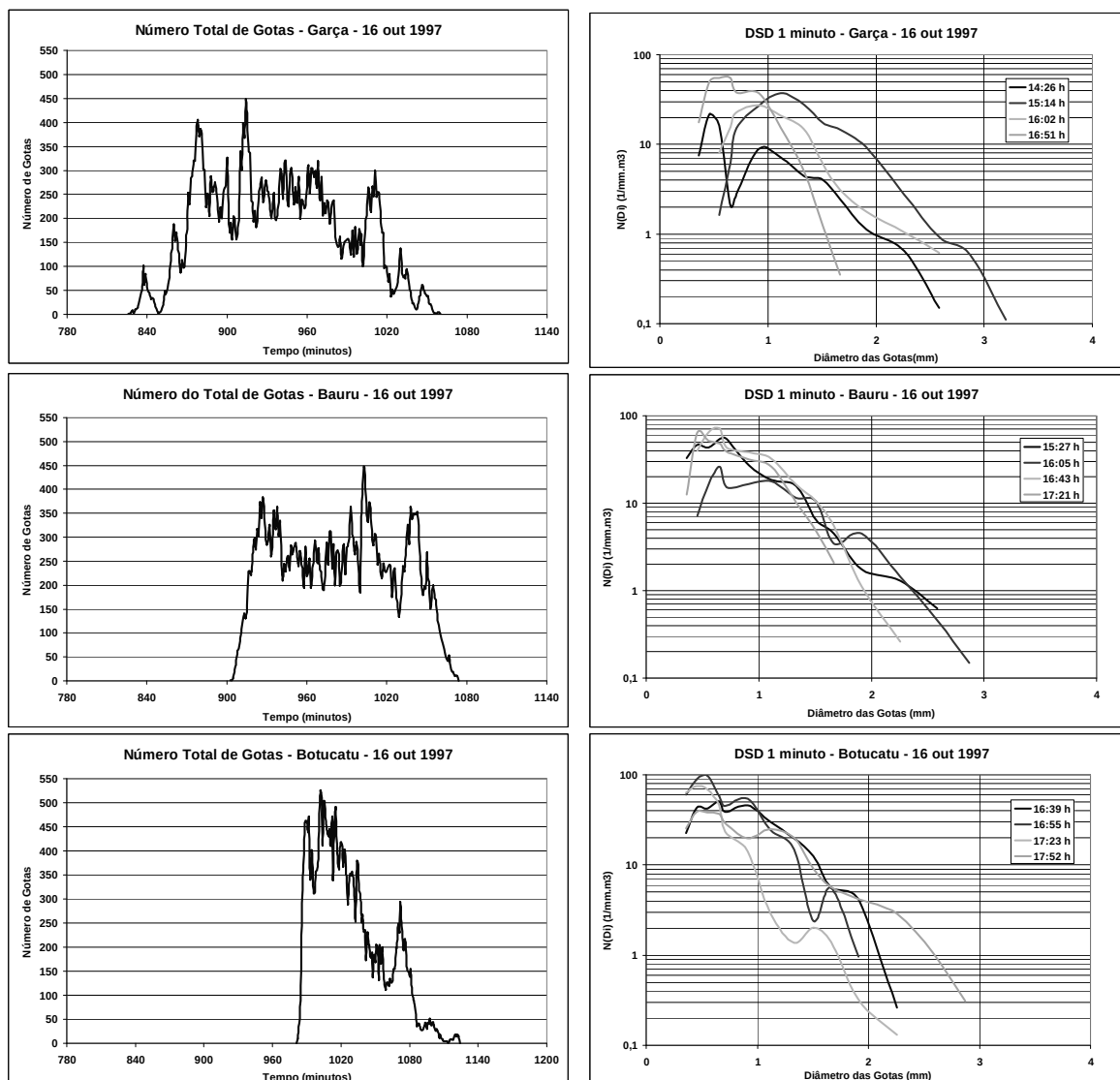


Figura 1. (esquerda) Evolução do número de gotas para Garça, Bauru e Botucatu, em 16 out 1997; (direita) distribuição do tamanho de gotas de 1 minuto nos horários anotados, por localidade.

Tabela 1. Valores extraídos de disdrômetros (1 minuto) em 16 out 1997.

Localidade	Início (hora)	Término (hora)	Período (minutos)	Precipitação Total (mm)	Rmax (mm/h)	Zmax (dBZ)	E _k max (J/m ² .h)
Garça	13:48	17:40	248	10,3	10,8	41,2	264,6
Bauru	15:03	17:53	170	8,6	8,7	39,6	196,3
Botucatu	16:19	18:43	144	3,1	4,7	32,7	68,6

Em Garça, o número médio de gotas foi 172 por minuto às 15:24 h, na maior intensidade, apresentou a maior refletividade (41,2 dBZ) e o maior fluxo de energia cinética (264,6 J/m².h). Em Bauru, o número médio de gotas foi 232 por minuto e às 15:38 h apresentou a maior intensidade (8,7 mm/h), a maior refletividade (39,6 dBZ) e o maior fluxo de energia cinética (196,6 J/m².h). Em Botucatu, o disdrômetro indicou o número médio de gotas de 212 por minuto, sendo que às 16:26 h apresentou a maior intensidade (4,7 mm/h);

entretanto, somente às 16:30 h foram atingidos a maior refletividade (32,7 dBZ) e o maior fluxo de energia cinética (68,6 J/m².h).

Dos dados de distribuição de gotas (DSD) de 1 minuto, de Garça, Bauru e Botucatu, foram extraídos os totais precipitados, e os máximos dos parâmetros intensidade de precipitação, refletividade e fluxo de energia cinética, que são mostrados na Tabela 1.

As curvas de distribuição média das gotas observadas no dia 16 nas três localidades estão apresentadas na Figura 2. Observa-se uma certa simetria entre as distribuições de Garça e Bauru, exceto que Bauru apresentou um volume um pouco maior de gotas menores. A distribuição média de Botucatu, entretanto, teve quase todo o volume de precipitação concentrado nas gotas pequenas, numa distribuição bem diversa das outras localidades.

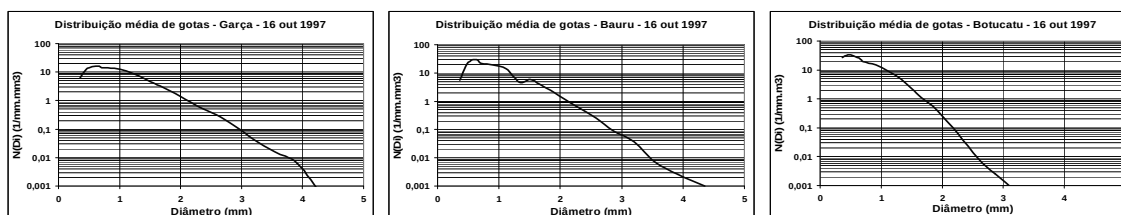


Figura 2. Distribuições médias das gotas do sistema precipitante de 16 out 1997, registradas em Garça, Bauru e Botucatu, na área central do Estado de São Paulo, Brasil.

As curvas que relacionam os valores de refletividade com intensidade de precipitação e fluxo de energia cinética, para cada localidade, apresentaram baixa dispersão. Então, os pares de dados das três localidades foram agrupadas e do conjunto final de dados foram extraídas uma única equação para cada correlação. Assim, para o dia 16 out 1997, a relação de refletividade versus intensidade de precipitação apresentou, com $R^2 = 0,9615$, a equação:

$$Z = 288,7 R^{1,39} \quad (4)$$

E a relação refletividade versus fluxo de energia cinética apresentou, com $R^2 = 0,9922$, a equação:

$$Z = 16,4 E_k^{1,14} \quad (5)$$

O campo de refletividades do sistema precipitante, conforme apresentado pelo radar de Bauru, é mostrado na Figura 3 para vários momentos da precipitação. Os horários selecionados são próximos do instante em que se verificaram os picos de maior número de gotas, em cada localidade. No período do experimento, por problemas de ordem técnica, a área de 10 km ao redor do radar não apresentava adequadamente os valores de refletividade.

4. Conclusões

A oportunidade de se registrar a passagem de um sistema precipitante sobre uma área com três conjuntos disdrométricos operando simultaneamente e instalados numa distância máxima de 145 km entre elas, apresenta-se como excepcional. Ainda mais interessante é o fato dos três conjuntos estarem situados dentro do alcance de 100 km de um único radar meteorológico de tempo.

No caso presente, as informações do radar foram utilizadas somente para descrever a evolução do campo de precipitações associadas ao sistema precipitante. O sistema de chuvas, causado por um sistema frontal frio, não apresentou valores muito altos de refletividades na avaliação pelos disdrometros num total de 355 minutos. Pelo contrário, as intensidades de precipitação se mantiveram quase todo o tempo abaixo de 10 mm/h, exceto

em Garça, na metade da tarde, quando as intensidades superaram esse limiar às 15:15 h (10,2 mm/h) e 15:24 h (10,8 mm/h).

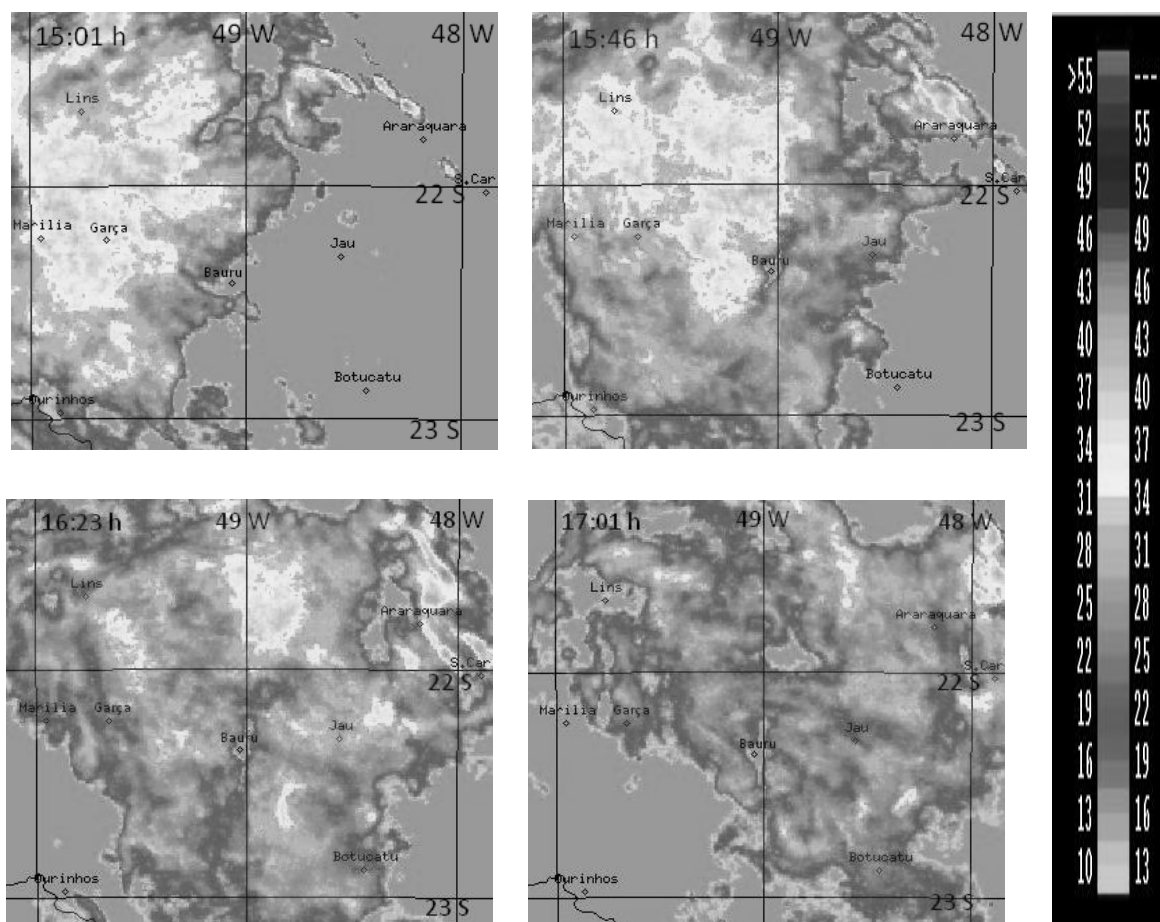


Figura 3. Imagens parciais de CAPPI de 3,5 km do radar de Bauru, em 16 out 1997, com campo de refletividade (a escala de cores indica intensidades em dBZ). Instalação de disdrômetros: Garça, Bauru e Botucatu.

O radar de tempo de Bauru registrou durante o dia 16 out 1997 valores de refletividade acima de 40 dBZ em pontos do setor norte do sistema precipitante, que não passaram sobre os disdrômetros. A partir das 16:00 h, o sistema começou a diminuir sua intensidade.

A distribuição média das gotas para as três localidades mostrou que os perfis de Garça e Bauru estiveram muito próximos, inclusive quanto aos diâmetros máximos registrados das gotas, acima de 4 mm, bem distintos do perfil obtido para a média de gotas em Botucatu. Aí, existia um número maior de gotas pequenas, conforme pode ser apreciado na Figura 1 (direita), porém o tamanho máximo das gotas pouco ultrapassou 3 mm. Essas observações podem ser confirmadas na apreciação da Figura 2, que mostra as distribuições médias da precipitação nas três localidades. Durante a passagem do sistema precipitante, as imagens do radar de Bauru indicavam que ele se encontrava em processo de dissipação quando atuava na região de Botucatu, tendo a precipitação cessado pouco tempo após ter sido registrada pelo disdrômetro.

O conjunto de dados coletados, de disdrômetro e de radar, para o dia analisado pode ser ainda muito explorado. O trabalho deverá continuar com o objetivo de avaliar as correlações entre os dados medidos no solo e aqueles coletados remotamente pelo radar, e também se verificar a evolução do conteúdo de água líquida calculado para os dados de gotas de 1 minuto para as diversas localidades, aqui não apresentado ou discutido.

Agradecimentos

O autor reconhece o trabalho de Geórgia Pellegrina na recuperação e processamento dos dados de radar.

Referências Bibliográficas

- Antonio, M.de A. 1998. Técnica de ajuste em tempo real de medidas de chuva com radar. São Carlos. 156 p. (Tese de Doutorado, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo).
- Antonio, M. de A. Medidas de chuva com radar e disdrômetros. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XI, Rio de Janeiro, 2000. Anais...Rio de Janeiro: SBMET, p. 2003-2011. 2000. CD
- Antonio, M. de A. Energia cinética da precipitação estimada por radar de tempo ajustado por medida disdrométrica. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, XV, Natal, 2009. Anais...São José dos Campos: INPE, p. 41-48, 2009. CD.
- Antonio, M. de A. Energia cinética da precipitação estimada por radar de tempo no Brasil tropical. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XVI, Belém, 2010. (submetido).
- DISTROMET LTD. 2004. User's Guide for DISTRODATA. Genebra. 18 p. <http://www.disdromet.com>
- GUNN, R., KINZER, G. D. 1949. The Terminal Velocity of Fall for Droplets in Stagnant Air. J. Meteorology, v. 6, p. 243-248.
- HUDSON, N. W. 1973. Soil Conservation. Ithaca: Cornell University Press. 320 p.
- JOSS, J., WALDVOGEL A. 1967. Ein Spektrograph fuer Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. Pure Appl. Geophys., v. 68, p. 240-246.
- LAL, R. 1988. Erodibility and Erosivity. In: Lal, R. Soil erosion research methods. Ankeny: SWCS, p. 141-160.
- Morgan, R.P.C. 1986. Soil Erosion and Conservation. New York: Longman Scientific & Technical, 298 p.
- Zawadzki, I., Agostinho Antonio, M. de.1988. Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain. J. Atmos. Sci., v. 45, p. 3452-3459.

Desafios e tendências na avaliação do recurso eólico

Luís Frólén Ribeiro^{a,b} e Filipe Marques^{a,b}

^aInstituto Politécnico de Bragança, Campus de Santa Apolónia - Apartado 134, 5301-857 Bragança, Portugal, Email: frolen@ipb.pt

^bCE^sA – Centro de Estudos de Energia Eólica e Escoamentos Atmosféricos – Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto – Rua Dr. Roberto Frias s/n 4200-465 Porto, Portugal

Resumo

Com o desenvolvimento de aerogeradores cada vez maiores aumenta a necessidade em caracterizar os campos médio e turbulento do escoamento cada vez mais afastados do solo (mais de 100 m). Tal começa a exigir uma alteração da metodologia de caracterização do recurso eólico até então aplicada, nomeadamente através do recurso a anemómetros (de copos ou sónicos) instalados em torres, por técnicas remotas de avaliação do recurso. Comparam-se as vantagens e inconvenientes da adopção dos anemómetros de copos e sónicos contra técnicas remotas como os SODARs e LIDARs. Estes últimos começam a ser identificados pela indústria eólica como uma nova e possível tecnologia no apoio sistemático à caracterização do recurso eólico, já havendo resultados de campanhas de medição em terrenos planos. A situação em terreno complexo é mais delicada uma vez que o escoamento horizontal poderá não ser linear na área medida pelo LIDAR, sendo essa uma futura linha de investigação. Apresenta-se um local a 1200 m de altitude na Serra da Nogueira, Portugal, para elaboração da confrontação de medições convencionais entre anemómetros de copos e sónicos instalados em torre contra medições efectuadas com LIDARs.

Abstract

As the wind turbine size increases, also the need to characterize the mean and turbulent flow further away from the ground also increases (over 100 m a.g.l.). Thus, wind resource assessment methodology used so far, lying in tower based cup and sonic anemometers are being shifted towards remote sensing techniques. Here we compare advantages and disadvantages of cup and sonic anemometer techniques against remote sensing techniques such as SODAR and LIDAR. The latest technique has been identified by wind industry as a new, and possible, systematic technique in the support of wind resource assessment studies, being the first comparative flat terrain results published. The complex or mountainous terrain case is quite more complicated because there is no guarantee that the horizontal flow is homogenous, being that our future research goal. A complex terrain site has been identified at 1200 m at Serra da Nogueira in Portugal for a instrument comparison of cup and sonic anemometers against LIDAR measurements.

1. Introdução

A energia disponível no vento varia com o cubo da velocidade, equação (1). Assim, quer-se que as medições do recurso eólico sejam efectuadas com bastante acuidade e elevada resolução temporal (no limite da constante de distância do anemómetro de copos) para que os momentos estatísticos dos campos médio e turbulento do escoamento sejam correctamente determinados. A incerteza experimental não deverá admitir erros superiores a 10 cms⁻¹ enquanto o limite da constante de distância do anemómetro de copos impõe amostragens tradicionalmente entre 0,33 a 0,50 Hz.

$$\frac{P}{A} = \frac{1}{2} \rho v^3 \text{ [W/m}^2\text{]} \quad (1)$$

Os mais variados intervenientes envolvidos na indústria eólica: fabricantes de aerogeradores, agentes financiadores, empresas de consultoria e donos do empreendimento, entre outros, pretendem mitigar a incerteza na produtividade da conversão eólico/eléctrico. Assim, as normas, bem como a prática, determinam que as medições sejam efectuadas à altura do eixo do rotor da futura máquina a instalar.

Nos primeiros anos de desenvolvimento da energia eólica, década de 80, os aerogeradores não ultrapassavam os 20 a 30 m de altura, com uma potência nominal máxima de 30 kW. Actualmente, os aerogeradores assumem dimensões inimagináveis para os pioneiros desta indústria. Na segunda metade da década de 2000, os parques eólicos em Portugal já recebiam equipamentos com uma potência 100 vezes superior, 3000 kW, com o eixo do rotor instalado a 90-100 m de altura do solo. A prática da medição à altura do rotor tornou-se cada vez mais difícil e economicamente dispendiosa. Novos desafios são colocados com o surgimento dos aerogeradores Multi-MegaWatt onde a necessidade em medir o escoamento a uma altura do solo superior a 100 m começa a por em causa o uso exclusivo das técnicas experimentais aceites até a data. Veja-se o caso da Enercon E-126 de 6 a 7,5 MW de potência nominal, com diâmetro de rotor de 126 m instalado a 135 m de altura, Figura 1. Em terreno montanhoso e complexo, medições pontuais para determinação do recurso eólico, visando a instalação deste tipo de aerogerador, são claramente insuficientes, quer pela não determinação do perfil vertical da velocidade do vento, quer pela não caracterização de uma vasta área varrida por um rotor de 126 m. Corre-se o risco de não identificar eventos turbulentos induzidos pela orografia limitativos da operação e funcionamento dos aerogeradores.



Figura 1. Enercon E-126 – Potência nominal entre 6 a 7,5MW. O eixo do rotor encontra-se a 135 m de altura para um diâmetro de rotor de 126 m. O campo de futebol é apresentado à escala.

Neste artigo abordamos as técnicas de medição em terreno complexo para avaliação do recurso eólico, bem como novos caminhos de investigação que se apresentam na determinação dos campos médios e turbulentos do escoamento em terreno complexo tendo em vista a instalação de aerogeradores Multi-Megawatt em terreno complexo.

2. Técnicas de Medição

2.1 Anemómetros de copos e anemómetros

Os anemómetros de copos são os instrumentos de eleição na medição do campo médio da velocidade, e na energia eólica não são uma excepção. Apresentam uma série de vantagens que vão desde custo, precisão e reduzida sensibilidade à precipitação. No entanto, são instrumentos de elevada não linearidade, respondendo mais rapidamente ao aumento da velocidade que à sua diminuição (Wyngaard, 1981). Quanto mais turbulento for o escoamento, mais acentuado é este comportamento, levando o anemómetro de copos a sobrestimar o campo médio de velocidades. Ribeiro (2005) registou num parque eólico, em terreno complexo e com valores de intensidade de turbulência superiores a 30%, uma sobrestimativa na componente horizontal do escoamento de 9,4% quando comparados com um anemómetro sónico. Outra limitação é a sensibilidade dos anemómetros de copos às componentes não horizontais do escoamento. Variações de $\pm 4\%$ foram identificadas em escoamentos com inclinações entre -10 e 12° (Papadopoulos *et al*, 2001).

Os anemómetros de copos estão longe de ter os seus dias contados no universo da energia eólica. Instituições nacionais e entidades certificadoras estabeleceram metodologias e determinaram critérios de desempenho dos anemómetros que aumentam a credibilidade de todo processo de estimativa do campo médio e turbulento do escoamento. Os anemómetros de copos continuam a ser os instrumentos de referência na determinação do campo médio de velocidades. Calibrações padronizadas são garantidas por uma rede de instituições certificadoras dentro da MEASNET (www.measnet.com), criada para aumentar a confiança dos intervenientes desta indústria.

2.2 Anemómetros ultra-sónicos

Os anemómetros/termómetros ultra-sónicos, que por simplicidade são denominados anemómetros sónicos, medem o campo de velocidades e a temperatura num determinado volume de controlo. Este volume de controlo é determinado pelos pares de transdutores (figura 2). Para um anemómetro que mede as 3 componentes do campo médio da velocidade, o volume de controlo é determinado pelos 3 pares de transdutores que enviam e recebem reciprocamente o pulso de ultra-sons. Assim, conhecendo as propriedades termodinâmicas do ar para uma situação de escoamento nulo, e determinada a velocidade do som bem como a distância entre transdutores, saberemos, através do atraso ou adiantamento do pulso de som, qual a componente do vento no caminho do par acústico.



Figura 2. Anemómetro sónico METEK modelo USA-1 de configuração simétrica e não ortogonal.

A equação 2 mostra a velocidade como distância sobre o tempo: sendo d a distância entre transdutores e o tempo a diferença de recíprocos – t_1 o tempo que o pulso demora entre a saída do transdutor 1 até o transdutor 2 e t_2 o inverso. Este processo é repetido para os

restantes pares sendo possível determinar as componentes longitudinal, transversal e vertical do campo de velocidades (Oncley, 1999).

$$V_d = \frac{d}{2} \left(\frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right) [\text{ms}^{-1}] \quad (2)$$

Por sua vez as medições da temperatura se aproximam da medição directa da temperatura virtual (Kaimal & Finnigan, 1994), sendo, contudo, de importância reduzida nos estudos do recurso eólico.

As maiores vantagens dos anemómetros sónicos residem na determinação de 3 componentes da velocidade do escoamento, sendo o instrumento de eleição na determinação da turbulência das escalas que não podem ser captadas pelos anemómetros de copos. A sua taxa de amostragem pode chegar, consoante o modelo, aos 50 Hz. Outra grande vantagem dos anemómetros sónicos é a sua calibração. Por não ter partes móveis, a calibração é absoluta, depende apenas da manutenção da distância entre transdutores.

Alguns cuidados tem que existir em compensar o efeito das distorções dos transdutores no escoamento na calibração. Devido à configurações geométricas distintas entre fabricantes, cada instrumento necessita de calibração individual. Alguma atenção tem que ser focada no ângulo de incidência do escoamento (azimute e inclinação) uma vez que, para a mesma inclinação, Ribeiro (2005) verificou desvios de $\pm 12\%$ consoante o azimute.

A sua utilização em energia eólica tem-se confinado a empreendimentos em terrenos complexos e montanhosos, onde o intuito é verificar se as componentes verticais ou eventos coerentes podem vir a condicionar o desempenho dos aerogeradores (Ribeiro, 2005; Ribeiro, 2007). As medições do campo turbulento de velocidades com anemómetros sónicos correspondem a parte de uma metodologia mais vasta desenvolvida pelo CEsa – Centro de Estudos de Energia Eólica e Escoamentos Atmosféricos – no complemento da informação de simulações sobre vastas áreas de terreno elaboradas com o programa de modelação de escoamentos sobre terreno complexo VENTOS® (Palma *et al*, 2008).

A indústria eólica começa a integrar anemómetros sónicos no topo da *nacelle* dos aerogeradores para monitorizar o seu funcionamento. O seu uso na indústria eólica não se compara com o da micrometeorologia, onde são usados intensivamente em combinação com outros sensores de resposta rápida na determinação de fluxos de quantidade de movimento, calor ou concentrações (Mauder *et al*, 2007). No entanto, devido à sua sensibilidade à chuva, estes instrumentos não são usados na determinação da potência eólica de um determinado local, recaindo a opção aos anemómetros de copos.

2.3 SODAR

O SODAR é o acrónimo de *SOund Detection And Ranging* e também é um instrumento de medição do perfil da velocidade da atmosfera. Do solo, emite para a atmosfera um curto impulso de som ascendente a uma determinada frequência. A alteração da frequência por efeito Doppler no sinal recebido é proporcional à componente da velocidade do vento no alinhamento da direcção de emissão. Combinando três ou cinco desses impulsos, normalmente um na vertical e dois ou quatro inclinados com a vertical, calculam-se os campos médio e turbulento do escoamento.

Apesar de um SODAR ser capaz de medir os perfis da velocidade nas alturas das áreas varridas pelo rotor dos aerogeradores, sua utilização em energia eólica ainda tem sido residual, estando longe de se constituir uma técnica universalmente aceite. Muitas são as razões que podem apontar para sua atractividade ser reduzida: preço, volume, incerteza nas medições ou simplesmente desconhecimento da técnica experimental. Relativamente às possíveis razões, quer o preço e volume poderão ser os que mais facilmente superados. O aluguer de um SODAR pode ser facilmente incorporado no valor de execução de um projecto eólico. O seu volume condiciona exclusivamente os meios de colocação do equipamento no sítio, que eventualmente, no caso de ser terreno montanhoso ou complexo é mais trabalhoso instalar.

Limitações no domínio da técnica e falta de garantias quando à qualidade das medições são provavelmente os maiores obstáculos à sua aplicação intensiva em energia eólica. Sua sensibilidade às condições atmosféricas, dificuldade no pós-processamento dos dados para obtenção dos perfis de velocidade bem como resolução experimental não inferior a $\pm 1 \text{ ms}^{-1}$ (EPA, 2000) impõe constrangimentos no uso desta tecnologia para fins de determinação do recurso e/ou potencial eólico.

A emissão de sinais acústicos limitam também a sua utilização a dois níveis: quer o ruído provocado pelo SODAR condiciona sua utilização em zonas habitacionais; quer o ruído provocado por camiões e aviões perturba as medições. Um exemplo foi a necessidade de proteger o SODAR durante a o Programa EBEX01 do ruído de camiões de uma estrada próxima (Oncley *et al.* 2007).

2.4 LIDAR

O LIDAR (Light Detection And Ranging) é um equipamento para medição da velocidade do vento que cujo processo se baseia no efeito Doppler da luz de partículas em suspensão na atmosfera. Um feixe de laser é emitido de um ponto fixo na superfície para um volume de controlo na atmosfera. A alteração da frequência da luz emitida, provocada pelas partículas em suspensão, é parcialmente reflectida de volta para superfície terrestre sendo captada por um detector, figura (3).

A medição num Lidar é conseguida através da potência do sinal recebido (P_s) e pode ser traduzido pela seguinte expressão:

$$P_s = \eta_{ox} \eta_{Tx} E_x T^2 \left(\frac{c\beta}{2} \right) \left(\frac{Ar}{R^2} \right) \quad [\text{W}] \quad (4)$$

Trata-se da dependência do desempenho e geometria do equipamento em conjunto com a quantidade de sinal reflectido de volta ao equipamento (β), desde uma certa distância (R) para um factor de transmissão (T) que traduz a quantidade de radiação (luz) perdida no caminho até e desde essa distância. O desempenho e geometria podem ser ajustadas pelo utilizador e são caracterizadas por perdas ópticas (η_{ox}) e de truncagem (η_{Tx}), pela energia do laser (E_x) bem como pela área do receptor (Ar).

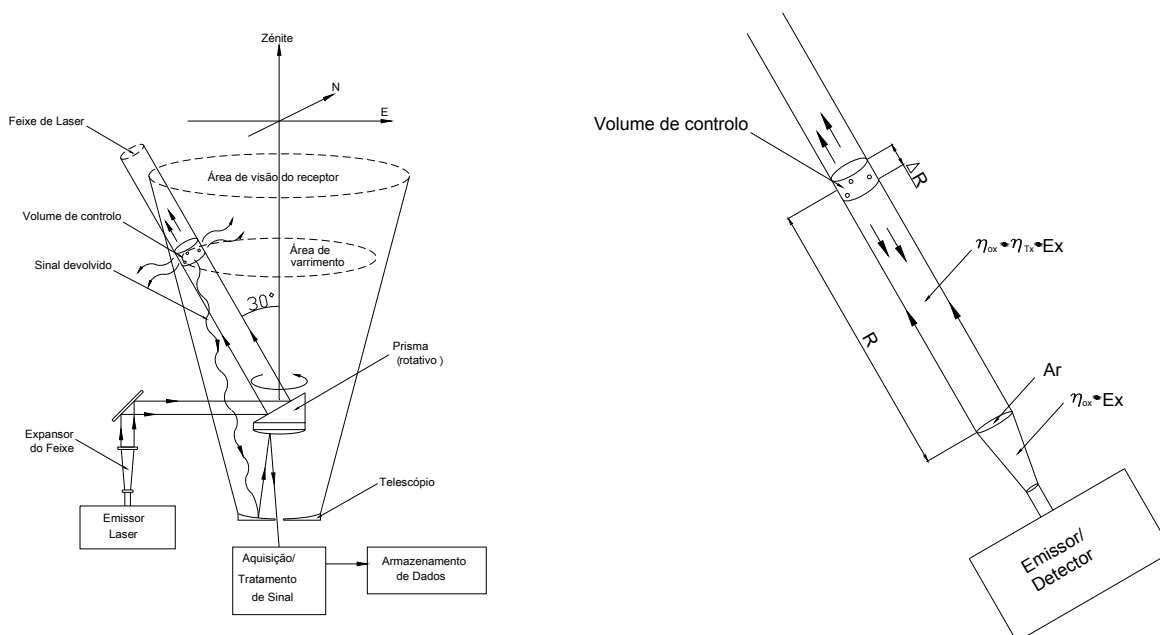


Figura 3. Ilustração da geometria de um Lidar com indicação do cone de medição

(Weitkamp, 2005)

São denominados de Wind Lidar ou Coerent Laser Radar (CLR) ou ainda Coerent Doppler Lidar (CDL). Existem vários tipos de LIDARs quais podem ser distinguidos: pelo processo físico, pela plataforma onde se encontra instalado, zona atmosférica de detecção, tipo de sinal, constituintes a detectar, entre outros critérios. Podemos distinguir dois tipos diferentes dentro dos CLR recentemente usados na energia eólica: feixe laser contínuo (ZephIR da QinetiQ) ou pulsado (WindCube).

No caso do ZephIR, o feixe de laser é emitido através de um prisma que roda continuamente e provoca a reflexão do feixe num ângulo de 30° com a vertical e perfaz uma volta completa a cada segundo. Em testes efectuados foi possível medir a 5 alturas distintas, cada uma a cada 3 s. No caso do WindCube, consegue-se recolher simultaneamente resultados de diferentes alturas (até 10) por ser um sistema pulsado (Courtney, 2008). O seu prisma de reflexão é fixo mas também apresenta um ângulo de 30°. A diferença fundamental consiste no envio de um conjunto de pulsos (5000 a 10000) numa dada direcção cujos sinais reflectidos de volta são tratados e armazenados. Roda-se o prisma 90° para um novo azimute e repete-se o processo. Uma volta completa demora aproximadamente 6 segundos (Mikkelsen, 2009).

As limitações de ambos os instrumentos residem no facto de assumirem um escoamento horizontal homogéneo. Esta premissa, apesar de válida em terreno plano, poderá não ser verdadeira em terreno complexo. Neste caso, para o WindCube, uma eventual solução é a troca do prisma por outro de 15° o que reduzirá o erro devido à complexidade do escoamento. A consequência é a redução da resolução na velocidade horizontal (Mikkelsen, 2009).

Os primeiros resultados de testes comparativos destes dois modelos em terreno plano tem sido promissores uma vez que a resolução pretendida da componente média da velocidade, inferior a 1 cm s^{-1} , tem sido alcançada quando comparados contra anemómetros de copos. Ambos os modelos mostraram-se bastante precisos havendo um ligeiro desvio sistemático de 7.3% do ZephIR para alturas de 48 m. Ambos instrumentos apresentam correlações elevadas para médias horárias da velocidade do escoamento, 0,95 do ZephIR contra 0,99 do WindCube. Para médias sobre períodos mais curtos, i.e. 10-minutos, os dados do WindCube mantêm uma correlação elevada contra as medições de referência com R^2 a variar de 0,95 a 100 m do solo para 0,99 a 200 m do solo. Os valores de R^2 para o ZephIR são ligeiramente inferiores, mantendo-se na ordem de 0,94 para as alturas mais elevadas.

3. Conclusões e trabalhos futuros

A existência de medições adequadas, à altura do eixo do rotor e a com garantias que sejam representativas da sua área varrida, continuam a ser essenciais para a redução do risco financeiro de um projecto eólico. Contudo, ainda não foi alcançado o consenso sobre que tecnologia seria a mais adequada: SODAR ou LIDAR, apesar deste último estar a colher cada vez mais adeptos.

O recurso à instalação de torres meteorológicas instrumentadas, quer com anemómetros de copos, quer com anemómetros ultrasónicos, com mais de 100 m, é complexo e principalmente muito moroso. A configuração de equipamento algum domínio da instrumentação: vários sensores com taxas de amostragem distintas são integrados e sincronizados com um mesmo relógio armazenando tudo num mesmo sistema. Esta metodologia é o padrão porque permite, ainda, caracterizar o escoamento à altura do eixo do rotor. Com o aumento esperado da dimensão dos aerogeradores, começa-se a atingir um claro limite de aplicabilidade.

Por sua vez, os resultados obtidos com LIDAR em terreno plano são animadores, mas é necessária cautela na sua utilização em terreno montanhoso ou complexo. Não temos registo de nenhuma campanha de medição com elaborada nestas condições. Estes autores estão a preparar uma campanha de medição com um LIDAR da ZephIR recentemente

adquirido para explorar esta técnica experimental em terreno complexo. Pretende-se almejar 2 objectivos: o domínio da técnica experimental; caracterizar sua aplicabilidade em terrenos de orografia complexa ou montanhosa.

Tal como a experiência de Courtney et al. 2008, pretende-se proceder à confrontação dos resultados do LIDAR com os resultados de uma torre meteorológica instrumentada, mas ao contrário dessa experiência, a torre instalada será menor (100 m de altura). A torre será instrumentada com 2 anemómetros sónicos colocados a 80 e 100 m e 4 anemómetros de copos instalados a 40, 60, 80 e 100 m do solo.

O processo de identificação dos locais passíveis de acolherem esta futura campanha de medições considerou não apenas os locais com orografia complexa e boa exposição como questões associadas à logística, nomeadamente acessos às redes viária, eléctrica e de comunicações. O local seleccionado encontra-se na Serra da Nogueira (41° 43' 33,82"; -6° 51' 29,15") a 1200 m de altitude, nos limites dos Concelhos de Bragança e Macedo de Cavaleiros. Dada a existência de uma casa florestal desocupada, pretende-se, após a sua recuperação, que este local venha a ser um futuro laboratório de instrumentação em terreno complexo para adequação de técnicas de medição à tecnologia eólica.

Referências bibliográficas

- Courtney, M., Wagner, R. and Lindelöw, P. Commercial LIDAR profilers for wind energy. A comparative guide. Proc. of the 2008 European Wind Energy Conference, Brussels
- EPA – Environmental Protection Agency - Meteorological Monitoring Guidance for Regulatory Modeling Applications EPA-454/R-99-005 - 2000
- Kaimal, J. C.; Finnigan, J. J., Atmospheric Boundary Layer Flows – Their Structure and Measurement, Oxford University Press
- Mauder, M.; Oncley, S. P.; Vogt, R.; Weidinger, T.; Ribeiro, L. M. F.; Bernhofer, C.; Foken, T.; Kohsiek, W.; DeBruin, H. A. R. & Liu, H. The Energy Balance Experiment EBEX-2000. Part II: Intercomparison of Eddy-Covariance Sensors and Post-Field Data Processing Methods. Boundary-Layer Meteorology, 2007, 123, 29-54
- Mikkelsen, T., (2009) On mean wind and turbulence profile measurements from ground-based wind lidars: limitations in time and space resolution with continuous wave and pulsed lidar systems - a review, 2009 European Wind Energy Conference and Exhibition
- Papadopoulos, K. H., Stefanatos, N. C., Paulsen, U. S., & Morfidakis, E., Effects of turbulence and flow inclination on the performance of cup anemometers in the field. Boundary-Layer Meteorology, 101:77-107, 2001
- Palma, J. M. L. M., Castro, F. A., Ribeiro, L. F., Rodrigues, A. H., Pinto, A. P. Linear and nonlinear models in wind resource assessment and wind turbine micro-siting in complex terrain, Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, 96: 2308-2326, 2008
- Ribeiro, L. M. F., Sonic Anemometer and Atmospheric Flows over Complex Terrain, Tese de Doutoramento, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto – 2005
- Ribeiro, L. M. F., Palma, J. M. L. M. Point (Sonic Anemometer) Measurements in a Gusty Wind over Complex Terrain. Advances in Turbulence XI - Springer, 2007
- Oncley, S. P., The leading edge of turbulence instrumentation. In: Air-Sea Exchange: Physics, Chemistry and Dynamics, pp. 1-28. Kluwer Academic Press, 1999
- Oncley, S. P., Foken, T., Vogt, R., Kohsiek, W., DeBruin, H., Bernhofer, C., Christen, A., Gorsel, E., Grantz, D., Feigenwinter, C., Lehner, I., Liebethal, C., Liu, H., Mauder, M. and Pitacco, A., Ribeiro, L. M. F. e Weidinger, The Energy Balance Experiment EBEX-2000. Part I: overview and energy balance. Boundary-Layer Meteorology, 2007, 123, 1-28
- Weitkamp, C., Lidar Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere, Springer 2005
- Wyngaard, J. C., 1981. Cup, propeller, vane and sonic anemometer in turbulent research. Annual Review of Fluid Mechanics, 13:399-423, 1981

Radar de tempo como estimador da energia cinética da precipitação ajustado por medidas disdrométricas

Mauricio de Agostinho Antonio^a

^aInstituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMet), Universidade Estadual Paulista (UNESP), Av. Eng. Luiz Edmundo Coube 14-01, CEP 17033-360, Bauru/SP, Brasil, Email : mauricio@ipmet.unesp.br

Resumo

A energia cinética é o parâmetro apropriado para indicar a magnitude do potencial erosivo de uma precipitação. Aqui foram usadas medidas do espectro de gotas derivadas de 3 disdrometros de impacto em evento de precipitação frontal de primavera na região central do Estado de São Paulo, no Brasil tropical. Buscou-se estabelecer as relações funcionais entre parâmetros associados à distribuição do tamanho de gotas de chuva, como energia cinética (E_k) e refletividade (Z). Esse último parâmetro foi também estimado nas chuvas pelo radar de tempo instalado em Bauru, distante menos de 100 km dos disdrometros. As curvas de valores apresentadas pelo radar, nas sucessivas varreduras, reproduziram bem as variações de refletividade ocorridas em 2 dos disdrometros (Garça – 66 km – e Botucatu – 83 km –), desde que os dados do radar tenham sido ajustados para um atraso equivalente ao lapso temporal de uma varredura (7-8 minutos). O terceiro disdrometro, instalado na área urbana de Bauru, não teve uma cobertura apropriada do radar por razões técnicas. A correlação entre os parâmetros E_k e Z disdrométricos, para as diferentes localidades, apresentou um bom ajuste, com $R^2 = 0,9922$, e resultou na expressão $Z = 16,4 E_k^{1,14}$, que foi aplicada aos valores de refletividade medidos pelo radar. Então, pode-se dispor da representação espacial da energia cinética associada ao campo de precipitação no Estado de São Paulo, com resolução de 1 km^2 , atualizada a cada 7,5 minutos, no alcance quantificado do radar de 240 km, para aquela precipitação frontal. O conhecimento dos tipos de solos de áreas de interesse, associado ao campo de energia cinética da precipitação sobre a área em questão, permite adotar medidas preventivas para minimizar os efeitos causados por erosão.

Abstract

The kinetic energy is the appropriate parameter to indicate the magnitude of the erosive potential of rainfall. In this work, the measurements of the drop size distribution derived from three impact disdrometer were taken during one cold frontal precipitation event during the spring season in the central area of the State of São Paulo, in the tropical region of Brazil. The goal was to establish relationships amongst parameters associated to drop sizes, such as kinetic energy (E_k) and radar reflectivity (Z). Z was also estimated for precipitation using a weather radar located in Bauru, less than 100 km away from the disdrometers. The plot of values obtained by the radar, reproduced the variations in reflectivity occurred in two of the disdrometers (Garça – 66 km – and Botucatu – 83 km –), since the radar data have been adjusted for a delay equivalent to the one scan interval (7-8 minutes). The third disdrometer, installed in the urban area of Bauru, did not have a proper radar coverage for technical reasons. Correlation between E_k and disdrometric determined Z , for the different sites, presented good fit with $R^2 = 0.9922$, resulted in the expression $Z = 16.4 E_k^{1.14}$, which was applied to the reflectivity values from the radar. From this, a pattern of kinetic energy flux associated with the precipitation field, with resolution of 1 km^2 , can be made available every 7.5 minutes, in the radar quantification range of 240 km, for that frontal precipitation. The knowledge of the soil types from areas of interest, associated to the kinetic energy field of the precipitation, allows the determination of the respective potential of erosion and, thus, making it possible to take preventive measures to mitigate the effects caused by erosion.

1. Introdução

A agricultura, desenvolvida pelos homens desde que deixaram de vagar como nômades, tornou o solo um dos recursos naturais mais intensamente utilizados. Entretanto, para o uso adequado dos solos, entre outros, é necessário conhecer os fatores variáveis que interferem na intensidade da erosão causada pela precipitação. Tais fatores variam conforme o local e são dependentes das características físicas das precipitações e dos solos de cada região.

O potencial erosivo da precipitação pode ser avaliado conhecendo-se, principalmente, a energia cinética transferida aos solos pelos impactos das gotas de chuva. Estudos relacionando a perda de solos pelo impacto, às características do tamanho das gotas e sua distribuição, e à velocidade terminal dessas gotas, tem demonstrado que a energia cinética é o parâmetro apropriado para indicar a magnitude do potencial erosivo da precipitação.

A energia cinética vem sendo determinada através de modelos empíricos que partem da intensidade das chuvas determinadas com pluviômetros, conforme Wischmeier & Smith (1958), Hudson (1973), Lal (1976), Morgan (1986), entre outros.

Com o advento dos disdrômetros (Joss & Waldvogel, 1967), equipamentos que determinam a distribuição do tamanho de gotas, é possível determinar com bom detalhamento a energia cinética da precipitação, como também estabelecer relações funcionais com a refletividade do radar de tempo, e a intensidade da precipitação, nas várias formas e locais de sua ocorrência (Zawadzki & Agostinho Antonio, 1988, Antonio 2000, 2009, 2010).

Neste trabalho estão apresentadas as medidas de energia cinética e refletividade determinadas em um evento de precipitação de primavera em 16 de outubro de 1997, em chuva com característica frontal fria, a partir de três disdrômetros instalados em Garça, Bauru e Botucatu, SP (Antonio, 1998), na região central do Estado de São Paulo, no Brasil tropical. Buscou-se relacionar os resultados com a estimativa de refletividade da precipitação dada por um radar de tempo Banda-S instalado e operado pelo Instituto de Pesquisas Meteorológicas da Universidade Estadual Paulista (IPMet/UNESP), em Bauru, e a transformação dos dados de chuva do radar em fluxo de energia cinética.

2. Material e métodos

2.1. Dados de disdrômetro

O disdrômetro de impacto é um instrumento que transforma o movimento vertical de uma gota de chuva que atinge uma superfície sensível de um sensor em um pulso elétrico cuja amplitude é função do diâmetro da gota. Daí é calculada a distribuição dos tamanhos das gotas em um volume de ar. Os diâmetros medidos variam de 0,3 mm até 5 mm, onde a medida inferior deve-se aos limites práticos do princípio de medidas e são de menor importância nas aplicações para as quais o instrumento foi desenvolvido, e o limite superior é o qual, acima dele, as ocorrências são bastante raras por causa da quebra das gotas devido à instabilidade das gotas grandes (Distromet, 2004).

A forma prática de representação dos 127 diâmetros de gotas medidos por esse disdrômetro de impacto está na combinação de 20 classes de tamanho de gotas, aproximadamente exponencial sobre a extensão dos diâmetros de gotas de chuva.

Os disdrômetros estavam instalados nas áreas urbanas de Garça (22,2153° S e 49,6547° W, altitude 668 m), Bauru (22,3367° S e 49,0646° W, altitude 595 m) e Botucatu (22,8894° S, 48,4508° W, altitude 838 m), ajustados para integrações de dados a cada um minuto. Os três sistemas disdrométricos estavam situadas a menos de 100 km do radar: Garça a 66 km, Bauru a 6 km e Botucatu a 83 km.

No dia 16 de outubro de 1997, um sistema precipitante associado a uma frente fria que atuava no Estado de São Paulo, atingiu as três instalações de disdrômetros.

2.2. Cálculo da Energia Cinética

A determinação da energia cinética da precipitação, parte da distribuição do tamanho de gotas dadas pelo disdrômetro.

A energia cinética (E_c) de cada gota de chuva que cai é dada por:

$$E_{ci} = \frac{1}{2} [(\pi D_i^2) / 6] \rho_a v_i^2 \quad (1)$$

Onde: D é o diâmetro, ρ_a é densidade da água, e v a velocidade terminal da gota.

O fluxo total de energia cinética das gotas determinadas em um volume sobre o disdrômetro, num intervalo de tempo considerado, é calculado como:

$$E_k = [(\pi \rho_a) / 12 S \Delta t] \sum D_i^3 n_{Di} v_i \quad (2)$$

Onde: E_k é a energia cinética por unidade de volume, S é a área sensível do disdrômetro, Δt é o intervalo de tempo considerado, e n é o número de gotas de determinado diâmetro.

A forma prática da equação do fluxo de energia cinética, considerando-se os valores e unidades conhecidas, com $S = 50 \text{ cm}^2$, t em minutos, v em m/s, $\rho_a = 1 \text{ g/cm}^3$, D em mm, para E_k em $\text{J/m}^2 \cdot \text{h}$, é:

$$E_k = (\pi / 36 \times 10^3 \Delta t) \sum D_i^3 n_{Di} v_i \quad (3)$$

2.3. Cálculo da Refletividade

A refletividade Z , determinada a partir da distribuição do tamanho de gotas dada pelo disdrômetro, é dada por:

$$Z_i = D_i^6 N_{Di} \quad (4)$$

Onde: N_{Di} é a função que representa o número de concentração das gotas de chuva com diâmetro D num dado volume de ar.

Em um determinado intervalo de tempo sobre o disdrômetro, tem-se um volume sendo amostrado, de modo que a refletividade é expressa como:

$$Z_i = (1 / S \Delta t) \sum [(n_{Di} D_i^6) / v_i] \quad (5)$$

Onde: S é a área sensível do coletor do disdrômetro, Δt é o intervalo de tempo de integração considerado, D_i é o diâmetro da gota i , v_i é a velocidade terminal da gota de diâmetro i , e n_{Di} é o número de gotas de diâmetro i . A velocidade terminal das gotas é estimada segundo a proposta de Gunn e Kinzer (1949).

A forma usual da equação da refletividade, considerando-se os valores e unidades conhecidos, como $S = 50 \text{ cm}^2$, Δt em minutos, v_i em m/s, para Z em mm^6/m^3 , é dada por:

$$Z = (1 / 50 \Delta t) \sum [(n_{Di} / v_i) D_i^6] \quad (6)$$

A refletividade de radar é expressa como uma função logarítmica:

$$Z_{dB} = 10 \log Z \quad (7)$$

2.4. Dados de Radar

Os dados do radar de tempo de Bauru (22,3583° S, 49, 0272° W, altitude 624 m) utilizados no trabalho são os valores de refletividade (já expressos em dBZ), obtidos com CAPPI (Indicador de Posição no Plano com Altitude Constante) de altitude 3,5 km, até um raio de 240 km do equipamento.

Os conjuntos de dados foram coletados a cada 7,5 minutos, a partir de varreduras sucessivas da antena com elevações crescentes, e representam a precipitação média em um volume com representação em área de 1 km X 1 km. Isto é, todo o campo de quantificação do radar sobre os 240 km de raio está representado por uma matriz de células de 1km².

Ao longo do dia 16 de outubro de 1997, as informações do radar mostravam a atuação de uma frente fria próxima ao Estado de São Paulo através de linhas organizadas de precipitação e extenso sistema precipitante que se deslocavam sobre a área no sentido aproximado de oeste para leste. Esse sistema se caracterizava por ser formado por precipitação estratiforme, de pouca extensão vertical, com o campo de refletividades com pequenas variações de intensidade, e sem grandes amplitudes de refletividade.

3. Resultados e discussão

3.1. Relação entre refletividades

Os valores de refletividade determinados pelos disdrômetros de Garça e Botucatu foram comparados com as medidas realizadas pelo radar de Bauru. O disdrômetro de Bauru não foi incluído nas comparações porque o radar de Bauru, no período de coleta de dados, apresentava deficiência decorrente de problemas técnicos para medidas até 10 km de distância.

Como os valores obtidos pelo radar são “instantâneos”, durante a montagem do CAPPI tomou-se como referência do tempo da medida do radar aquele correspondente ao horário do início da varredura volumétrica (“volume scan”). As medidas dos disdrômetros foram retiradas do minuto correspondente ao horário de CAPPI do radar.

As marchas dos valores de refletividade obtidos pelos disdrômetros de Garça e Botucatu, e pelo radar de Bauru sobre as localidades respectivas podem ser vistas na Figura 1. Num mesmo instante, enquanto o disdrômetro media a distribuição de gotas no solo, o radar estimava a refletividade na altura do CAPPI (3,5 km), ainda na fase aérea da precipitação. Um melhor ajuste dos dados foi obtido com um deslocamento na escala de tempo do radar, correspondente ao tempo de uma varredura (7,5 minutos).

A relação entre os valores de refletividade medidos pelo radar e pelos disdrômetros, após o ajuste na escala de tempo, pode ser também visto na Figura 1. O coeficiente de correlação obtido foi $R^2 = 0,7482$, com os dados dos disdrômetros de Garça e Botucatu e o radar de Bauru.

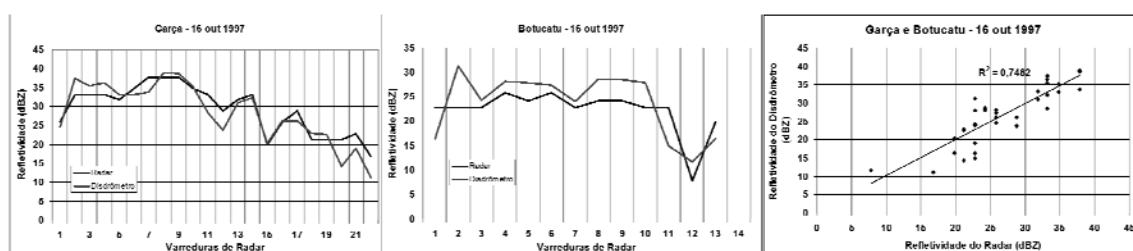


Figura 1. Evolução dos valores de refletividade para a chuva registrada por disdrômetros em Garça e Botucatu, em 16 out 1997. À direita, a correlação entre os valores de refletividade pelos disdrômetros e radar, ajustados na escala temporal do radar (a cada 7,5 minutos).

3.2. Refletividade e Energia Cinética

A precipitação do dia 16 de outubro de 1997, selecionada nesta avaliação, foi registrada no solo com início às 13:48 h em Garça e término às 18:43 h em Botucatu. No intervalo de ocorrência, atuou sobre Garça durante 248 minutos, sobre Bauru em 170 minutos, e sobre Botucatu por 144 minutos.

As informações do radar de Bauru indicavam que se tratava de um sistema precipitante de chuva de natureza estratiforme associado a uma frente fria que atuava na região do Estado de São Paulo. As áreas de precipitação observadas pelo radar mostravam um deslocamento no sentido de oeste para leste, sendo que quando o sistema atuava na região de Botucatu já se encontrava em fase de dissipação.

Nessa precipitação do dia 16, os maiores valores de refletividade e do fluxo de energia cinética foram registrados em Bauru e eram, respectivamente, 44-45 dBZ e 230-250 J/m².h. A concentração de valores esteve entre 29 e 35 dBZ, com 30 e 100 J/m².h. Na Tabela 1 estão apresentados a equação de correlação para a curva de melhor ajuste entre os dados de refletividade e fluxo de energia cinética para Bauru e o coeficiente de correlação correspondente.

Os máximos valores de refletividade e fluxo de energia cinética registrados em Garça foram da ordem de 41-42 dBZ e 230-250 J/m².h, respectivamente. As concentrações nas medidas de refletividade e do fluxo de energia cinética ocorreram em duas faixas de valores: entre 20 e 25 dBZ, com 5 e 15 J/m².h, e entre 32 e 37 dBZ, com 50 e 140 J/m².h. Os pares de dados mantiveram uma boa aderência na distribuição com um alto coeficiente de correlação, conforme também mostrado na Tabela 1. O radar de Bauru indicou valores máximos de refletividade sobre Garça na ordem de 37-38 dBZ.

Em Botucatu as intensidades de refletividade e do fluxo de energia cinética foram menores que nos outros locais, tendo os máximos permanecido em 32-33 dBZ e 50-70 J/m².h. Os dados correlacionados apresentaram um alto coeficiente de correlação, que está também mostrado na Tabela 1 acompanhando a equação da curva de melhor ajuste.

Tabela 1. Valores derivados dos registros de disdrômetros em 16 out 1997.

Localidade	Início (hora)	Término (hora)	Duração (minutos)	Refletividade X Energia Cinética	Coeficiente de Correlação (R ²)
Garça	13:48	17:40	248	$Z = 16,33 E_k^{1,16}$	0,9899
Bauru	15:03	17:53	170	$Z = 17,78 E_k^{1,13}$	0,9939
Botucatu	16:19	18:43	144	$Z = 17,54 E_k^{1,09}$	0,9957

3.3. Energia Cinética Determinada por Radar

A correlação entre os parâmetros refletividade e fluxo de energia cinética desse sistema de precipitação frontal, para os dados de Garça, Bauru e Botucatu, apresentou pequena dispersão com um coeficiente de correlação $R^2 = 0,9922$, conforme mostrado na Figura 2. A equação da curva de melhor ajuste obtida, foi:

$$Z = 16,37 E_k^{1,14} \quad (9)$$

A partir dessa equação (9) encontrada, o campo de refletividade do radar no raio de alcance 240 km pode ser convertido em fluxo de energia cinética, representando, assim, os valores “instantâneos” do campo do fluxo de energia cinética da precipitação sobre a área. A aplicação da equação (9) pode ser efetuada em qualquer dos CAPPIs gerados pelo radar, atualizados a cada 7,5 minutos. A Figura 3 mostra exemplo do campo de o fluxo de energia cinética das chuvas do dia 16 out 1997, para o raio de 240 km do radar, no horário de 16:46 h (local).

A integração horária dos dados registrados pelo radar e convertidos em fluxo dá o campo de energia cinética da chuva nos 240 km de raio.

4. Conclusões

Considerando-se que no processo de erosão do solo, o desprendimento das partículas do solo se dá principalmente pela ação do impacto das gotas de chuva na superfície de um

solo descoberto, é importante conhecer o valor do fluxo de energia cinética da precipitação ocorrendo na área sob observação. Quando se determina a energia cinética a partir da intensidade da precipitação medida na superfície por pluviômetros, não se garante o valor da energia cinética obtida, uma vez que a intensidade da chuva e a energia cinética são dependentes diretamente da distribuição do tamanho das gotas, o que por sua vez é também determinante do fator de refletividade do radar. Entretanto, as medidas do pluviômetro e do disdrômetro são pontuais.

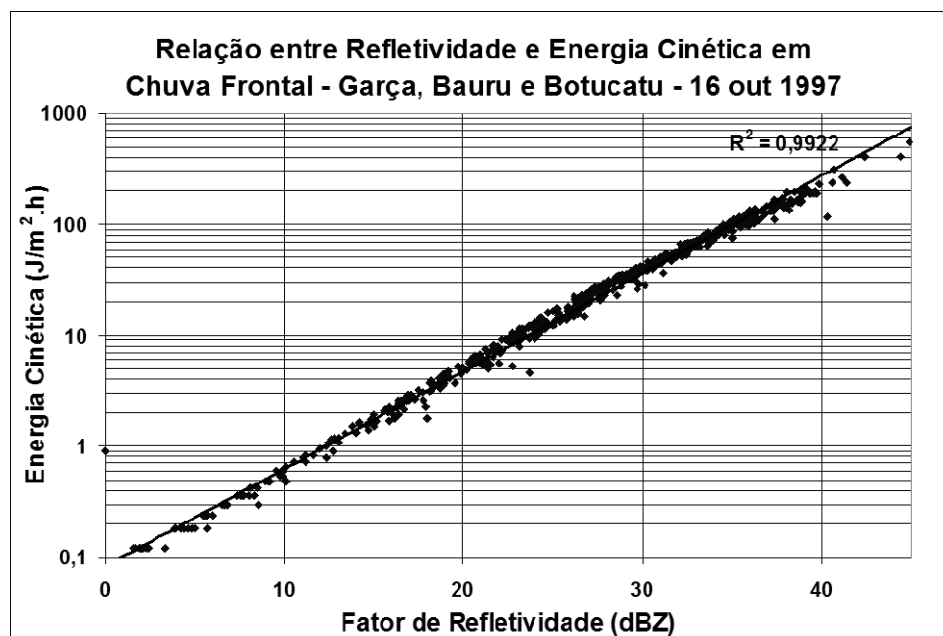


Figura 2. Correlação entre os valores calculados para os parâmetros da Refletividade versus Fluxo de Energia Cinética para uma chuva frontal em 16 out 1997, a partir de dados disdrométricos medidos em Garça, Bauru e Botucatu, na área central do Estado de São Paulo, Brasil.

Muito embora os disdrometros de Garça e Botucatu estivessem situados distantes do radar de Bauru, ainda que a menos de 100 km, os valores de refletividade estimados pelo radar sobre os disdrometros acompanharam de modo equivalente a marcha dos valores determinados no solo. Para a comparação houve necessidade de um ajuste na escala temporal, uma vez que as estimativas do radar foram feitas durante a fase aérea da precipitação. A correlação entre os valores medidos no solo e no radar apresentou aderência significativa.

Somente os radares de tempo permitem apresentar, detalhadamente, a descrição do campo de precipitação sobre uma área, o que permite, então, a determinação do campo de energia cinética das chuvas sobre extensas regiões, como nestes casos usando o radar de Bauru, com resolução de 1 km^2 .

As correlações determinadas entre os parâmetros refletividade e fluxo de energia cinética das medidas dos disdrometros apresentaram pequena dispersão, enquanto as equações das curvas obtidas nos três sistemas foram muito próximas. Tal constatação possibilitou o agrupamento dos dados dos três locais para obtenção de uma equação de conversão única para o dia 16 de outubro de 1997, nesse episódio de chuva frontal fria.

Episódios de precipitação convectiva, verificados em outras situações, não apresentaram características uniformes como as aqui constatadas para a precipitação frontal.

Portanto, para o estabelecimento de valores estatisticamente representativos das relações entre energia cinética e refletividade, devem ser tomados episódios de precipitação por disdrometro que descrevam os diferentes tipos de precipitação, relacionados às diferentes

estações do ano, uma vez que as distribuições do tamanho de gotas variam sazonalmente com os diferentes tipos de precipitação.

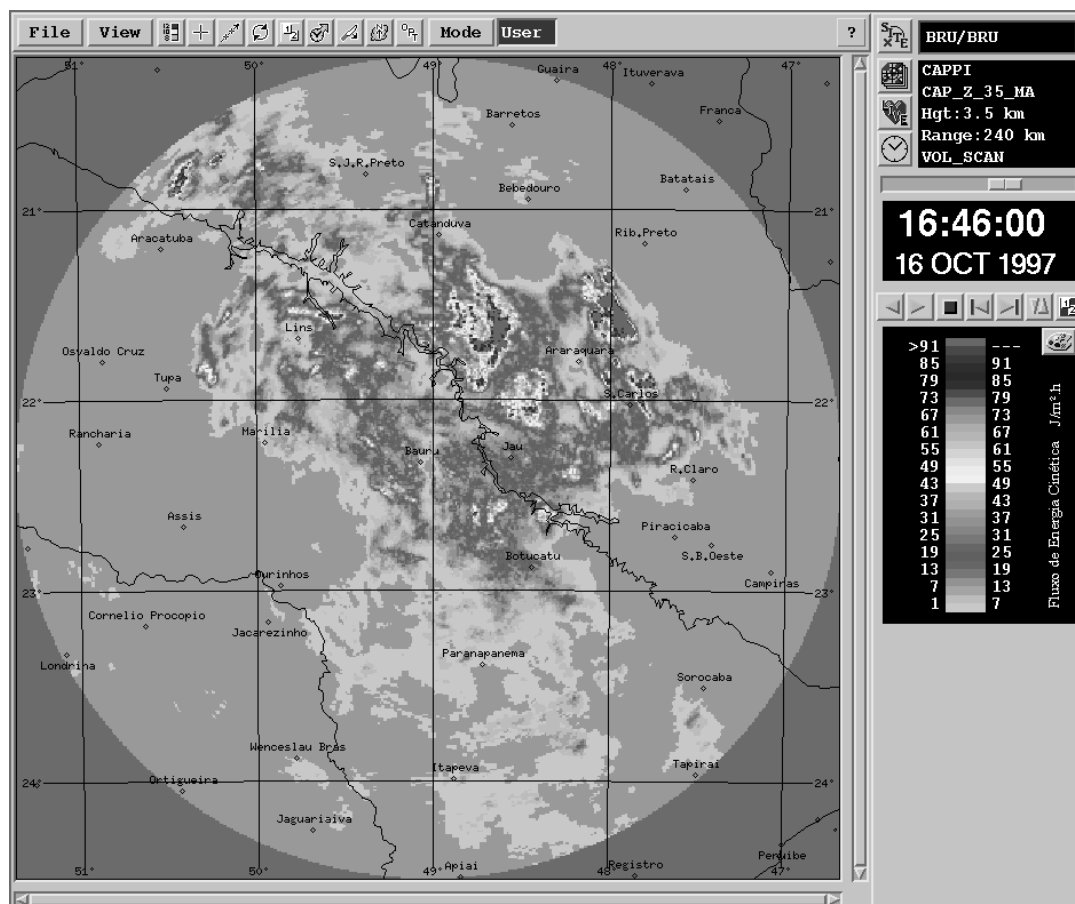


Figura 9. Campo do Fluxo de Energia Cinética das chuvas de 16 de outubro de 1997, 16:46 h, dado pelo radar de Bauru, com raio de 240 km, CAPPI de 3,5 km. Valores expressos em $J/m^2.h$. As linhas horizontais e verticais referenciam latitude e longitude. As linhas contínuas indicam as divisas estaduais e, cruzando a imagem na direção sudeste-noroeste, o Rio Tietê.

A partir do conhecimento do campo “instantâneo” de energia cinética das chuvas, e sabendo os tipos de solos de áreas de interesse, é possível estabelecer o potencial erosivo de uma precipitação que se aproxima com o uso de informações do radar de tempo e, dessa maneira, permitir o estabelecimento de ações de prevenção e minimização ao efeito de erosão que a precipitação apresenta.

Agradecimentos

O autor reconhece o trabalho de recuperação de dados do radar desenvolvido pela Técnica Geórgia Pellegrina, e o apoio do Analista Carlos Alberto de A. Antonio no tratamento das imagens de radar.

Referências Bibliográficas

Antonio, M.de A. 1998. Técnica de ajuste em tempo real de medidas de chuva com radar. São Carlos. 156 p. (Tese de Doutorado, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo).

- Antonio, M. de A. Medidas de chuva com radar e disdrômetros. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XI, Rio de Janeiro, 2000. Anais...Rio de Janeiro: SBMET, p. 2003-2011. 2000. CD
- Antonio, M. de A. Energia cinética da precipitação estimada por radar de tempo ajustado por medida disdrométrica. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, XV, Natal, 2009. Anais...São José dos Campos: INPE, p. 41-48, 2009. CD.
- Antonio, M. de A. Energia cinética da precipitação estimada por radar de tempo no Brasil tropical. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XVI, Belém, 2010. (submetido).
- DISTROMET LTD. 2004. User's Guide for DISTRODATA. Genebra. 18p.
- Gunn, R., kinzer, G. D. 1949. The Terminal Velocity of Fall for Droplets in Stagnant Air. J. Meteorology, v. 6, p. 243-248.
- Hudson, N. W. 1973. Soil Conservation. Ithaca: Cornell University Press. 320 p.
- Joss, J., waldvogel A. 1967. Ein Spektrograph fuer Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. Pure Appl. Geophys., v. 68, p. 240-246.
- Lal, R. 1988. Erodibility and Erosivity. In: Lal, R. Soil erosion research methods. Ankeny: SWCS, p. 141-160.
- Morgan, R.P.C. 1986. Soil Erosion and Conservation. New York: Longman Scientific & Technical, 298 p.
- Zawadzki, I., agostinho antonio, M. de.1988. Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain. J. Atmos. Sci., v. 45, p. 3452-3459.

A Rede Meteorológica Da Universidade Estadual Paulista (UNESP): Análise Espacial E Temporal

Laura Melo Andrade^a; João Afonso Zavattini^b

^aBolsista CNPq, Programa de Pós Graduação em Geografia, IGCE, Universidade Estadual Paulista, Av. 24 A, 1515, Bela Vista, Rio Claro-SP, Email: laurageo@rc.unesp.br

^bProfessor Adjunto Doutor, Departamento de Geografia, IGCE, Universidade Estadual Paulista, Av. 24 A, 1515, Bela Vista, Rio Claro-SP, Email: zavattini@rc.unesp.br

Resumo

Este trabalho investiga o conjunto de estações meteorológicas da UNESP (Universidade Estadual Paulista), e ainda, como complemento, o daquelas localizadas nas unidades da FATEC (Faculdades de Tecnologia do Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza) e ETEC (Escolas Técnicas Estaduais do Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza). Para tanto, foram levantadas, dessas estações, as seguintes informações: localização geográfica, forma de mensuração, aparelhagem disponível e período de operação de cada uma delas. Num primeiro momento foi realizado o inventário das estações meteorológicas existentes nos diferentes campuses da UNESP, além do daquelas localizadas nas FATEC e ETEC. Para isso, primeiramente recorreu-se à internet. A seguir, tentou-se o contato telefônico. Finalmente, foram realizadas visitas às estações meteorológicas. Os resultados apontam para muitas estações recentes, com menos de dez anos de medições, que contrastam com as poucas bem antigas, já em operação há 40 anos ou mais. Em síntese, já é possível afirmar que o conjunto dessas três mencionadas instituições, compõe uma “rede meteorológica” que se espalha por grande parte do estado de São Paulo.

Abstract

This research investigates the set of meteorological stations of UNESP (*Universidade Estadual Paulista*), and, as a complement, of those ones located in FATEC units (*Faculdades de Tecnologia do Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza*) and in ETEC ones (*Escolas Técnicas Estaduais do Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza*) as well. Aiming this, the following pieces information were collected from those stations: geographical location, form of measurement, available equipment and period of operation of each station. At first, the inventory of the meteorological stations existing in different UNESP's campuses was done, besides the one of those stations located in the FATEC and ETEC units. For this, first of all we resorted to the internet. Then, we tried phone contact. Finally, visits to the meteorological stations were done. The results point to a lot of recent stations, with less than 10 years of measurements, which contrast with a few very old, in operation for 40 years or more. In summary, it's already possible to affirm that the set of these three mentioned institutions composes a meteorological system that spreads out in a great part of São Paulo state.

1. Introdução

Este trabalho investigou o conjunto de estações meteorológicas da UNESP (Universidade Estadual Paulista), e ainda, como complemento, o daquelas localizadas nas unidades da FATEC (Faculdades de Tecnologia do Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza) e ETEC (Escolas Técnicas Estaduais do Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza). Para tanto, foram levantadas, dessas estações, as seguintes informações: localização geográfica, forma de mensuração, aparelhagem disponível e período de

operação de cada uma delas. Procurou-se, assim, verificar se já é possível dizer que esse conjunto de estações configura, ou não, uma “rede meteorológica do interior paulista”, tendo em vista que os campuses desta instituição de ensino e pesquisa se espalham por todo o território paulista e, por consequência, também as estações meteorológicas neles presentes. O objetivo principal deste trabalho constituiu-se em realizar um levantamento das estações meteorológicas existentes nos diferentes campuses da UNESP, além daquelas localizadas nas FATEC e nas ETEC, verificando se estas constituem ou não uma rede meteorológica, e visando, além de uma contribuição para uma melhor integração entre elas, analisar suas peculiaridades, os tempos de funcionamento e a distribuição espacial, verificando, ainda, se há déficit de estações em algumas regiões do Estado.

Existem nestas instituições de ensino, tanto estações meteorológicas convencionais (EMC) como automáticas (EMA), havendo inclusive um caso, em Ilha Solteira, em que a estação convencional foi substituída por uma automática.

A diferença básica entre as duas estações é que a EMC necessita de um observador meteorológico para coletar os dados e a EMA faz isso através de sensores eletrônicos ligados a um datalogger, que registram continuamente os dados, e os armazenam em períodos pré-programados (GALINA; VERONA, 2004).

As EMC's são compostas por equipamentos mecânicos, bastante resistentes ao tempo e de baixo custo de manutenção, além do que, se bem calibrados, os equipamentos convencionais são extremamente precisos. Sua desvantagem principal é a necessidade de um observador meteorológico para fazer as leituras, o que gera um custo mais alto do que a EMA, e possíveis erros de leitura e digitação, no caso de este observador não ser bem treinado.

As EMA's são de uso recente no Brasil e teoricamente proporcionam medidas bem precisas, além de armazenarem os dados meteorológicos por um longo período de tempo com um custo relativamente baixo (TANNER, 1990). Porém, tem a desvantagem de, por se tratar de aparelhos eletrônicos, frequentemente ocorrer falhas nos equipamentos, o que acaba por gerar períodos de falha na coleta de dados (PEREIRA et al., 2008)

Tendo em vista que os campuses destas instituições de ensino se espalham por todo o território paulista, assim como as estações meteorológicas que algumas de suas unidades possuem, procurou-se relacionar a localização dos diversos campuses que possuem estações meteorológicas com os setores do Estado de São Paulo.

2. Material e Métodos

Em uma primeira etapa, foi realizado um levantamento de todos os municípios do Estado de São Paulo onde há unidades da UNESP, da FATEC ou da ETEC. Para isso, primeiramente recorreu-se à internet, acessando o site de cada instituição de ensino, além dos sites do vestibular da FATEC e do vestibulinho da ETEC. A seguir, tentou-se o contato telefônico. Finalmente, foram realizadas visitas às estações meteorológicas pertencentes aos campuses da UNESP e àquelas da FATEC e ETEC.

Foi então realizado um inventário das estações meteorológicas existentes nos diferentes campuses da UNESP, além do daquelas localizadas nas FATEC e ETEC, visando analisar suas peculiaridades. Foi ainda verificada, do ponto de vista da distribuição espacial que se configura, a existência ou não, de déficit de estações nalgumas regiões do estado de São Paulo (Brasil).

Para isso foi elaborado um mapa no software ArcMap 9.2, no qual as estações meteorológicas foram plotadas em uma carta base do estado de São Paulo, Brasil.

3. Resultados e Discussões

Com o levantamento das estações meteorológicas localizadas nos campuses da UNESP, FATEC e ETEC, obtivemos a informação de que estas instituições de ensino possuem 40

estações meteorológicas distribuídas pelo Estado de São Paulo, em 25 municípios (Tabela 1).

Tabela 1. Informações básicas sobre as estações meteorológicas

	Inst.	Unidade	Forma de Mensuração	Convênio	Início
1	FATEC	Sorocaba	Convencional	INMet	1928
2	FATEC	Iguape	Convencional	INMet	1940
3	UNESP	Pres. Prudente	Convencional	-	1968
4	UNESP	Botucatu	Convencional	-	1971
5	UNESP	Jaboticabal	Convencional	-	1971
6	UNESP	Bauru	Convencional	-	1981
7	ETEC	S. R. do P. Q.	Automática	DAEE	1982
8	UNESP	Ilha Solteira	Convencional	-	1991
9	UNESP	Rio Claro	Convencional	-	1994
10	UNESP	Botucatu	Automática	-	1996
11	UNESP	Jaboticabal	Automática	-	1997
12	UNESP	Ilha Solteira	Automática	-	2000
13	FATEC	Jaú	Convencional	-	2001
14	UNESP	Bauru	Automática	-	2001
15	UNESP	Bauru	Automática	INMet	2001
16	UNESP	Guaratinguetá	Automática	CPTEC	2002
17	ETEC	Jales	Automática	IAC	2002
18	UNESP	Pres. Prudente	Automática	INMet	2003
19	ETEC	Garça	Automática	CPTEC	2003
20	ETEC	Itu	Automática	CPTEC	2003
21	ETEC	Jau	Automática	CPTEC	2003
22	ETEC	Miguelópolis	Automática	CPTEC	2003
23	ETEC	Pres. Prudente	Automática	CPTEC	2003
24	ETEC	Taquarivaí	Automática	CPTEC	2003
25	ETEC	Votuporanga	Automática	CPTEC	2003
26	UNESP	Jaboticabal	Automática	CPTEC	2004
27	ETEC	Iguape	Automática	CPTEC	2004
28	ETEC	Monte Aprazível	Automática	IAC	2004
29	ETEC	Penápolis	Convencional	CATI	2006
30	UNESP	Dracena	Automática	-	2006
31	UNESP	Itapeva	Automática	INMet	2006
32	UNESP	Ourinhos	Automática	Proj. Sonda	2006
33	UNESP	Ourinhos	Automática	INMet	2006
34	FATEC	Iguape	Automática	INMet	2006
35	ETEC	Rancharia	Automática	INMet	2006
36	UNESP	Araçatuba	Automática	CETESB	2007
37	ETEC	Dracena	Automática	IAC	2007
38	UNESP	Pres. Prudente	Automática	CETESB	2008
39	FATEC	Jau	Automática	-	2009
40	ETEC	Jundiaí	Automática	IAC	2010

Tabela 2. Sensores das Estações Meteorológicas Convencionais

EMC	Pluvt	Pluvg	Psic	Term	Bart	Barg	Hel	Rad	Anmóg	Anmôm	Termohig	Tq.	Ev.	Geoter
1	X		X	X			X			X		X	X	
2	X		X	X	X		X						X	X
3	X	X	X	X	X		X	X	X	X		X		X
4		X	X	X	X	X	X		X	X	X	X		X
5	X	X	X	X	X	X	X		X		X	X	X	X
6	X	X	X	X	X									
8	X		X	X			X			X		X		
9	X	X	X	X		X	X		X		X	X		
13	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X		
29	X			X										

Analisamos ainda cada uma destas estações meteorológicas, buscando saber quais sensores estas possuem, o que resultou nas Tabelas 2 (Sensores das Estações Meteorológicas Convencionais) e 3 (Sensores das Estações Meteorológicas Automáticas), nas quais os números correspondem aqueles que identificam cada estação na Tabela 1:

Tabela 3. Sensores das Estações Meteorológicas Automáticas

EM A	Plu v	Tem p	U.R .	Vel. Vent	Dir. Vent	P. Atm	Rad. Sola	Eva p	Pto.Or v.	T.M. Relv	F.C.S .	P.A.R .	Tens .	Temp Solo	Umid .	Poluentes
7	X	X	X													
10		X	X	X	X		X							X	X	
11	X	X	X	X	X	X	X			X				X		
12	X	X	X	X	X	X	X	X			X	X	X	X		
14	X	X	X	X	X	X	X									
15	X	X	X	X	X	X	X		X							
16	X	X	X	X	X	X	X									
17	X	X	X	X			X				X			X		
18	X	X	X	X	X	X	X		X							
19	X	X	X	X	X	X	X							X	X	
20	X	X	X	X	X	X	X							X	X	
21	X	X	X	X	X	X	X							X	X	
22	X	X	X	X	X	X	X							X	X	
23	X	X	X	X	X	X	X							X	X	
24	X	X	X	X	X	X	X							X	X	
25	X	X	X	X	X	X	X							X	X	
26	X	X	X	X	X	X	X							X	X	
27	X	X	X	X	X	X	X									
28	X	X	X	X			X				X			X		
30	X	X	X	X		X	X									
31	X	X	X	X	X	X	X		X							
32	X	X	X	X	X	X	X					X				
33	X	X	X	X	X	X	X		X							
34	X	X	X	X	X	X	X									
35	X	X	X	X	X	X	X		X							
36		X	X	X	X	X	X									X
37	X	X	X	X			X				X			X		
38		X	X	X	X	X	X									X
39	X	X		X	X	X	X									
40	X	X	X	X			X				X			X		

Quando se analisa a rede meteorológica da UNESP sob o ponto de vista da forma de mensuração, nota-se claramente um domínio de estações meteorológicas automáticas. Sendo que das 40 estações, 30 (75%) delas são automáticas e apenas 10 (25%) são convencionais.

Essa tendência também se reflete no fato de a maioria das estações serem bastante recentes, pois as estações meteorológicas convencionais geralmente são mais antigas, algumas com mais de quarenta anos de operação, fato que contrasta com as automáticas, que foram implantadas, no geral, nos últimos dez anos.

Nota-se que das 40 estações meteorológicas aqui analisadas, 28 delas, o que equivale a 70%, foram instaladas nesta presente década e apenas 5 ou 12,5% estão em operação há mais de trinta anos (Tabela 4).

Para melhor visualização desta evolução temporal da rede meteorológica da Unesp foi elaborado ainda um conjunto de três mapas (Figuras 1, 2 e 3) que representam, respectivamente, as estações meteorológicas que estavam em operação em 1980, 2000 e 2010.

Analisando a Figura 1, Rede Meteorológica da Unesp em 1980, pode-se perceber que naquela época as citadas instituições de ensino possuíam em suas unidades apenas 5 estações meteorológicas (FATEC Sorocaba e Iguape, UNESP Presidente Prudente, Botucatu e Jaboticabal), todas convencionais. Uma resposta para isso é o fato de que

naqueles anos ainda era ínfimo o investimento do governo em estudos do clima, e ainda as estações meteorológicas automáticas não estavam tão difundidas.

Tabela 4. Séries Temporais das Estações Meteorológicas da UNESP

E.M.	1928-39	40-67	68-70	71-80	81	82-90	91-93	94-95	96	97-99	2000	01	02	03	04-05	06	07	08	09	10
1	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
2		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
3			X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
4				X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
5				X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
6					X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
7						X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
8							X	X	X	X										
9								X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
10									X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
11										X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
12											X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
13												X	X	X	X	X	X	X	X	X
14												X	X	X	X	X	X	X	X	X
15												X	X	X	X	X	X	X	X	X
16													X	X	X	X	X	X	X	X
17													X	X	X	X	X	X	X	X
18														X	X	X	X	X	X	X
19														X	X	X	X	X	X	X
20														X	X	X	X	X	X	X
21														X	X	X	X	X	X	X
22														X	X	X	X	X	X	X
23														X	X	X	X	X	X	X
24														X	X	X	X	X	X	X
25														X	X	X	X	X	X	X
26															X	X	X	X	X	X
27															X	X	X	X	X	X
28															X	X	X	X	X	X
29																X	X	X	X	X
30																X	X	X	X	X
31																X	X	X	X	X
32																X	X	X	X	X
33																X	X	X	X	X
34																X	X	X	X	X
35																X	X	X	X	X
36																	X	X	X	X
37																	X	X	X	X
38																		X	X	X
39																			X	X
40																				X

Já na Figura 2, que representa a Rede Meteorológica da Unesp em 2000, nota-se que mais sete estações foram implantadas no período de 1980 a 2000. Neste momento esta rede meteorológica já conta com algumas estações automáticas, que representaram quase 60% daquelas instaladas neste período.

Em 2000 a rede meteorológica da Unesp contava com 12 estações, ou seja, apenas 30% do que ela representa hoje, conforme é possível observar na Figura 3, que representa a Rede Meteorológica da Unesp em 2010.

Com a análise deste último mapa gerado (Figura 3) observou-se uma significativa expansão da rede nos últimos dez anos, período em que foram implantadas 28 estações meteorológicas, mais do que o dobro das que já existiam em 2000. É notável também o predomínio de estações automáticas instaladas nesta década, que representaram 93% destas novas estações.

Ainda em relação a Figura 3, que representa a Rede Meteorológica da Unesp nos dias atuais, percebe-se ao analisar a localização de cada estação meteorológica e a distribuição espacial destas no estado de São Paulo, nota-se claramente um déficit de estações no litoral, que conta apenas com estações em Iguape; no Vale do Paraíba, onde há estação apenas na UNESP de Guaratinguetá; e principalmente no Pontal do Paranapanema, região que não possui nenhuma estação meteorológica dentro destas instituições de ensino.



Figura 1. Rede Meteorológica da Unesp em 1980 (Org. Andrade, L.M.)



Figura 2. Rede Meteorológica da Unesp em 2000 (Org. Andrade, L.M.)

Esta configuração se explica tendo em vista que os campus da UNESP localizados no setor mais ao sul e no litoral do Estado, em sua maioria, foram implantados recentemente, e aqueles implantados há mais tempo oferecem cursos que não estão diretamente ligados ao estudo do meio ambiente, e conseqüentemente não tem o clima como fenômeno a ser investigado. Por outro lado, nos campus mais antigos e com cursos que em muito se relacionam com a climatologia, como os de Bauru, Botucatu, Ilha Solteira, Jaboticabal,

Presidente Prudente e Rio Claro, foram encontradas estações meteorológicas bastante antigas.

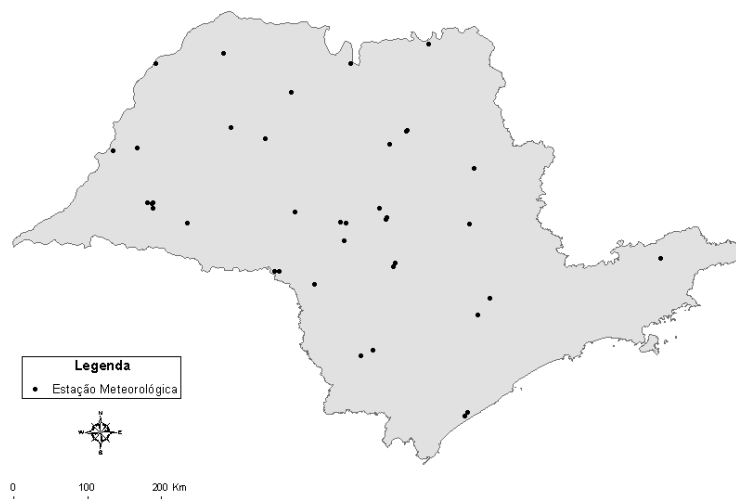


Figura 3. Rede Meteorológica da Unesp em 2010 (Org. Andrade, L.M.)

3. Conclusão

Os resultados apontam para muitas estações recentes, com menos de dez anos de medições, que contrastam com as poucas bem antigas, já em operação há 40 anos ou mais. Em síntese, ao menos a priori, já é possível afirmar que o conjunto dessas três mencionadas instituições de ensino e pesquisa, compõe uma “rede meteorológica” que se espalha por grande parte do estado de São Paulo, com elevado potencial de expansão num breve futuro, principalmente levando em conta o crescente investimento do governo em estudos ligados a climatologia e meteorologia.

Pode-se dizer, ainda, que esta expansão provavelmente se dará com estações meteorológicas automáticas, conforme a tendência que se observa nos últimos dez anos; o que certamente não irá extinguir as tradicionais estações meteorológicas convencionais, como as de Rio Claro, Jaboticabal, Presidente Prudente e Botucatu, principalmente por estas possuírem boas e longas séries de dados, equipamentos precisos e conservados, além de uma equipe constantemente treinada e renovada, como se pôde constatar nas visitas às estas estações.

Agradecimentos

Gostaríamos de agradecer ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo financiamento do projeto de mestrado através de bolsa de estudo, de outubro de 2009 até o momento, sem o qual a elaboração deste artigo não seria possível.

Referências bibliográficas

Galina, M. H.; verona, J. A. Fontes de observações meteorológicas no estado de São Paulo. Estudos Geográficos, Rio Claro, v. 2, n. 1, p. 107-118, 2004.

- Pereira, L. M. P. et al. Análise Comparativa de dados meteorológicos obtidos por estação convencional e automática em Londrina - PR. Semina. Ciências Agrárias (Impresso), v. 29, p. 295-302, 2008.
- Tanner, B.D. Automated weather stations. Remote Sensing Reviews, Abingdon, v. 5, n.1, p. 73-98. 1990.

Parâmetros Climáticos e Ocorrências Criminais

Gerson da Silva Olivetti^a; Profa. Dra. Magda Adelaide Lombardo^b

^aUniversidade Estadual Paulista, Unesp/Igce/Ceapla, Caixa Postal 178, 13.506-900, Rio Claro, SP, Brasil, Email: gerson@rc.unesp.br

^bUniversidade Estadual Paulista, Unesp/Igce/Ceapla, Caixa Postal 178, 13.506-900, Rio Claro, SP, Brasil, Email: lombardo@rc.unesp.br

Resumo

Este trabalho investiga a temática clima e ocorrências criminais, buscando a relação entre a criminalidade urbana e os parâmetros climáticos na população de Rio Claro/SP, entre novembro de 2002 e outubro de 2003. Uma das ferramentas mais importantes desta metodologia é o uso de um Sistema de Informações Geográficas (SIG). Ficou evidenciado que o número de ocorrências criminais é maior durante os meses do outono, inverno e início da primavera, época em que foram registradas baixas temperaturas e longos períodos de estiagem.

Abstract

This work investigates the theme climate and criminal occurrences, seeking the relationship between urban crime and climatic parameters in the population of Rio Claro / SP, between November 2002 and October 2003. One of the most important tools of this methodology is the use of an Geographic Information System (GIS). It was evident that the number of criminal occurrences is higher during the months of autumn, winter and early spring, at which time were recorded at low temperatures and long periods of drought.

1. Introdução

O objetivo geral deste trabalho é analisar a relação entre o clima e as ocorrências criminais. Inicialmente foi elaborada a distribuição espacial das ocorrências de violência dentro da Cidade de Rio Claro – SP. Para isto, foi construído um banco de dados contendo informações selecionadas que foram extraídas dos Boletins de Ocorrência. Este banco de dados foi associado à planta cadastral da cidade. O sistema computacional assim desenvolvido permite a identificação dos principais focos de violência, subsidiando o combate à violência urbana no município e uma atuação preventiva mais eficaz através de programas educativos. Os tipos de ocorrências policiais foram selecionados de acordo com a resolução SSP-160 de 08/05/2001, sendo os seguintes: homicídio doloso, furto, furto de veículos, roubo e roubo de veículos, além de ocorrências da DISE (Delegacia de Entorpecentes) e DDM (Delegacia da mulher). Durante o desenvolvimento do trabalho foram utilizados alguns softwares como gerenciador de banco de dados, planilha eletrônica, sistema para cálculos estatísticos, sistema de informação geográfica (SIG) e ferramenta para cartografia digital, podendo assim identificar, manipular, analisar e espacializar as ocorrências policiais de criminalidade urbana. O trabalho propõe uma integração com a Segurança Pública local, propiciando a visualização e espacialização dos tipos de ocorrências citados, o que poderá auxiliar a política pública da cidade na repressão e prevenção da violência. A fisiologia humana é extremamente sensível aos episódios climáticos extremos (ondas de calor, variações súbitas de temperatura, períodos de estiagem), sendo que a revisão de vários estudos aponta os possíveis efeitos maléficos destes parâmetros climáticos sobre o ser humano.

2. A Área de Estudo

A pesquisa foi realizada na cidade de Rio Claro/SP localizada na porção centro-leste do estado de São Paulo a 173 Km da capital, pertencendo à região administrativa de Campinas. O acesso a outras cidades é feito através das Rodovias Anhanguera (SP 330), Washington Luiz (SP 310) e Bandeirantes (SP 348).

A sua população em 2003 era aproximadamente de 176.000 habitantes, sendo a grande maioria residente na área urbana. Segundo o Departamento Autônomo de Água e Esgoto (DAAE), 100% dos moradores da área urbana têm água encanada e tratada; 99,4% do esgoto é coletado e 30% do esgoto coletado é tratado. A coleta de lixo é realizada em 100% da área urbana segundo o Departamento de Resíduos Sólidos Municipal.

Seu parque industrial passou a se desenvolver na década de 1970, decorrente do processo de desconcentração industrial na grande São Paulo.

É uma cidade conhecida pelas ruas planas e com um bom padrão de qualidade de vida. Ultimamente, entretanto, passou a apresentar um quadro preocupante no que se refere à violência. Este processo é fruto das ações humanas acumuladas através dos tempos nas cidades médias do Estado de São Paulo.

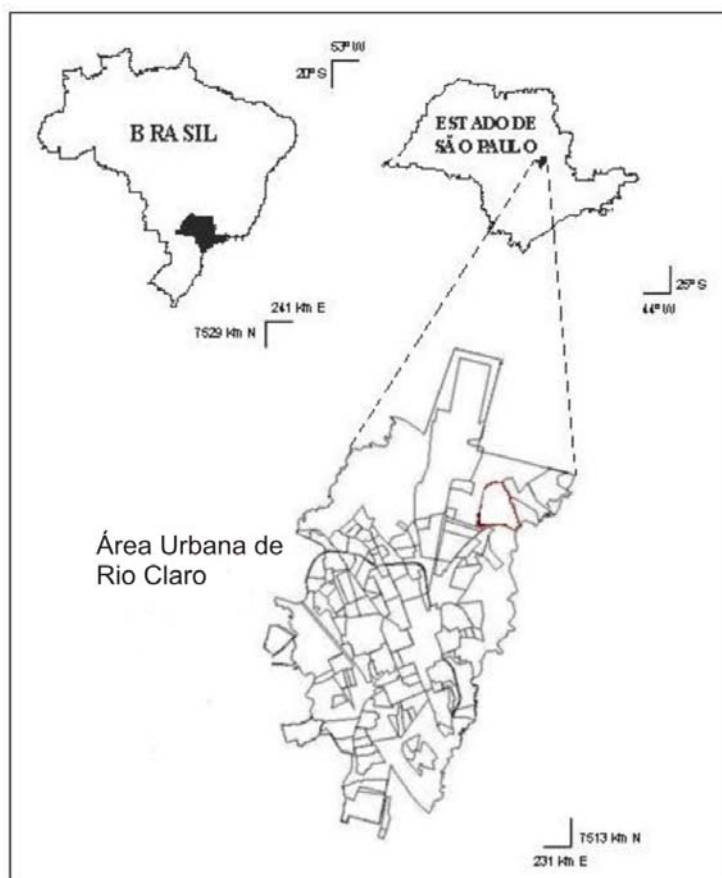


Figura 1 – Localização da área de estudo

3. Desenvolvimento Metodológico

3.1 Desenvolvimento do Trabalho

Os dados coletados nos boletins de ocorrências foram digitados e passaram por controle de qualidade a fim de dar confiabilidade aos produtos aqui obtidos.

Após a adoção de uma padronização, as informações coletadas nos boletins de ocorrência selecionados foram armazenadas na base de dados formando registros de dados

georeferenciados que puderam ser relacionados à planta cadastral digital da cidade de Rio Claro.

Foi utilizada a Planta Cadastral Digital da Cidade de Rio Claro, na escala 1:10.000, que está organizada em quadras, bairros, distritos e setores, além de possuir nomes de ruas e avenidas dentre outras informações, que foram importantes para o mapeamento aqui proposto. Na Planta Cadastral Digital as ocorrências foram localizadas dentro das quadras, que é a menor célula de identificação da mesma. Conforme Rossetti (2007), esta planta foi obtida a partir de levantamento aerofotogramétrico de 1978, com atualizações nos anos de 1984 e 2000.

Pelo endereço, a ocorrência teve sua localização geográfica conhecida através do cruzamento da Planta Cadastral Digital com o Banco de Dados do Cadastro Técnico Multifinalitário Urbano da Prefeitura Municipal de Rio Claro, que permitiu identificar a quadra e o bairro onde ela ocorreu. Após a identificação das localizações geográficas, utilizou-se um SIG (Sistema de Informação Geográfica) para distribuir espacialmente na Planta Cadastral Digital da cidade de Rio Claro todas as ocorrências selecionadas, possibilitando a visualização da distribuição e frequência das mesmas.

3.2 Materiais e Equipamentos

- Computador Pentium IV, 2.8 Ghz, 2 Gb de Ram
- Impressora HP Deskjet F4100 Series
- Plotter HP Designjet 800ps
- Scanner Contex HD4250
- Sistema de Posicionamento Global – GPS
- Softwares: AutoCAD Map, ArcGIS, Spring, Microsoft Office Excel, Microsoft Office Access, R, Tinn-R e Estatcart.
- Planta Cadastral da cidade de Rio Claro, formato analógico e digital, na escala de 1:10.000, obtida a partir de levantamento aerofotogramétrico de 1978, com atualizações nos anos de 1984 e 2000.
- Boletins de Ocorrência registrados entre novembro de 2002 e outubro de 2003 nos distritos policiais e delegacias especializadas de polícia do município de Rio Claro.

4. Resultados e Discussões

Durante o processo de desenvolvimento da pesquisa foi construído um banco de dados contendo informações selecionadas que foram extraídas dos Boletins de Ocorrência. Este banco de dados foi associado à planta cadastral da cidade. Este sistema computacional assim obtido, juntamente com o uso de um SIG, permite a identificação dos principais focos de violência, subsidiando o combate à violência urbana no município e permitindo uma atuação preventiva mais eficaz através de programas educativos.

Para realizar o mapeamento da distribuição espacial da criminalidade, dentro da área urbana da cidade de Rio Claro, foram considerados os seguintes tipos de ocorrências policiais: homicídio doloso, furto, furto de veículos, roubo e roubo de veículos, além de ocorrências da DISE (Delegacia de Entorpecentes) e DDM (Delegacia da mulher). Além destes foi também elaborado um mapa de Totais de Ocorrências, que mostra a distribuição espacial da totalização dos tipos de criminalidade que foram acima mencionados. Todos estes são discutidos em Olivetti & Lombardo (2010).

Neste trabalho foram relacionados parâmetros climáticos com as quantidades totais mensais das ocorrências de criminalidade.

A tabela 1 apresenta a temperatura (mínima e máxima), chuva total e número de ocorrências criminais em Rio Claro-SP, de novembro de 2002 a outubro de 2003.

Tabela 1 – Parâmetros Climáticos e Ocorrências Criminais. Fonte: Estação Meteorológica do Ceapla/Igce/Unesp, Distritos Policiais e Delegacias Especializadas de Rio Claro

Mês	Temp Max	Temp Min	Chuva Total	Oc. Criminais
Novembro/2002	34.4	12.8	288.2	494
Dezembro/2002	34.0	16.6	256.2	523
Janeiro/2003	35.0	17.0	411.2	466
Fevereiro/2003	34.6	18.0	113.3	490
Março/2003	34.8	15.4	96.9	690
Abril/2003	31.8	11.0	42.3	680
Maio/2003	31.6	4.4	45.8	710
Junho/2003	30.0	7.4	15.6	746
Julho/2003	31.6	5.0	3.5	589
Agosto/2003	33.0	4.2	16.3	650
Setembro/2003	37.0	8.8	25.6	652
Outubro/2003	36.0	10.6	109.2	601

A Figura 2 mostra graficamente estes parâmetros.

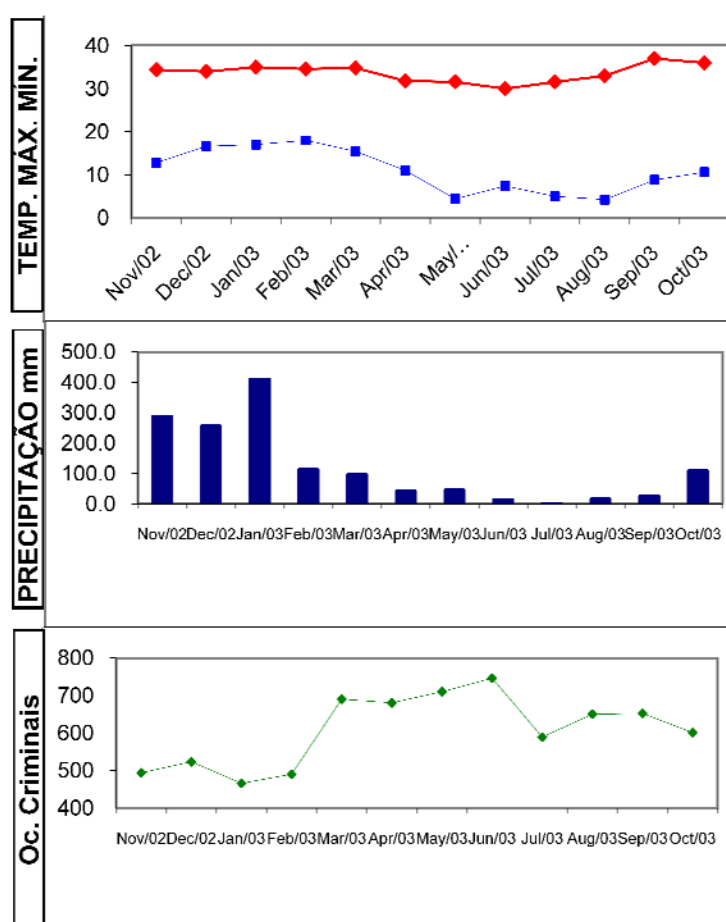


Figura 2 – Gráfico dos parâmetros climáticos e ocorrências criminais. Fonte: Estação Meteorológica do Ceapla/Igce/Unesp, Distritos Policiais e Delegacias Especializadas de Rio Claro.

O gráfico da Figura 2 evidencia que o número de ocorrências criminais é maior durante os meses do outono, inverno e início da primavera, época em que foram registradas baixas temperaturas e longos períodos de estiagem.

Referências bibliográficas

- Carneiro, J.G.V., 2006. Os Discursos Jurídicos Brasileiros Do Poder – Uma Reflexão Frankfurtiana Da Segurança Pública Brasileira. 406 p. Dissertação (Mestrado em Direito) - Faculdade de Direito, Universidade Metodista de Piracicaba, Piracicaba.
- Carneiro, M.C.V.S., 2009. O Papel da Tecnologia na Gestão de Políticas Públicas de Segurança. 4º Encontro de Segurança Pública e Cidadania. UNESP, Marília, Fevereiro de. 2009.
- Herbert, D.J., 1982. The Geography of Urban Crime – New York, NY, Longman.
- Hermann, J.; Barsted, L.L. 2000. Violência Contra a Mulher – Um Guia de Defesa, Orientação e Apoio – 2000. 3ª. Edição. CEPIA/CEDIM.
- Lombardo, M.A.; Antonello, S.L.; Magalhães, M.G.M.; Olivetti, G.S.; Rossetti, L.A.F.G., 2003. A Cartografia Digital E Sua Aplicação Na Análise Espacial Da Violência Na Cidade: O Exemplo De Rio Claro – Sp. XXI CONGRESSO DE CARTOGRAFIA, Belo Horizonte, M.G.
- Massena, R. M. R. 1986. A distribuição da criminalidade violenta na região metropolitana do Rio de Janeiro. Revista Brasileira de Geografia.
- Napoleão, P.R.M.; Castro, J.F.M., 2006. Análise Espacial da Criminalidade Urbana e das Condições de Vida na Região Administrativa de Campinas (SP) no Ano de 2000. In: Gerardi, L.H.O.; Carvalho, P.F. Geografia: Ações e Reflexões. AGETEO, UNESP, Rio Claro.
- Olivetti, G. S.; Lombardo, M. A., 2010. Aplicação de Geotecnologias na Análise da Distribuição Espacial da Violência Urbana: O Exemplo da Cidade de Rio Claro-SP. Relatório de Estágio de Especialização. DEPLAN – IGCE – UNESP, Rio Claro.
- Rossetti, L.A.F.G., 2007. Geotecnologias Aplicadas à Caracterização e Mapeamento das Alterações da Cobertura Vegetal Intra-Urbana e da Expansão Urbana da Cidade de Rio Claro (SP). 115 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

Clima e Segurança Alimentar

Microzoneamento agro-ambiental para as culturas da batata reno e algodoeiro na República de Moçambique

Brunini, O.¹; Uaciquete, A.². Brunini, A.P. C¹; Carvalho, J.P.

¹-Fundação de Apoio à Pesquisa Agrícola –Fundag - Instituto Agronômico de Campinas e NB Consultoria e Planejamento Agroambiental-Brasil

²- Instituto Nacional do Caju-INCAJU Moçambique

Resumo

O estudo da adaptação agroclimática, ou zoneamento agroclimático, para as culturas do algodoeiro e da batata reno para a república de Moçambique é apresentado, assim como os riscos de excedente hídrico ou déficit que poderão comprometer o desenvolvimento das culturas. Posteriormente foi elaborada a indicação das microzoneas bioclimática e as diferentes faixas de aptidão e manejo agrícola.

Abstract

The agroclimatic adaptation and the agroclimatic zoning for the cotton and potato crops are presented for the republic of Mozambique. The climatic risks as indicated by water surplus or water deficits which may affect crop development are also discussed. Further a discussion about the microclimatic zoning, or the bioclimatic zones and the major climatic parameters are also presented.

1. Introdução

Os aspectos das mudanças climáticas globais vêm sendo alvos de intenso estudo desde a década de 1980, assim como os estudos e os efeitos que esta anomalia ocasiona no planeta e as implicações para a economia e a vida em sociedade. Dentre também destas possíveis alterações climáticas a ação do ser humano sobre a adaptabilidade de culturas e o microzoneamento é importante (Brunini, 2008; Brunini et al, 2010). No contexto geral, e que é utilizado pelos diferentes órgãos governamentais utiliza-se em base cartográfica de menor precisão o Zoneamento Macroclimático, onde as diferenças espaciais e os processos de avaliação de respostas das culturas são mais genéricos. No Microzoneamento, as interações são mais precisas, indicando os diferentes graus de respostas às culturas, com diferentes subclasses agroclimáticas e adaptação das culturas.

2. Finalidades

O presente trabalho procura determinar para a República de Moçambique as zonas climáticas e edafoclimáticas favoráveis às culturas da Batata Reno e do Algodoeiro, de modo a suprir a demanda para programas de ensaios de cultivares e segurança alimentar. A definição de regiões adaptadas ao desenvolvimento de qualquer cultura, tanto do ponto de vista bioenergético como para produção de alimentos, necessita de uma análise tanto das exigências climáticas da cultura, assim como dos parâmetros meteorológicos disponíveis ou quantificação climática da região, assim como das exigências bioclimáticas da cultura, e as restrições agrometeorológicas associadas à exploração agrícola em função do clima. A metodologia utilizada no trabalho foi baseada nos critérios do IAC/SAA e com base também na metodologia da FAO. O estudo do Micro-zoneamento ambiental foi dividido em duas etapas. Na primeira etapa foram elaboradas as cartas básicas sobre as características macroclimáticas da região e as culturas adaptadas neste cenário atual.

3. Quantificação da disponibilidade climática.

A caracterização climática sob o ponto de vista espacial e temporal, aliada aos detalhes de fertilidade e manejo do solo são os atributos básicos para a quantificação edafoclimática e determinação das regiões aptas ao cultivo de culturas de interesse comercial ou subsistência às populações, e para isto os 3 parâmetros biofísicos básicos a serem cuidadosamente avaliados são os seguintes:

- Quantificação do clima da região:** Esta fase consiste na confecção dos mapas climáticos, observando as variações temporais e espaciais;
- Quantificação dos termos do balanço hídrico:** indicando os períodos de excedente (Exc), deficiência hídrica (Def) e outros índices;
- Quantificação das exigências climáticas das culturas:** as faixas térmicas, ou hídricas favoráveis ou desfavoráveis ao desenvolvimento da espécie vegetal em estudo e sobreposição com os atributos de.

4. Faixas Climáticas para Aptidão Agrícola

O primeiro passo integrativo para posterior definição das micro-zonas para adaptação de culturas e testes de ensaios de campo foi quantificação das faixas climáticas favoráveis ou inadequadas às culturas.

4.1 Algodão

Para este estudo considerou-se um ciclo da cultura de no máximo 200 dias. Em regiões onde a temperatura mensal for inferior a 20°/19°C pode haver problemas no desenvolvimento da cultura. Regiões com temperatura média acima de 25°C são plenamente favoráveis à cultura. Embora seja uma cultura com maior adaptabilidade à seca, a faixa de Precipitação pluvial viável é entre 500 e 1500 mm anual. Se não ocorrer deficiência anual ($D_a = 0$) pode haver problemas fitossanitários e de colheita.

4.2 Batata Reno

Por ser uma cultura de alta adaptação, as faixas de aptidão climática para a mesma devem levar em consideração as especificidades regionais. Com relação ao fator térmico, temperatura anual entre 19 e 23°C apresenta condições adequadas, entre 22 e 25 aptas somente nas meias estações. Com relação à deficiência hídrica, um valor igual a zero, indica regiões com excesso hídrico desfavorecendo a cultura. Os quadros 1 e 2 apresentam sucintamente as características climáticas e as faixas de adequação macroclimáticas para as culturas descritas. Ressalta-se que neste caso somente uma síntese é apresentada, e maiores informações podem ser obtidas junto a www.ProgramaStabex/Fundag.

Quadro 1. Características gerais de aptidão climática (temperatura e deficiência) para o algodoeiro, para um armazenamento máximo de 125 mm de água no solo.

Deficiência hídrica anual: mm	
entre 0 e 400 mm	Adequada
400 a 560	Adequada com restrições moderadas
560 a 720	Adequada com restrições severas
> 720	Inadequada
Temperatura média anual: °C	
< 20	Inapta
20 a 21	Adequada com restrições moderadas
> 21°C	Adequada

Quadro 2. Características de aptidão climática (temperatura e deficiência) para a batata Reno para um armazenamento máximo de 75 mm de água no solo.

Deficiência hídrica anual: mm	
< 4000	Adequada
400 a 560	Adequada com leves restrições
560 a 640	Adequada com restrições moderadas
> 640	Inadequada
Temperatura média anual: °C	
< 23	Adequada
23 a 24	Adequada com restrições moderadas
temp. > 24 °C	Adequada com restrições severas

As Figuras 1 e 2 apresentam as características climáticas que servem de suporte ao estabelecimento das faixas de aptidão agroclimáticas.

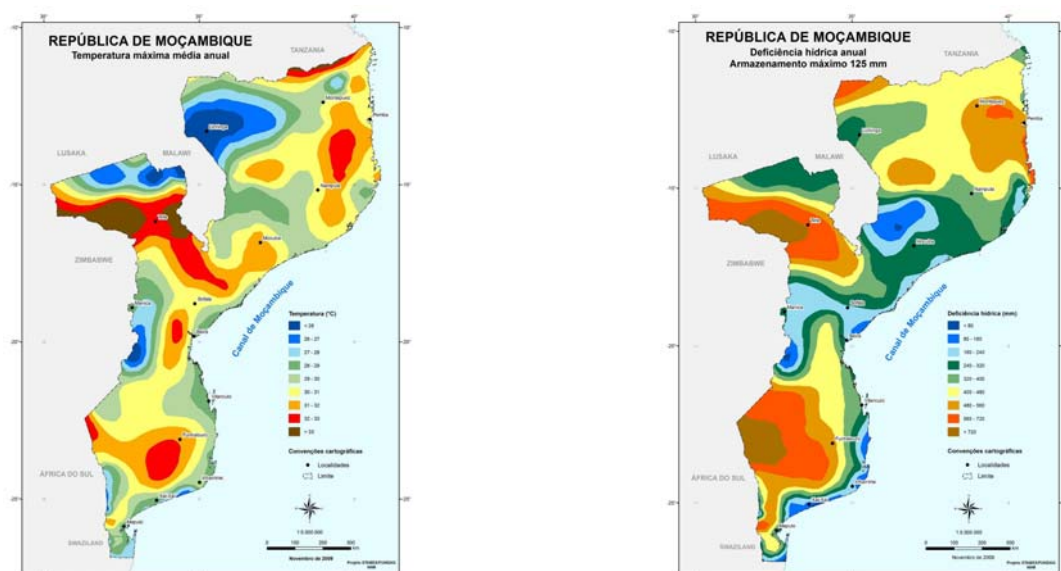


Figura 1. Temperatura média anual e estimativa da deficiência hídrica anual considerando-se um armazenamento máximo de 125 mm de água no solo.

5. Aptidão Climática das Culturas.

5.1 - Cultura do Algodoeiro.

As características de interação climática entre a cultura do algodoeiro com relação à deficiência hídrica anual (Def), e Excedente hídrico anual (Ex) são apresentadas como exemplo na figura 2.

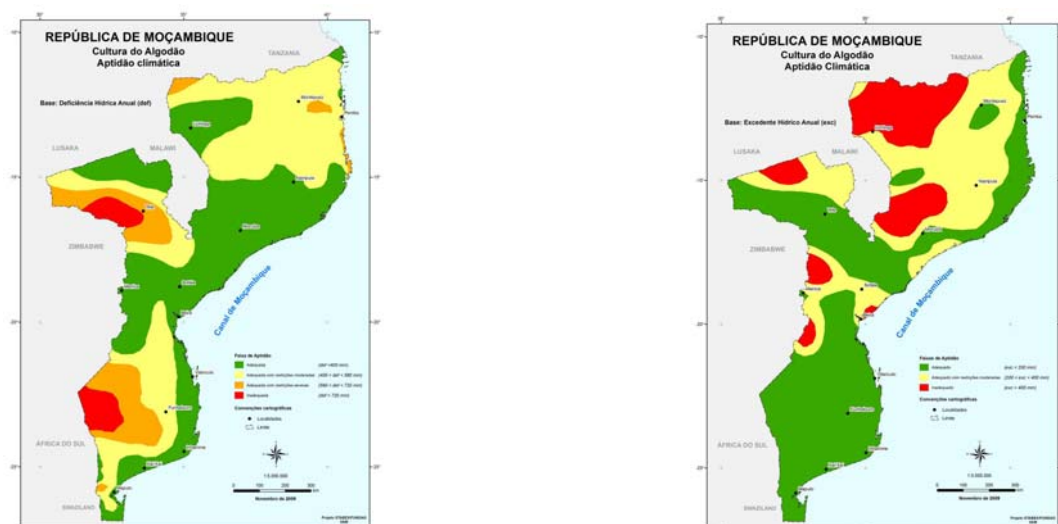


Figura 2. Relação entre deficiência hídrica anual, excedente hídrico anual e faixas de aptidão agrícola para a cultura do algodoeiro.

5.2 - Cultura da batata Reno.

As características de interação climática entre a cultura da batata Reno com relação à temperatura média do ar (T), deficiência hídrica (Def) são apresentadas como exemplo na figura 3.

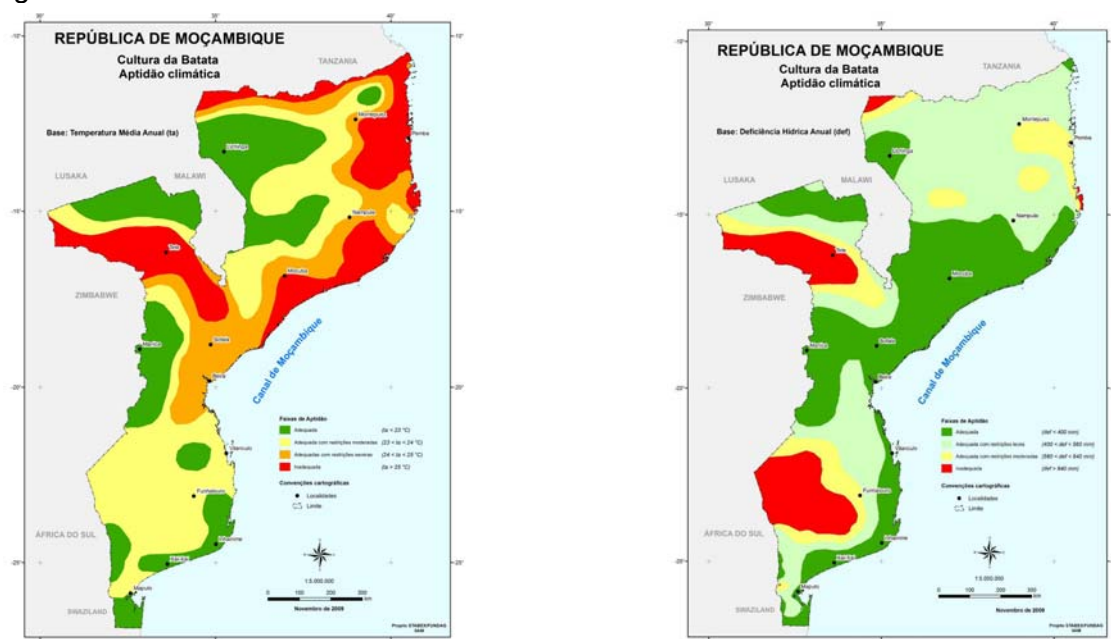


Figura 3. Relação entre temperatura média anual e deficiência hídrica anual, e faixas de aptidão agrícola para a cultura da batata Reno.

6. Microzoneamento agro-climático - Bioclimas

A aptidão edafoclimática que incorpora os atributos climáticos que definem a aptidão agroclimática com os atributos pedológicos como fertilidade do solo, física do solo que sintetiza a aptidão agrícola do solo, são apresentadas de maneira esquemática na figura 4(McNeill, 2008).

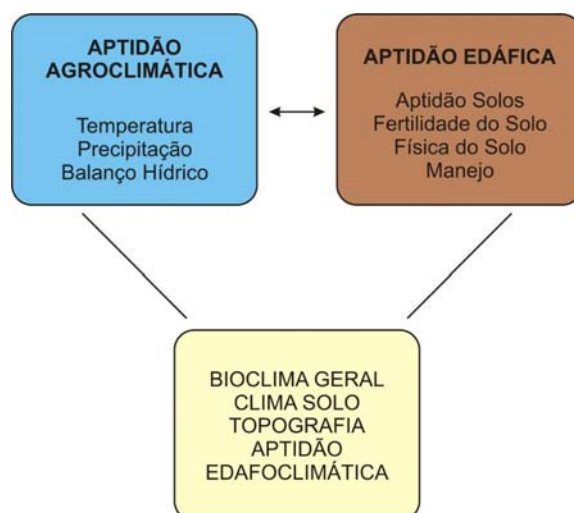


Figura 4. Representação esquemática da determinação dos bioclimas para as culturas.

Com base no diagrama da figura 4, determinou-se o microzoneamento ou bioclimas para exploração agrícola das culturas do algodão, e batata Reno na República de Moçambique. Os mapas alem de apresentarem a combinação entre as faixas agroclimáticas em função do cruzamento entre temperatura do ar e precipitação e do cruzamento entre temperatura do ar e deficiência hídrica, consideram também as características climáticas e os fatores básicos de solo como: fertilidade, topografia (mecanização), favorabilidade para penetração de raízes, pedregosidade e aptidão agrícola dos solos. Procura-se apresentar para cada combinação de zonas agroclimáticas com os fatores pedológicos e de relevo, de modo a torná-los auto-explicativo, de modo que serão explorados no texto somente as características de aptidão dos solos e as zonas agroclimáticas.

A apresentação das micro-zonas foi feita para que os seguintes aspectos pudessem ser considerados nos ensaios de campo e de introdução de variedades

- conhecimento adequado das diferentes faixas de temperatura e escolher locais contrastantes;
- definição dos parâmetros hídricos e sua variabilidade na indicação de cultivares e épocas de plantio;
- orientação da possível escolha e introdução de variedades tolerantes a seca ou estiagem prolongada;

Os estudos foram realizados de modo a considerar todas as possíveis combinações dos fatores ambientais, como clima, solo e relevo e adaptabilidade das culturas e potencialidade de exploração agrícola. As informações básica descritas nos mapas abaixo baseiam-se em duas combinações climáticas principais, que são a temperatura do ar e a deficiência hídrica , que refletem a disponibilidade de energia e a reserva hídrica para atender aos processos metabólicos das culturas. Em sequência são apresentados os mapas envolvendo a microzonas climática e os aspectos físicos de relevo e fertilidade do solo, indicando as melhores práticas agronômicas a serem adotadas.

O trabalho desenvolveu ainda outros tipos de análises comparativas e de relacionamento, de modo a incluir os Centros Zonais do Ministério da Agricultura da República de Moçambique, e as suas favorabilidades ou não para cultivo das culturas descritas e os riscos climáticos envolvidos.

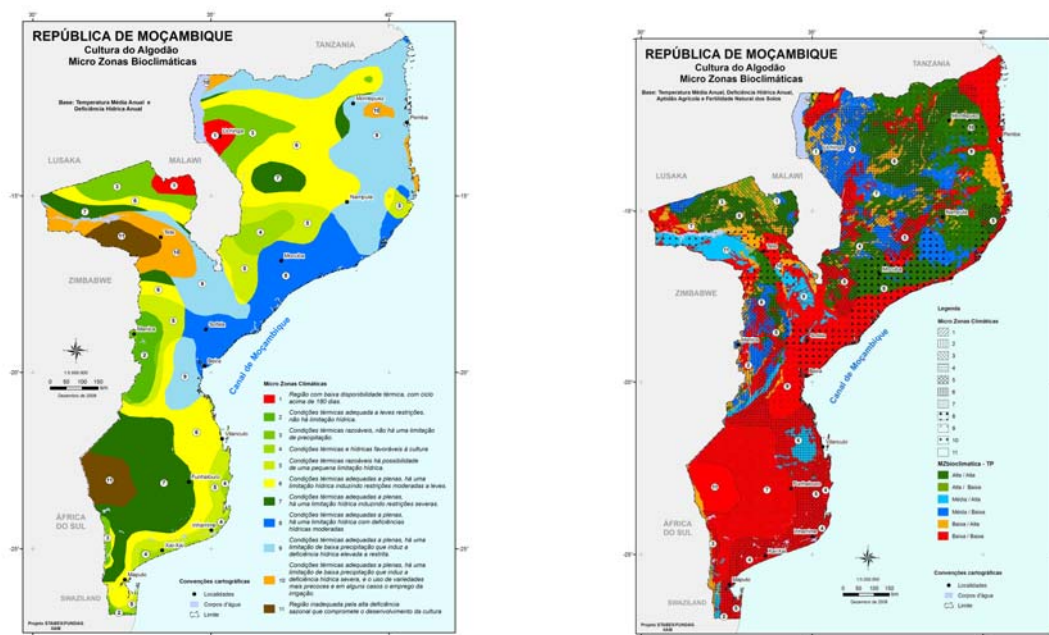


Figura 5- Micros zonas bioclimáticas de exploração agrícola para o algodoeiro para a República de Moçambique considerando-se clima e fatores edáficos.

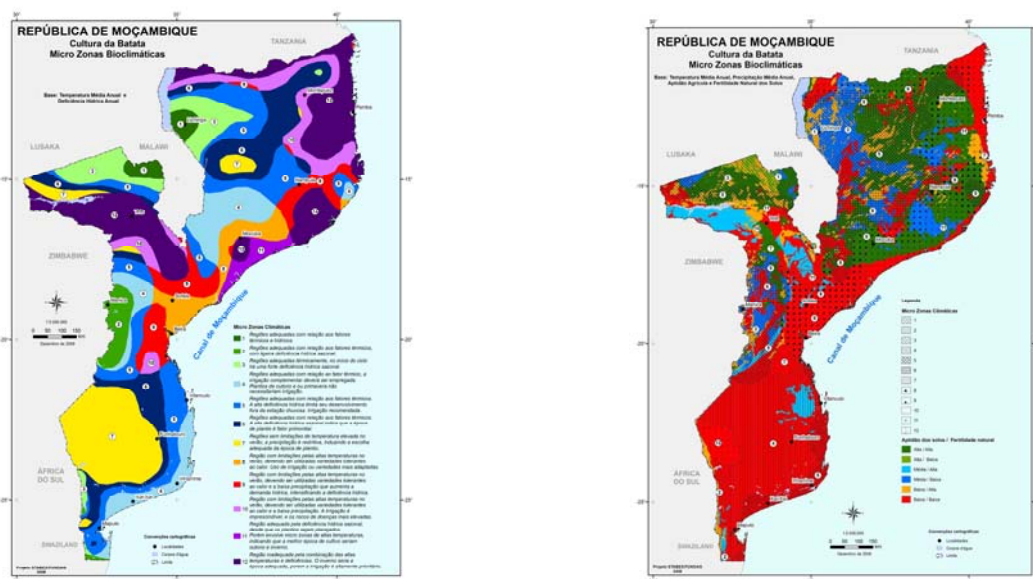


Figura 6 Micros zonas bioclimáticas de exploração agrícola para a batata Reno na República de Moçambique considerando-se clima e fatores edáficos.

Referências bibliográficas

- Brunini, O.; Alfonsi, R.R. 1980. Zoneamento Agroclimático - Material E Métodos. In: Reunião Brasileira De Milho E Sorgo, 13, 1980, Londrina. Anais. Londrina: Associação Brasileira De Milho E Sorgo Iapar, 1980. V. Xiii, P. 162-187.
- Brunini, O.; Dias, P.L.S.; Grimm, A.M.; Assad, E.D.; Boken, V.2005. Agricultural Drought Phenomenon In Latin America With Focus On Brazil. In: Boken, V J; Cracknell, A P; Heathcote, R L. (Org.). Monitoring Andpredicting Agricultural Drought- A Global Study. New York, 2005, V. 1, P.345-368

- Brunini, O.2008. Ambientes Climáticos E A Exploração Agrícola Da Cultura Da Cana De Açúcar No Brasil Exemplo Do Estado De São Paulo In: A Cultura Da Cana-De-Açúcar. Campinas: Iac, V.1.
- Brunini, O.; Pádua , A.L; Carvalho.J.P.;Brunini.A.P.C.B, J.2010. Zoneamento Agroambietntal Para O Setor Sucro-Alcooleiro No Estado De São Paulo. [Www.Ciiagro.Sp.Gov.Br](http://www.Ciiagro.Sp.Gov.Br).
- Mcneill, H.2008 Agro-Climatic Zoning To Guide Identification Of Suitable Locations For Field Trials And Introduction Of Cropping System. Fao, Rome. 2008.

Apoio ao projecto de rega num contexto de alterações climáticas.

João Rolim^a; José Teixeira^a; João Catalão^b

^aDepartamento de Engenharia Rural, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa, Tapada da Ajuda, 1349-017 Lisboa, Portugal, Email: jlteixeira@isa.utl.pt; joaorolim@isa.utl.pt

^bDepartamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e energia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Campo Grande, Ed. C8, Piso 2, 1749-016 Lisboa, Portugal, Email: jcfernandes@fc.ul.pt

Resumo

O presente artigo descreve o desenvolvimento de um conjunto de ferramentas informáticas que têm como objectivo permitir a gestão do risco dos impactos das alterações climáticas sobre a agricultura de regadio. Um aumento na temperatura do ar associado com uma redução na precipitação pode levar a uma redução na produção das culturas devido ao deficit hídrico e a um aumento da procura de água por parte da agricultura. Isto poderá levar a uma redução na quantidade de alimentos produzidos constituindo um risco importante ao nível da segurança alimentar. A metodologia proposta é baseada no desenvolvimento de modelos de simulação e de sistemas de informação que possibilitem a utilização de séries climáticas de cenários de alteração climática, tendo-se combinado a utilização de modelos de simulação do balanço hídrico, com sistemas de informação geográfica, bases de dados e com modelos de projecto de rega. Como resultado do trabalho desenvolvido foi criado o software IrrigRotation, que realiza a simulação do balanço hídrico para rotações culturais, que é a técnica base da agricultura sustentável. Este software foi integrado com um SIG permitindo o cálculo das necessidades de rega para uma dada região. Um módulo de interpolação espacial foi desenvolvido para fornecer ao programa IrrigRotation dados climáticos interpolados para cada ponto do terreno tendo por base os dados observados por uma rede de estações meteorológicas. Por fim desenvolveu-se um conjunto de aplicações informáticas, combinadas com uma base de dados e um SIG, para extrair os dados dos cenários A2 e B2 produzidos pelo modelo climático HadRM3P. As variáveis extraídas do modelo HadRM3P foram a temperatura, humidade relativa, radiação solar, velocidade do vento e precipitação, com os passos de tempo diário e mensal. Este pacote de ferramentas informáticas está no presente ser aplicada à região do Alentejo para identificar ameaças e definir medidas de adaptação.

Abstract

This paper reports the development of a set of software tools to manage the risk associated to the impacts of the climate change on irrigated agriculture. An increase in air temperature associated with a reduction in rainfall can lead to a reduction in crop yields due to water deficit and a rise of water demand for irrigation. This will lead to a decrease in the amount of food produced what can constitute an important risk at the food security level. The proposed methodology is based on the development of simulation models and information systems that enable the use of series of climate change scenarios, having been made the combined use of irrigation management models with geographical information systems, databases and with irrigation systems models. As a result of the work the IrrigRotation software was developed, which performs the soil water balance simulation of crops rotations, which is the base technique of the sustainable agriculture. This software was integrated into a GIS allowing the calculation of crops irrigation requirements for a given region. An agrometeorological spatial interpolation module was developed to feed the IrrigRotation model with climate data interpolated for each point in the field based on the observed data provided by a weather stations network. At last, a set of software applications combined with a database and one GIS were developed to extract the grid data produced by the climate

model HadRM3P, for the scenarios A2 and B2. This methodology is being applied to the Alentejo region in order to identify threats and to define adaptation strategies.

1. Introdução

Os diferentes cenários de alteração climática previstos para Portugal prevêem um aumento da temperatura e uma redução na precipitação com uma maior concentração da precipitação durante o inverno e um declínio em todas as outras estações do ano (Miranda et al., 2006, Alcamo et al., 2007; Christensen et al., 2007). Kundzewicz et al., 2007, também refere uma considerável redução na disponibilidade de água para o sul da Europa, com uma maior frequência e severidade das secas. Com o objectivo de avaliar os impactos e de definir as medidas de adaptação para a agricultura têm sido desenvolvidos diversos estudos baseados na utilização de cenários de alteração climática como dados de entrada para modelos de simulação (Rosenberg et al., 2003; Pinto et al., 2006; Easterling et al., 2007).

Os cenários são produzidos por modelos climáticos que utilizam cenários de emissões definidos pelo IPCC (Intergovernmental Panel for Climate Change) (Houghton et al., 2001). Os modelos climáticos podem ser classificados em dois grupos principais, dependendo da dimensão da área considerada e da resolução espacial das simulações, em modelos globais (GCMs) que simulam o clima a uma escala global, com uma grelha de aproximadamente 300 km de lado e modelos regionais (RCMs) que simulam condições climáticas numa escala regional, utilizando uma grelha com a resolução de aproximadamente 50 km (Miranda et al., 2006, Cunha et al., 2006). Os modelos climáticos consideram estimativas de futuras emissões de gases com efeito de estufa para diferentes níveis de desenvolvimento social e tecnológico (Aguiar, 2006; Parry et al., 2007). Estes cenários são desenvolvidos pelo IPCC e são conhecidos como SRES (Special Reports on Emission Scenarios) (Nakicenovic et al., 2000; Parry et al., 2007). No âmbito da gestão dos recursos hídricos Döll (2002) desenvolveu um modelo global para o cálculo das necessidades de rega com o objectivo de simular a distribuição global dos impactos das alterações climáticas na procura de água para a rega. Seguindo a mesma direcção de investigação, Rodriguez Díaz et al. (2007) desenvolveram uma metodologia para a bacia do Guadalquivir, a qual visa avaliar os principais impactos das alterações climáticas na procura de água para a rega e produzir os respectivos mapas de alterações nas necessidades de rega. Neste contexto, é de salientar que recentemente têm surgido um elevado número de trabalhos que, tal como os descritos anteriormente, demonstram a necessidade da adopção de séries climáticas futuras correspondentes aos cenários de alteração climática para efeitos de planeamento e gestão dos recursos hídricos.

O desenvolvimento de modelos de simulação da rega tem constituído uma importante área de investigação nos últimos anos (Bastiaanssen, et al., 2007; Pereira, 2008). Para realizar estes estudos nos domínios da agricultura e do ambiente tem-se assistido a uma evolução através da integração de vários modelos de simulação entre si, com SIG e com sistemas de apoio à decisão (Denzler, 2005; Tarjuelo et al., 2005). No contexto da rega têm sido desenvolvidos um conjunto de ferramentas e de sistemas de informação compostos por programas e bases de dados, incluindo SIG, de que são exemplos os modelos de simulação do balanço hídrico ISAREG (Teixeira & Pereira, 1992), GISAREG (Fortes et al., 2005), SIMDualKc (Rolim et al., 2007), o modelo IrrigRotation (Rolim & Teixeira, 2008), que permite a simulação do balanço de rotações culturais, e mais recente o modelo AQUACROP (Raes et al., 2009). A utilização interactiva de modelos de gestão da rega com modelos de simulação dos sistemas de rega encontra-se bem descrito no trabalho de Granier et al. (2003). Estes modelos podem simular diferentes alternativas de projecto e gestão com o objectivo de melhorar a eficiência dos sistemas de rega.

O desenvolvimento das ferramentas de apoio ao projecto e à gestão da rega que se apresentam neste artigo tem como objectivos permitir que o projecto e a gestão da rega se efectuem com base tanto em séries de dados observados como em cenários de alterações climáticas produzidos pelos modelos climáticos. No presente, os sistemas de rega são

projectados com base em séries climáticas históricas, utilizando uma série com 30 anos, assumindo que ela é uma amostra de uma distribuição cujos parâmetros se mantêm constante ao longo do tempo. Uma vez que a comunidade científica concluiu, com um elevado grau de probabilidade, que o clima irá mudar nas próximas décadas esta simplificação não é mais válida. As séries climáticas produzidas pelos modelos climáticos terão que ser consideradas no projecto de rega, uma vez que as infra-estruturas de regadio são planeadas para horizontes temporais bastante alargados sendo mais correcto projectar esses equipamentos com base nos cenários simulados para o período em que deverão encontrar-se em funcionamento. Com base nas ferramentas desenvolvidas será possível formular novas estratégias de projecto e de gestão que permitam a adaptação dos sistemas de regadio aos efeitos das alterações climáticas. As medidas de adaptação deverão ser definidas de forma a privilegiar as práticas de agricultura sustentável. Assim, o software IrrigRotation irá permitir a simulação de rotações culturais, que é a técnica base da agricultura sustentável, possibilitando a selecção das rotações mais adequadas, do ponto de vista de gestão da água, para as novas condições climáticas. Outro avanço introduzido por esta metodologia é a interpolação espacial dos dados meteorológicos de entrada do modelo IrrigRotation, através da utilização de um método geoestatístico, aumentando a qualidade dos dados de entrada e reduzindo a incerteza associada à variabilidade espacial. Foi ainda desenvolvido o sistema de informação IScenario que tem por objectivos extrair os dados produzidos pelos modelos climáticos. Devido ao grande volume de dados das séries climáticas futuras e devido ao facto de serem espacialmente distribuídos levaram a que fosse necessário desenvolver este sistema de informação para operacionalizar o seu uso.

2. Material e métodos

Neste artigo pretende-se apresentar o conjunto de ferramentas informáticas desenvolvidas que correspondem à metodologia que se criou para avaliar os impactos das alterações climáticas sobre o regadio. Estas ferramentas informáticas encontram-se concluídas e operacionais, consistindo na aplicação informática IrrigRotation, no módulo de interpolação espacial interpolador e no sistema de informação IScenario desenvolvido para fornecer os dados dos cenários de alteração climática ao programa IrrigRotation. Na Figura 1 apresenta-se de forma esquemática a metodologia desenvolvida.

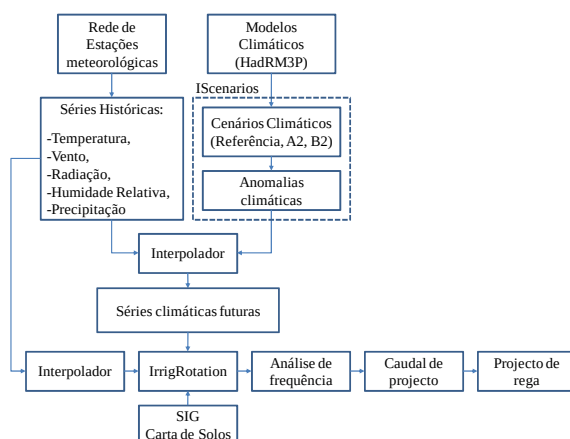


Figura 1. Metodologia desenvolvida para executar o projecto de rega tendo em conta os cenários de alteração climática.

2.1 IrrigRotation

O software IrrigRotation (Rolim & Teixeira, 2008) é um modelo de simulação do balanço hídrico, baseado na metodologia dos coeficientes culturais (Kcs) duais (Allen et al., 1998), que realiza a simulação do balanço hídrico continuamente no tempo utilizando um passo de

tempo diário. Ao simular continuamente, no tempo, permite ultrapassar uma das maiores fontes de incerteza no uso dos modelos de balanço hídrico que é o volume de água armazenado no solo no início de cada simulação. Assim, o erro inicial é diluído ao longo de vários anos, perdendo a sua relevância. Este programa ao simular continuamente no tempo permite considerar as necessidades hídricas de uma sequência de culturas ou rotação cultural em oposição aos modelos de balanço hídrico tradicionais que tipicamente realizam a simulação do balanço hídrico apenas para uma campanha de rega e para uma única cultura. O software IrrigRotation (Rolim & Teixeira, 2008) foi integrado com um SIG permitindo o cálculo das necessidades de rega para uma dada região, incluindo a utilização de um módulo de interpolação espaço-temporal, que permite a interpolação das variáveis climáticas através da utilização de um método geostatístico.

O modelo foi experimentalmente aplicado e testado para a região de Beja, Sul de Portugal, fornecendo as necessidades de rega das culturas com base em dados de solo, cultura, esquema da rotação, clima e sistemas de rega. Na figura 2 é possível observar a simulação do balanço hídrico do solo para a rotação cultural de beterraba-sacarina-milho-tomate-trigo para o período compreendido entre 2003 e 2007. A figura 2 mostra a variação do armazenamento de água no solo ao longo de toda a rotação cultural, tanto durante as campanhas de rega como durante o período sem cultura.

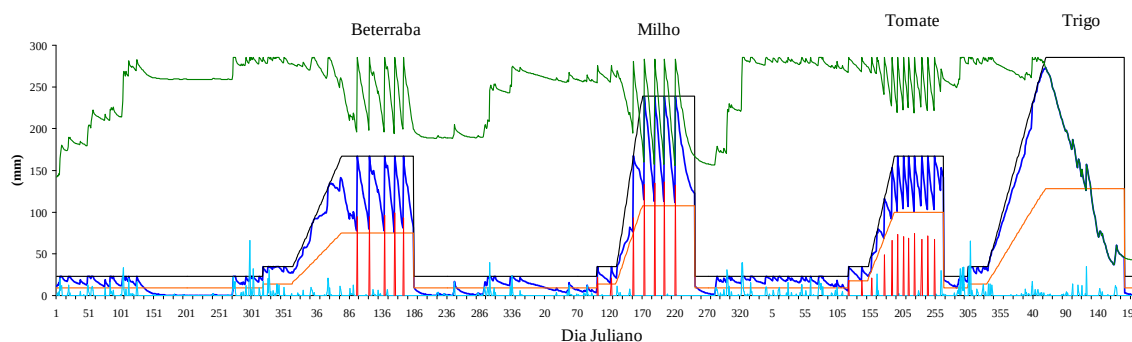


Figura 2. Simulação do balanço hídrico onde (—) é a água armazenada no solo correspondente à profundidade da raiz, (—) é a água armazenada no solo para a raiz mais profunda da rotação. As linhas representam (—) TAW e (—) o limiar de conforto hídrico. Os picos no gráfico correspondem à (—) precipitação e às regas (—).

2.2 Interpolador

Este módulo de interpolação (Rolim et al, 2010) foi desenvolvido para ser incorporado no software IrrigRotation (Rolim & Teixeira, 2008), fornecendo os dados climáticos de entrada a este programa, interpolados para o centro de cada parcela onde se pretenda realizar a simulação do balanço hídrico. Esta abordagem tem como objectivos aumentar a precisão no cálculo das necessidades de rega das culturas através do aumento da qualidade dos dados de entrada fornecidos aos modelos de simulação da rega, ajustando os dados climáticos de acordo com a localização geográfica dos pontos a simular. Os métodos de interpolação implementados neste software foram o vizinho mais próximo (VMP), o inverso do quadrado da distância (IQD) e a colocação por mínimos quadrados (CMQ).

A validação deste software foi realizada para o sul de Portugal e para as variáveis climáticas evapotranspiração de referência (ET_0), velocidade do vento, humidade relativa e precipitação, que correspondem aos dados de entrada do programa IrrigRotation (Rolim & Teixeira, 2008). A Figura 2 mostra os resultados obtidos pela validação cruzada realizada para a estação meteorológica de Beja e para as variáveis meteorológicas precipitação e evapotranspiração de referência ET_0 . Os resultados mostram que os métodos CMQ e IQD apresentam um aumento na precisão dos dados de entrada quando comparados com o método tradicional do polígonos de Thiessen (VMP).

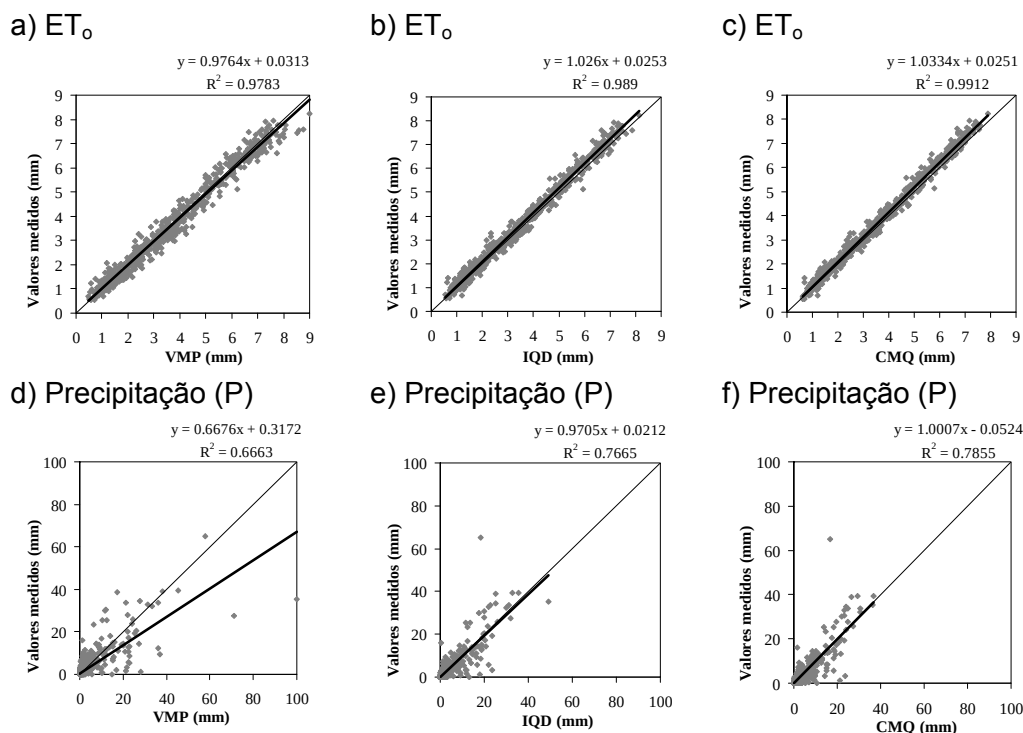


Figura 3. Regressão linear dos valores interpolados sobre os valores medidos para a estação meteorológica de Beja. Os valores interpolados de ET_0 foram calculados com a) VMP, b) IQD, e c) CMQ. Para a precipitação os valores interpolados foram obtidos com d) VMP, e) IQD, e f) CMQ.

2.3 Sistema de informação IScenarios

A metodologia desenvolvida assenta na capacidade de disponibilizar aos modelos de simulação da rega cenários de alteração climática. Estas séries correspondentes aos cenários de alteração climática são construídas através da perturbação das séries históricas com as anomalias produzidas pelos modelos climáticos para cada um dos cenários socioeconómicos considerados. As anomalias são calculadas através da comparação das séries de cada um dos cenários com a série de referência. Para a temperatura, velocidade do vento, humidade relativa e radiação solar, a anomalia é a diferença entre as duas séries, sendo posteriormente somada aos valores observados. Quanto à precipitação, a anomalia é calculada como a percentagem de variação entre a série do cenário e a série de referência, sendo posteriormente multiplicada pelos valores observados. Este método de produzir as séries climáticas futuras tem a vantagem de permitir manter a estrutura espacial do clima, através da utilização de uma rede de estações meteorológicas, e permite também reduzir os desvios dos modelos climáticos. (Cunha et al., 2006; IPCC-TGICA, 2007).

Os cenários climáticos considerados foram os do modelo HadRM3P desenvolvido pelo Hadley Centre. Este modelo disponibiliza os dados com passos de tempo diários e mensais para os cenários A2 e B2 considerando o período entre 2070 e 2100 (Jones et al., 2004). Os dados fornecidos são espacialmente distribuídos com uma resolução espacial de 0,44 graus, o que corresponde aproximadamente a 50 km como se pode verificar na figura 4.

Para construir as séries climáticas futuras, discutidas anteriormente, foi necessário desenvolver o sistema de informação IScenarios (fig.1). Este sistema de informação consiste na utilização conjugada de um SIG (fig. 4), de uma base de dados e de várias aplicações informáticas para extrair os dados do modelo HadRM3P, calcular as anomalias e adicionar essas anomalias às séries diárias de dados observados. Os dados observados

correspondem às estações de Évora e de Beja para o período de 1960-1990 com um passo de tempo diário.

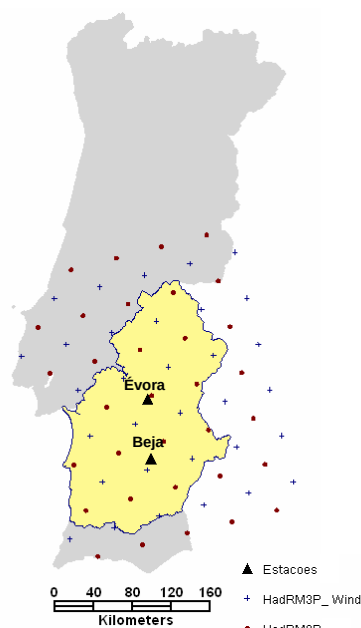


Figura 4. Região do Alentejo com a localização das estações de Beja e Évora e dos pontos das grelhas do modelo climático HadRM3P.

3. Conclusões

Como resultado do trabalho desenvolvido, apresenta-se um pacote de ferramentas informáticas que permitem efectuar o projecto de rega tendo em conta tanto as séries climáticas observadas pelas estações meteorológicas como os cenários de alteração climática produzidos pelos modelos climáticos. Isto permite efectuar uma análise de frequência dos caudais de projecto o que possibilita a gestão risco associado aos cenários de alteração simulados pelos modelos climáticos. Este conjunto de ferramentas inclui o modelo de balanço hídrico IrrigRotation que efectua o cálculo das necessidades de rega das culturas ao nível da rotação cultural. Para aumentar a exactidão dos dados agrometeorológicos de entrada utilizados pelo software IrrigRotation foi desenvolvido um módulo de interpolação que permite ajustar as variáveis climáticas para o centro de cada parcela a simular. Este módulo de interpolação permite também fornecer os dados de anomalia climática, para cada cenário de alteração, para essa mesma parcela conjugando deste modo, para cada ponto do terreno, os dados climáticos medidos nas estações meteorológicas com as anomalias calculadas pelos modelos climáticos. Com o objectivo de fornecer os cenários de alteração climática foram desenvolvidas aplicações informáticas, uma base de dados e um SIG, que permitem extrair os dados das grelhas produzidas pelos modelos regionais climáticos, sendo que neste caso considerou-se o modelo HadRM3P e os cenários A2 e B2. Actualmente encontra-se em realização a aplicação destas metodologias à região do Alentejo para avaliação dos impactos das alterações climáticas sobre os sistemas de regadio e definir estratégias de adaptação, particularmente no que diz respeito ao ajustamento dos critérios de projecto e à expectável a revisão dos valores dos caudais de ponta utilizados no projecto de rega.

Agradecimentos

Este estudo foi financiado pela bolsa de Doutoramento SFRH/BD/27743/2006 da Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT) e pelo projecto (FCT) PTDC/AGR-AAM/81271/2006: "Desenvolvimento dum controlador de rega adaptativo, autónomo e automático".

Referências bibliográficas

- Aguiar, R., 2006. Cenários Socioeconómicos. In *Alterações Climáticas em Portugal. Cenários Impactos e Medidas de Adaptação – Projecto SIAM II*, F.D: Santos e P. Miranda (eds.), pp. 483-492. Gradiva; Lisboa.
- Alcamo, J., J.M. Moreno, B. Nováky, M. Bindi, R. Corobov, R.J.N. Devoy, C. Giannakopoulos, E. Martin, J.E. Olesen, A. Shvidenko, 2007: *Europe. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 541-580.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56, FAO, Rome, Italy, 300 pp.
- Bastiaanssen, W.G.M., Allen, R.G., Droogers, P., D'Urso, G., Steduto, P., 2007. Twenty-five years modeling irrigated and drained soils: State of the art. *Agricultural Water Management* 92: 111-125.
- Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton, 2007: *Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Cunha, L.V., Ribeiro, L., Oliveira, R.P., Nascimento, J., 2006. Recursos Hídricos. In *Alterações Climáticas em Portugal. Cenários Impactos e Medidas de Adaptação – Projecto SIAM II*, F.D: Santos e P. Miranda (eds.), pp. 117-168. Gradiva; Lisboa
- Denzer, R., 2005. Generic integration of environmental decision support systems – state-of-the-art. *Environmental Modelling & Software* 20: 1217–1223.
- Döll, P., 2002. Impact of climate change and variability on irrigation requirements: a global perspective. *Clim. Change* 54:269-293.
- Easterling, W.E., P.K. Aggarwal, P. Batima, K.M. Brander, L. Erda, S.M. Howden, A. Kirilenko, J. Morton, J.-F. Soussana, J. Schmidhuber and F.N. Tubiello, 2007: Food, fibre and forest products. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 273-313.
- Fortes, P.S., Platonov, A.E., Pereira, L.S. 2005. GISAREG - A GIS based irrigation scheduling simulation model to support improved water use. *Agric. Water Management*, 77: 159-179.
- Granier, J., Molle, B., Deumier, J.M., 2003. IRRIPARC-Part 1: Modeling spatial water distribution under a sprinkler in windy conditions. In: *Int. Workshop on Improved Irrigation Technologies and Methods* (ICID, Sep. 2003), Association Française des Irrigations et du Drainage, AFEID e CEMAGREF, Montpellier, CD-ROM Paper 37.
- Houghton J, Ding Y, Griggs D, Noguier M, van der Linden P, Xiaosu D, (eds.), 2001. *Climate Change 2001: the scientific basis - contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of IPCC*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC-TGICA. 2007. General Guidelines on the Use of Scenario data for climate Impact and Adaptation Assessment. Version 2. IPCC-TGICA, 66 pp.
- Jones, R.G., Noguier, M., Hassell, D.C., Hudson, D., Wilson, S.S., Jenkins, G.J., Mitchell, J.F.B.: 2004, *Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS*, Met Office Hadley Centre, Exeter, UK/UNDP, New York, USA: 35pp.

- Kundzewicz, Z.W., L.J. Mata, N.W. Arnell, P. Döll, P. Kabat, B. Jiménez, K.A. Miller, T. Oki, Z. Sen and I.A. Shiklomanov, 2007: Freshwater resources and their management. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der inden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 173-210.
- Miranda, P.M.A., Valente, M.A., Tomé, A.R., Trigo, R., Coelho, M.F.E.S., Aguiar, A., Azevedo, E.B., 2006. O clima de Portugal nos séculos XX e XXI. In *Alterações Climáticas em Portugal. Cenários Impactos e Medidas de Adaptação – Projecto SIAM II*, F:D: Santos e P. Miranda (eds.), pp. 45-113. Gradiva; Lisboa
- Nakicenovic N, Alcamo J, Davis G, de Vries B, Fenhann J, Gaffin S, Gregory K, Gru'bler A, Jung TY, Kram T, La Rovere EL, Michaelis L, Mori S, Morita T, Pepper W, Pitcher H, Price L, Raihi K, Roehrl A, Rogner H, Sankovski A, Schlesinger M, Shukla P, Smith S, Swart R, van Rooijen S, Victor N, Dadi Z, 2000. *IPCC Special report on emissions scenarios*. Cambridge University Press, Netherlands
- Parry, M.L., O.F. Canziani, J.P. Palutikof and Co-authors 2007: Technical Summary. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 23-78.
- Pinto, P.A., Braga, R., Brandão, A.P., 2006. Agricultura. In *Alterações Climáticas em Portugal. Cenários Impactos e Medidas de Adaptação – Projecto SIAM II*, F:D: Santos e P. Miranda (eds.), pp. 209-231. Gradiva; Lisboa
- Pereira, L.S. 2008. Necessidades de agua e programação da rega: modelação, avanços e tendências. In: E. Ruz and L.S. Pereira (eds) *Modernización de Riegos y Uso de Tecnologías de Información* (Taller internacional, La Paz, Bolivia, sept. 2007). CYTED and PROCISUR/IICA, Montevideo, pp. 14-16 + CD-ROM paper 1.1.
- Rodriguez Díaz, J.A., Weatherhead, E.K., Knox, J.W., Camacho, E. (2007) Climate change impacts on irrigation water requirements in the Guadalquivir river basin in Spain. *Reg. Environ. Chang*, 7:149-159.
- Raes, D., Steduto, P., Hsiao, T.C., Fereres, E. 2009. AquaCrop—The FAO Crop Model to Simulate Yield Response to Water: II. Main Algorithms and Software Description. *Agron J* 2009 101: 438–447
- Rolim, J., Godinho, P., Sequeira, B., Paredes P., Pereira, L.S., 2007. Assessing the SIMDualKc model for irrigation scheduling simulation in Mediterranean environments. In: N. Lamaddalena, C. Bogliotti, M. Todorovic, A. Scardigno (eds.). *Water saving in Mediterranean agriculture & future research needs* (Proc. Int. Conf. CIHEAM/IAMB, Valenzano, Italy, Feb. 14 – 17, 2007), *Options méditerranéennes*, B, 56(1): 49-61.
- Rolim, J., Teixeira, J., 2008. IrrigRotation, a time continuous soil water balance model. *WSEAS TRANSACTIONS on ENVIRONMENT and DEVELOPMENT*, Issue 7, Vol. 4, July 2008, 577-587 pp.
- Rolim, J., Catalão, J. e Teixeira, J. L., 2010. “Desenvolvimento de um Interpolador Espacial de Dados Agrometeorológicos. Aplicação à Região do Alentejo”. In: *Sustentabilidade do Regadio*, Actas do III Congresso Nacional de Rega e Drenagem, 19-20 de Maio de 2010, COTR, Beja, CD-ROM.
- Rosenberg, N.J., Brown, R.A., Izaurralde, R.C., Thomson, A.M., 2003. Integrated assessment of Hadley Centre (HadCM2) climate change projections on agricultural productivity and irrigation water supply in the conterminous United States I. Climate change scenarios and impacts on irrigation water supply simulated with the HUMUS model. *Agricultural and Forest Meteorology* 117: 73–96.
- Tarjuelo J. M., Martin de Santa Olalla F., Pereira L. S. (Guest Editors), 2005. *Land and Water Use: Environmental Management Tools and Practices*. Special Issue of *Agricultural Water Management*. Volume 77.
- Teixeira, J.L., Pereira, L.S., 1992. ISAREG, an irrigation scheduling model. *ICID Bulletin*, 41: 29-48.

Dinâmica das inversões térmicas no alto vale do Zêzere (Serra da Estrela, Portugal)

Carla Mora

Universidade de Lisboa, IGOT, Edifício da FLUL, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisboa, Portugal, carlamora@campus.ul.pt

Resumo

A ocorrência e formação de lagos de ar frio foram estudadas na Serra da Estrela (40°20'N, 7°35'W, Portugal), com base numa rede de dataloggers, que registou a temperatura do ar em intervalos de 2h durante o ano 2000, bem como em intervalos de 5 min durante 5 dias em 2001. Ao conjunto das temperaturas instantâneas registadas em 2000 aplicou-se uma classificação k-means que permitiu identificar 3 tipos de padrões térmicos espaciais. No primeiro tipo (66% das observações) a temperatura do ar diminuiu com a altitude; no segundo (27%) houve acumulação de ar frio mais intensa nos fundos de vale situados a maior altitude; o terceiro tipo (7%), registou as temperaturas do ar mais baixas nos fundos de vale localizados a menor altitude.

Para analisar com maior pormenor as situações de acumulação de ar frio seleccionaram-se dois locais de monitorização. Analisaram-se assim as diferenças instantâneas de temperatura do ar entre o fundo do Covão Cimeiro (1620m) e o interflúvio adjacente (Cântaro Gordo, 1870m), tendo sido identificados 9 tipos de regime, 6 dos quais com inversões térmicas (48%). A sucessão dos padrões ao longo do ano depende de factores topográficos e da insolação recebida pelo fundo do covão.

A dinâmica da formação dos lagos de ar frio foi ainda estudada ao longo de 5 dias de estabilidade atmosférica, com base em registos da temperatura do ar a cada 5 minutos num vale com orientação NNE-SSW (vale do Zêzere). Durante a noite, o fundo de vale registou temperaturas mais baixas do que os interflúvios, tendo-se formado uma cintura térmica, em que o fundo de vale esteve 3°C mais frio do que o topo da inversão.

Abstract

Occurrence, formation, spatial patterns and intensity of cold air lakes were studied in the Serra da Estrela (40° 20'N 7° 35'W, Central Portugal). Data was collected using a network of air temperature dataloggers installed at different topographic positions, recording at 2-h intervals from January to December 2000, while in 2001 data were collected along a selected cross-section at 5-min intervals during 5 days. A k-means classification was applied to the dataset of instantaneous air temperatures, and 3 types of thermal patterns were identified. Type 1 (66% cases) shows events with decreasing air temperatures with altitude. Type 2 (27% cases) shows accumulation of cold air in the valleys with higher valley floors showing the lowest temperatures. Type 3 (7% cases) shows accumulation of cold air, but with lowest air temperatures in the valleys at lower altitudes.

For the detailed analysis of cold air accumulations, observations from two sites were compared. The differences in air temperature between a glacial cirque floor (Covão Cimeiro, 1620 m) and the adjacent crest (Cântaro Gordo, 1870m) were classified and 9 types of daily thermal regimes were found. Thermal inversions occurred in 6 types (48%). The sequence of patterns throughout the year is controlled by topographic factors and insolation at the cirque floor.

The formation of thermal inversions in a NNE-SSW direction valley (Zêzere valley), their duration and dissipation were studied in detail in 5 days of atmospheric stability. During the night, the valley floor showed lower temperatures than the summit and a thermal belt formed. The valley floor was 3 °C colder than the top of the inversion layer.

1. Introdução

Em noites de céu limpo e vento fraco, nas áreas deprimidas é frequente haver acumulação de ar frio, quer gerado localmente, quer a maior altitude, podendo formar-se um nível de inversão térmica que pode ser intensificado pela topografia e formar lagos de ar frio (Nakamura, 1989, Kuwagata e Kimura, 1995). A espessura das acumulações de ar frio depende do declive das vertentes, da diferença de altitude entre o topo e a base das mesmas e da intensidade da inversão térmica (Geiger, 1961; Yoshino, 1974). Quando os vales são profundos, há arrefecimento pelo facto da turbulência cessar e porque o fundo do vale fica à sombra mais cedo. Esse efeito, causado pela ocultação do céu pode ser quantificado através do índice *sky view factor*.

O início da drenagem de ar frio inicia-se normalmente 40 a 60 minutos antes do ocaso, quando o arrefecimento radiativo é superior na base das vertentes, porque estas já se encontram à sombra (Yoshino, 1975 e Nakamura, 1989). No entanto, a drenagem de ar frio não é contínua, mas antes, suave e irregular (Fallot *et al.*, 1989), ocorrendo oscilações na velocidade do fluxo devido ao aquecimento adiabático, pois à medida que o ar desce, aquece e a sua velocidade diminui. O carácter intermitente do escoamento de ar frio ao longo das vertentes foi verificado por Nakamura (1989) e em Portugal por Lopes (1995). Ainda a propósito do carácter intermitente do fluxo de ar frio nas vertentes, Yoshino (1974) refere que, durante a noite, o movimento se faz por vagas, tendo-se registado em diferentes trabalhos, uma primeira vaga antes da meia-noite, seguida de mais duas ou três até ao nascer do sol. A última vaga de drenagem é a responsável pela temperatura mínima, que ocorre entre as 5 e as 7h da manhã (Yoshino, 1974).

Associado ao carácter intermitente da drenagem de ar frio, forma-se nas vertentes um sector de temperaturas nocturnas mais elevadas, que pode constituir uma banda contínua à volta do vale, e que, por isso, se designa por cintura térmica (Oke, 1987). Acima da cintura térmica, a temperatura diminui com o aumento da altitude, enquanto o sector inferior da cintura corresponde ao topo da inversão térmica.

O presente trabalho centra-se na Serra da Estrela, montanha que integra a Cordilheira Central e é a montanha mais alta de Portugal continental (40°20'N, 7°35'W, 1993m, Figura 1). É marcada por vales profundos que entram no seu interior e, na parte mais elevada, o relevo foi fortemente modelado pela acção dos glaciares quaternários. Estas características topográficas influenciam o clima à escala regional e originam um mosaico complexo de climas à escala local.

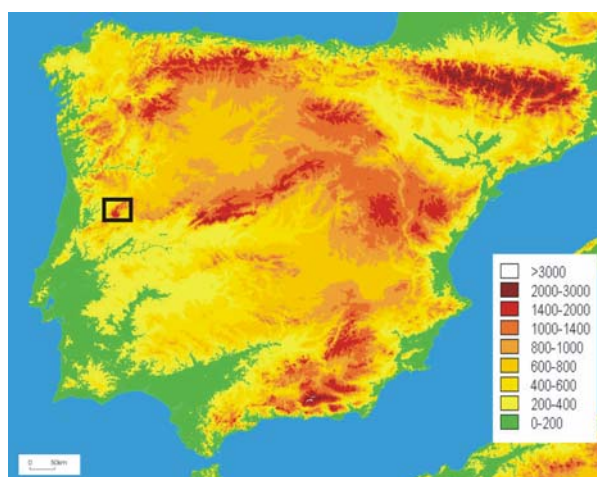


Figura 1 – Localização da Serra da Estrela na Península Ibérica.

Caracterizamos aqui a frequência de ocorrência das inversões térmicas no alto vale do Zêzere e a formação de lagos de ar frio numa área de montanha onde estes fenómenos ainda não tinham sido estudados. A escolha recaiu sobre esta montanha devido às elevadas diferenças de altitude entre os interflúvios e os fundos de vale e à diversidade das formas

dos vales, que antecipavam, de acordo com a bibliografia, uma elevada frequência e intensidade de lagos de ar frio. Os resultados deste trabalho poderão ser aplicados ao ordenamento do território, em particular numa área protegida com importantes valores biogenéticos, como é o caso do Parque Natural da Serra da Estrela.

2. Metodologia para as observações

Para conhecer com detalhe a variação espacial e temporal das temperaturas do ar, é fundamental dispor de uma boa rede de recolha de dados da temperatura do ar. A importância da instalação da rede de registadores é tanto maior, porque durante o período de estudo, apenas existia em funcionamento uma estação meteorológica a 1360m, nas Penhas Douradas, o que é insuficiente para a fornecer a informação necessária ao nível dos estudos do clima local. Foi, por isso, instalada uma rede de 13 registadores de temperaturas do ar, especialmente construídos para os objectivos propostos seguindo Vieira *et al.* (2000). Os sensores termométricos foram instalados num tubo de PVC a 1,20m de altura. O sistema de registo é baseado em mini-loggers de 1 canal Tiny Talk (Gemini) com uma precisão de 0,35°C. O posto termométrico foi desenhado de forma a permitir o arejamento, impedindo o aquecimento e arrefecimento do termistor relativamente ao meio (Figura 2).

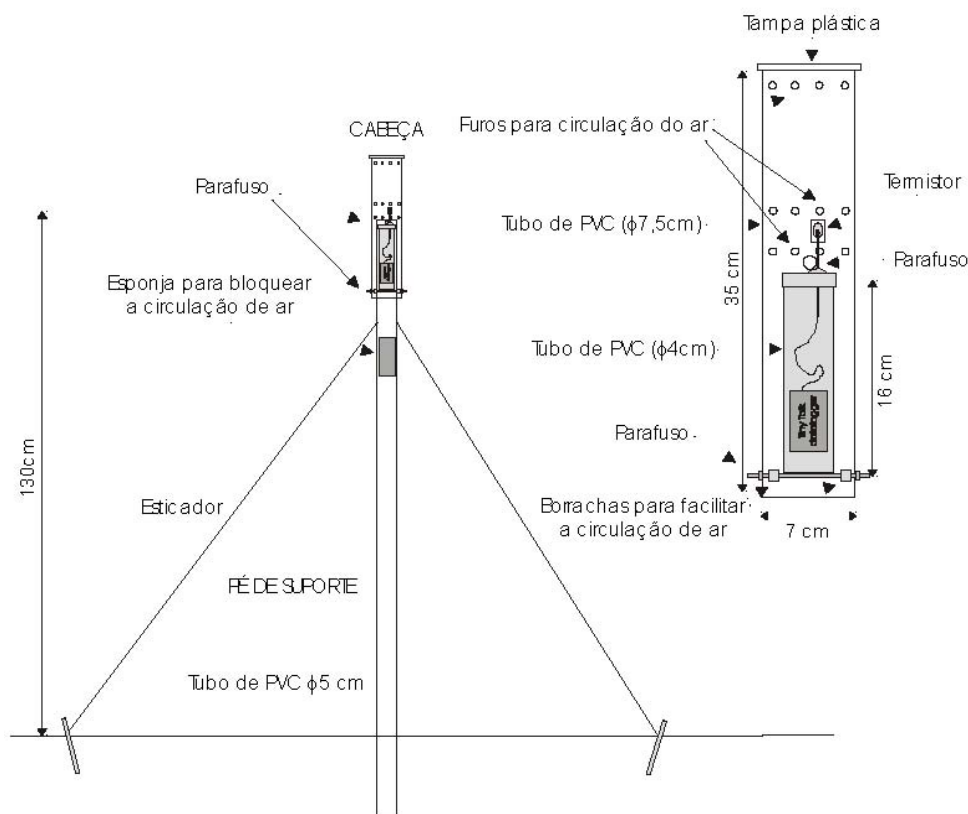


Figura 2 - Características dos postos para monitorização da temperatura do ar (segundo Vieira *et al.*, 2000).

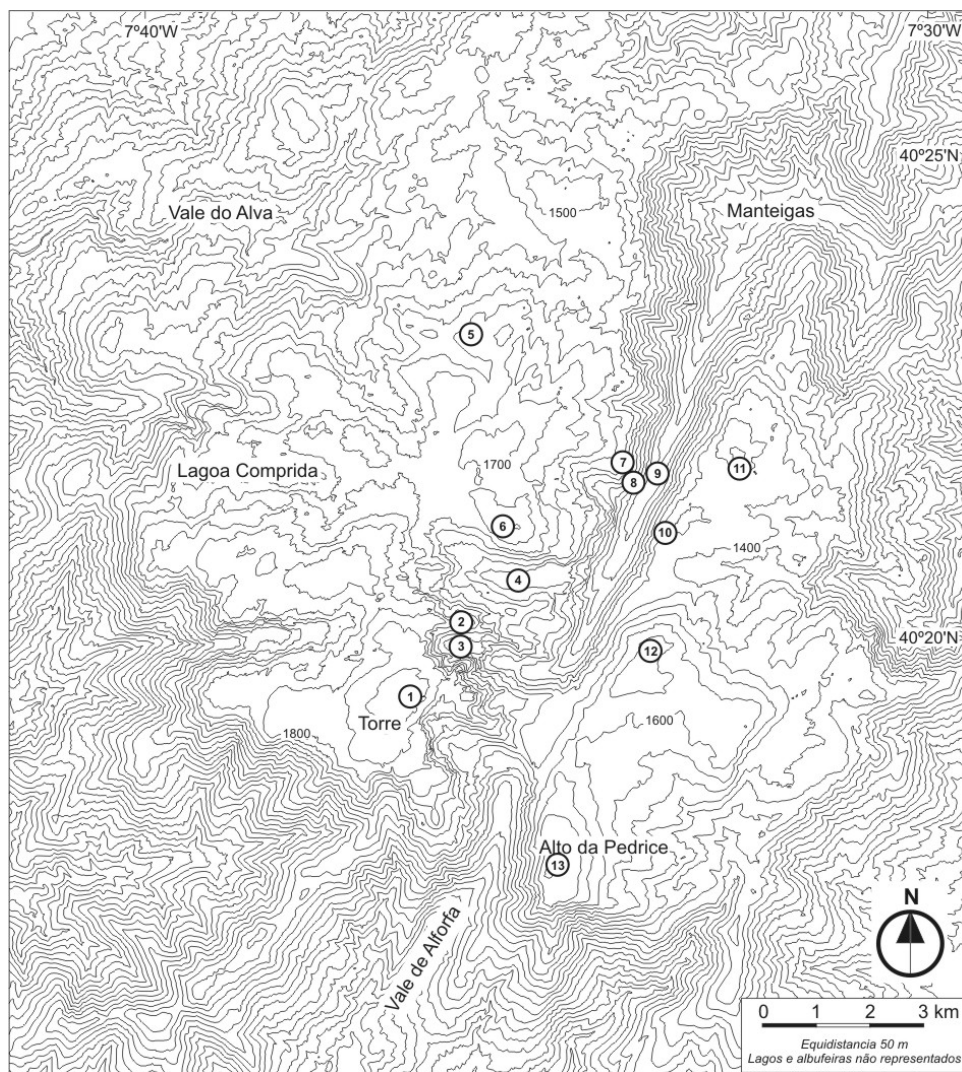


Figura 3 – Localização dos postos termométricos. 1 - Torre, 2 - Cântaro Gordo, 3 - Covão Cimeiro, 4 - Candieira, 5 - Fraga das Penas, 6 - Piornal, 7 - Zêzere estrada florestal, 8 - Zêzere meia-vertente, 9 - Vale do Zêzere - ASE, 10 - Zêzere Lagoa Seca, 11 - Curral da Nave, 12 - Poios Brancos, 13 - Alto da Pedrice.

3. Ocorrência de inversões térmicas no alto vale do zêzere

Os registos das 12 observações diárias durante o ano 2000 foram analisados para avaliar as condições mais frequentes e as suas características. Ao conjunto das temperaturas instantâneas aplicou-se uma classificação k-means que permitiu identificar 3 tipos de padrões térmicos serra (ver Mora 2006, 2009).

No primeiro tipo (66% das observações) a temperatura do ar diminuiu com a altitude. O Cântaro Gordo esteve mais frio do que os outros postos (Figura 3). O fundo do vale do Zêzere esteve, em média, 6°C mais quente que o planalto. Este padrão teve maior frequência de dia, entre as 10 e as 22h.

No segundo tipo de padrão (27% das observações) houve acumulação de ar frio nos fundos de vale. No entanto, foram os fundos de vale a maior altitude que registaram as temperaturas mais baixas. No fundo do vale da Candieira (1420 m), a mediana das diferenças de temperatura ao Cântaro Gordo, foi de -5°C. No fundo do vale do Zêzere, situado 795 m abaixo do Cântaro Gordo, a acumulação de ar frio foi menos intensa (-1,7°C). Este padrão que ocorreu principalmente durante a noite e de madrugada, entre as 20 e as 10h.

O tipo 3 (7% das observações) refere-se a casos em que as temperaturas do ar foram mais baixas no fundo de vale a menor altitude, tendo tido maior frequência entre as 8 e as 10h. Neste padrão, a temperatura no Vale do Zêzere foi, em 50% dos casos, 1°C mais baixa do que a do Cântaro Gordo (Mora 2010).

As causas da ocorrência dos padrões foram estudadas a partir da análise discriminante one-way ANOVA e utilizaram-se factores explicativos meteorológicos e topográficos (Mora 2006 e 2009). Os resultados mostraram que o padrão 1 está ligado a condições de instabilidade atmosférica, enquanto que os padrões 2 e 3 ocorrem em situações de estabilidade atmosférica. O padrão 3 ocorre nas situações em que o fundo de vale ainda está à sombra e os planaltos e vales situados a maior altitude já recebem radiação solar directa, coincidindo, por isso com as observações matinais.

4. Ocorrência de inversões térmicas no covão cimeiro

Para estudar com pormenor o ritmo das inversões térmicas, seleccionaram-se dois postos termométricos adjacentes e em posição topográfica contrastada, cujas observações foram comparadas. Analisaram-se assim, as diferenças de temperatura do ar entre o fundo de um covão (Covão Cimeiro, 1620m) e o interflúvio adjacente (Cântaro Gordo, 1870m). Foram identificados 9 tipos de regime diário, sendo que em 6 deles se registaram inversões térmicas (48%, Figura 4). O período de estudo estendeu-se de Janeiro a Julho de 2000, tendo sido o posto do Covão Cimeiro vandalizado após essa data.

O regime I é constituído pelo grupo de dias em que o fundo do covão esteve sempre mais frio do que o topo ao longo de todo o dia (9% dos dias – Figura 4), tendo sido então que se atingiu a temperatura mínima mais baixa (-17°C). Foram dias de estabilidade atmosférica, próximos do solstício de Inverno, com fraca insolação, nos quais o fundo do circo esteve sempre à sombra. Àquele padrão sucedeu-se no tempo o regime 2 (6%), em que o fundo do circo esteve mais frio, à excepção das 12h, momento em que o fundo do covão recebeu radiação solar directa. Seguidamente, surgiu o regime 3 (18%), no qual o fundo do circo esteve mais frio de manhã e à noite. O período diurno, em que covão fica mais quente foi aumentando à medida que este recebeu mais horas de radiação directa. Segue-se o regime 4, no qual o fundo do circo esteve mais frio durante a tarde e início da noite (2%). Os regimes 5 (9%) e 6 (4%) sucedem-se à medida que a insolação no fundo do circo vai aumentando e o ar aquece o suficiente para atingir uma temperatura superior à registada no topo do circo. Trata-se de um processo gradual, em que há substituição dos tipos de regime, à medida que nos aproximamos do solstício de Verão (Mora 2006).

5. Evolução dos lagos de ar frio no Vale do Zêzere

A dinâmica dos lagos de ar frio foi estudada em pormenor numa situação de estabilidade atmosférica entre 11 e 15 de Abril de 2001, com base em registos da temperatura do ar a cada 5 minutos num vale com orientação NNE-SSW (vale do Zêzere).

Durante os 5 dias a temperatura mínima foi sempre atingida de madrugada, próximo do nascer do Sol, entre as 7 e as 8h, verificando-se que, durante cerca de uma hora a temperatura foi mais baixa no fundo de vale do que no interflúvio (Figura 5). No entanto, a temperatura mínima no fundo de vale só foi atingida cerca de 1h depois de ter sido atingida no interflúvio. A drenagem de ar frio para o fundo de vale não foi contínua, tendo ocorrido 2 ciclos, um de noite e outro, de madrugada, próximo das 6h. Nas situações com inversão térmica, o aumento da temperatura com a altitude não é linear devido à presença de uma faixa de temperaturas mais elevadas a meia-vertente.

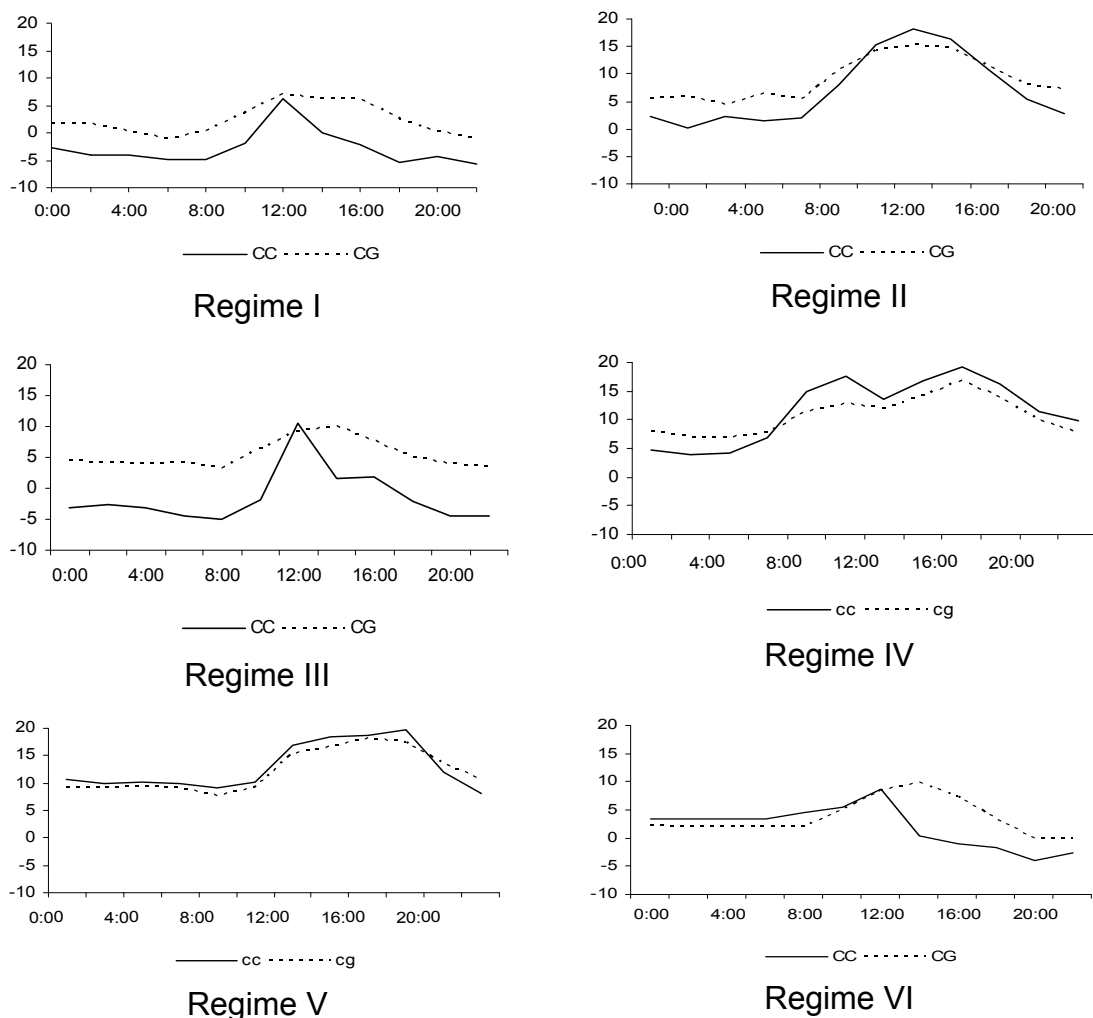


Figura 4 – Tipos de regime diários identificados com base nas diferenças de temperatura instantâneas entre o Cântaro Gordo (CG) e o Covão Cimeiro (CC) de Janeiro a Junho de 2000.

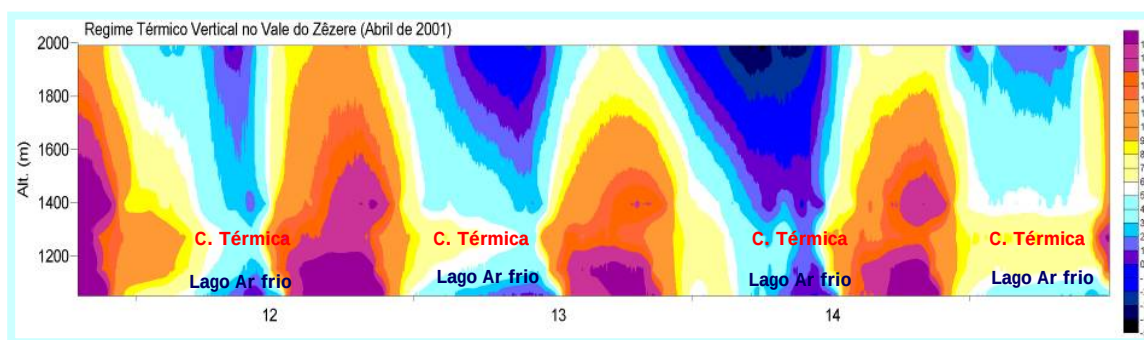


Figura 5 - Variação da temperatura do ar em função da altitude, entre 11 e 15 de Abril de 2001, no vale do Zêzere (Mora, 2006).

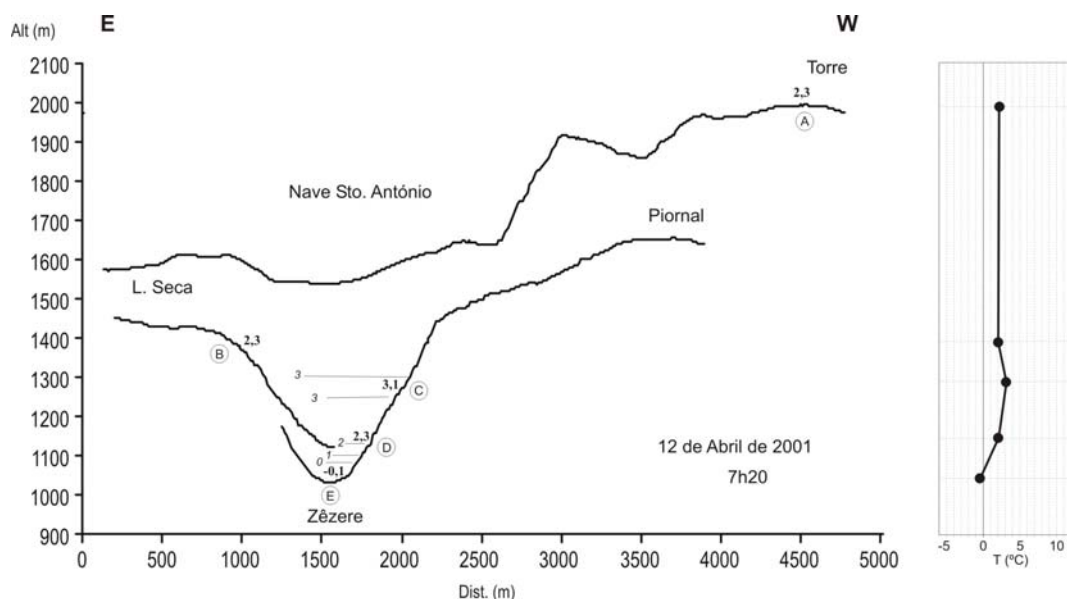


Figura 6 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às 7h20min do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A - Torre, B - Lagoa Seca, C - Zêzere estrada florestal, D - Zêzere meia vertente e E - Vale do Zêzere (ASE).

Como exemplo, no perfil térmico da 7h20min do dia 12 de Abril, a temperatura no Alto da Torre foi de 2,3°C, aumentando com a descida de altitude, até ao posto do Zêzere estrada florestal, com 3,1°C. O fundo de vale estava mais frio, com -0,1°C, o que corresponde a um aumento de 0,2°C/100m, se comparado com o Alto da Torre (Figura 6). Essa variação da temperatura com a altitude não foi regular, existindo uma cintura térmica, com a amplitude térmica entre o fundo de vale e o topo da inversão a ser de 3°C. No mesmo dia, 2h após o nascer do Sol, o gradiente térmico vertical voltou a ser negativo e, foi aumentando progressivamente, até se atingirem as temperaturas máximas por volta das 16h (-1°C/100m). Depois dessa hora, e até ao ocaso, o gradiente diminuiu gradualmente.

É ainda de notar que a cintura térmica não deverá ser contínua ao longo do vale, aspecto controlado pela exposição das vertentes. Isto é, a partir do momento em a radiação directa incide de manhã, na vertente exposta a nascente a temperatura aumenta mais rapidamente, do que na vertente exposta a poente. Assim, nos primeiros momentos após ao nascer do Sol, quando o fundo de vale está à sombra, e ainda existe o lago de ar frio, o aquecimento da vertente exposta a Este não é acompanhado pelo da exposta Oeste, o que resulta num comportamento térmico diferente entre as duas vertentes. No ocaso o comportamento entre as duas vertentes inverte-se.

6. Conclusão

As observações efectuadas durante o ano 2000 mostraram que em 27% das observações, a temperatura mais baixa ocorreu nos fundos de vale mais altos. Estas situações centraram-se entre as 20h e as 10h, sendo a temperatura na Candieira, a 1420 m, em média, 5 °C inferior à do Cântaro Gordo, a 1870 m). Em 7% das observações, a área mais fria foi o fundo de vale a menor altitude, em especial entre as 8 e as 10h. Em 50% destes casos, a temperatura foi 1 °C inferior à do Cântaro Gordo.

O estudo do regime térmico no Covão Cimeiro permitiu identificar uma sequência de regimes com formação de lago de ar frio, cuja duração se sucede ao longo do ano à medida que a insolação no fundo do circo vai aumentando. Trata-se de um processo gradual, em que há substituição dos tipos de regime, à medida que nos aproximamos do solstício de Verão. No Inverno, o fundo do circo mantêm-se geralmente mais frio durante o dia e, por

outro lado, no Verão normalmente a inversão térmica desaparece, pelo menos durante a tarde. Entre as duas situações identificaram-se vários regimes de transição.

O estudo da temperatura do ar com registos a cada 5 minutos durante 5 dias, permitiu observar que a temperatura mínima foi sempre atingida entre as 7 e as 8h, verificando-se que, durante cerca de 1 hora a temperatura foi mais baixa no fundo de vale do que no interflúvio. Além disso, a temperatura mínima no fundo de vale ocorre cerca de 1h hora depois de ter sido atingida no interflúvio. A drenagem de ar frio para o fundo de vale não foi contínua, tendo ocorrido vários ciclos ao longo da noite. Quando ocorreram inversões térmicas no fundo de vale, o aumento da temperatura com a altitude não foi linear devido à presença de uma faixa de temperaturas mais elevadas a meia-vertente.

Os resultados aqui apresentados ilustram o efeito do relevo sobre as temperaturas do ar em situações de estabilidade atmosférica e poderão ser extrapolados para montanhas com condições climáticas e topográficas semelhantes. O conhecimento do efeito de sombra induzido pelos vales e a sua repercussão na manutenção dos lagos de ar frio durante a manhã em vales de orientação Norte-Sul é especialmente importante para o ordenamento e em estudos de impacte ambiental. Por outro lado, a complexidade espacial e temporal dos padrões térmicos terá certamente implicações ao nível dos ecossistemas e hidrologia, que importa analisar.

Referências bibliográficas

- Fallot, J.M.; Baeriswyl, P.A.; Buman-Ruffieu, A.M.,1989. Quelques aspects de la ventilation en milieu topographique complexe: la vallée de la Sarine en Gruyère (Suisse). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 2, p. 75-82.
- Geiger, R., 1961. *Manual de microclimatologia*. F.C.G., Lisboa, 637p.
- Kuwagata, T.; Kimura, F.,1995. Daytime boundary layer evolution in a deep valley. Part I: Observations in the Ina valley. *Journal of Applied Meteorology*, 34, p.1082-1091.
- Lopes, A., 1995. Drenagem e acumulação de ar frio em noites de arrefecimento radiativo. Um exemplo no vale de Barcarena (Oeiras). *Finisterra-Revista Portuguesa de Geografia*, 59-60, Lisboa, p. 49-164.
- Mora, C., 2006. *Climas da Serra da Estrela. Características regionais e particularidades locais dos planaltos e do alto vale do Zêzere*. Dissertação de Doutoramento apresentada à F.L.U.L.: 427.
- Mora, C., 2009. Padrões térmicos no alto vale do Zêzere. Condicionantes topográficas e meteorológicas. *Finisterra - Revista portuguesa de Geografia*, 87, XLIV, Lisboa. p. 55-69.
- Nakamura, K., 1989. Local climatological study of the nocturnal cold air drainage on the mountain slope. *Bulletin of Dohto University*, General Education, 8, p.53-145.
- Oke, T.R., 1987. *Boundary layer climates*. Routledge, Londres, 435p.
- Vieira, G.T.; Mora, C.; Ramos, M.,2000. Registadores automáticos de baixo-custo para a monitorização de temperaturas do ar, da rocha e do solo, *Finisterra-Revista Portuguesa de Geografia*, 69 (XXXV): 139-148.
- Yoshino, M.M., 1975, *Climate in a small area*. University of Tokyo Press, Tóquio, 549p.

Influência da incorporação de coberturas mortas e da mobilização no comportamento térmico da camada de ar acima de um solo Solo mediterrâneo pardo

J.A.Andrade¹, C.A. Alexandre² & G. Basch³

^{1,2}Departamento de Geociências, Universidade de Évora, Apartado 94, 7002-522 Évora, Portugal, Tel. Nº +351266745300, Fax. Nº 266-74539. E-mail: zalex@uevora.pt; E-mail: cal@uevora.pt,

³Departamento de Fitotecnia, Universidade de Évora, Apartado 94, 7002-522 Évora, Portugal e-mail: gb@uevora.pt

Resumo

A aplicação de coberturas mortas (*mulches*) à superfície do solo ou a simples mobilização deste influenciam directamente o respectivo balanço energético, modificando deste modo o ambiente térmico da camada superficial do solo e o da camada de ar imediatamente acima deste. O objectivo deste trabalho consiste em comparar o efeito de diferentes tipos de tratamentos à superfície do solo – mobilização, manutenção do restolho e aplicação de duas quantidades diferentes de palha no comportamento térmico da camada de ar acima de um solo Mediterrâneo pardo (Haplic Luvisol) semeado com trigo.

As experiências decorreram entre janeiro e maio de 2007 num campo semeado com trigo, na herdade da Revilheira, Reguengos de Monsaraz. A temperatura foi medida com termopares cobre-constantan colocados à superfície do solo e no topo da cultura. A humidade do solo e o crescimento da cultura foram também monitorizados.

Na fase mais precoce do ciclo vegetativo do trigo, as temperaturas médias diárias do ar no topo da cultura foram significativamente maiores em solo mobilizado que em solo coberto por palha ou por restolho. Com o desenvolvimento da cultura, o tipo de cobertura tem uma influência crescente na temperatura superficial do solo mas decrescente na temperatura no topo da cultura. Por outro lado, as temperaturas mínimas diárias do ar foram significativamente afectadas pelo tratamento superficial do solo, tendo sido menores nas parcelas onde a palha foi aplicada ou o restolho mantido. A manutenção do restolho é a prática que menos parece proteger a cultura das geadas.

Abstract

The application of mulches at the soil surface or the formation of a soil micro relief through tillage directly effect the energy balance of soil surface, thus changing the thermal environment within the top soil layer and the boundary layer above. The aim of this study was to compare the effects of soil tillage and the application of stubble mulch and different amounts of straw mulch on the thermal behaviour of the boundary layer above a Luvisol sowed with winter wheat.

The experiments were performed from January to May 2007, in a field sown with winter wheat, at Herdade da Revilheira, Reguengos de Monsaraz. Temperature was measured with copper-constantan thermocouples placed at soil surface and at the top of the canopy. Soil moisture and crop height were also monitored.

In the earlier stage of the growth cycle of wheat, the daily average air temperature at the top of the canopy was significantly higher over tilled soil than over soil covered with straw or stubble. As crop develops, the type of mulch increasingly affects soil surface temperature but decreasingly affects air temperature at the top of the canopy. Moreover, the minimum daily air temperatures were significantly affected by soil surface treatment, being lower in plots where the straw was applied or the stubble retained. Stubble retention seems to protect crops from frost less than the other treatments.

1. Introdução

O ambiente térmico da camada superficial de um solo e o da camada de ar imediatamente acima dele dependem das trocas energéticas ocorridas à sua superfície. Assim, quer a instalação de uma cobertura vegetal permanente, quer a aplicação de coberturas mortas (*mulches*) modificam não só o regime térmico dos solos mas também o perfil térmico do ar acima dele.

O crescimento de uma cultura desloca a superfície radiativa ou activa para níveis próximos do seu topo (Oke, 1987), sombreia o solo reduzindo neste a quantidade de calor armazenada durante o período diurno (Monteith & Unsworth, 2007) e, ao diminuir o teor de água do solo, contribui para a redução da sua capacidade calorífica (van Wijk & de Vries, 1963). Por estas razões, a instalação de uma cultura aumenta normalmente os riscos associados à ocorrência de geadas. As geadas tardias de primavera (e as precoces de outono) apresentam consequências graves para a generalidade das culturas do nosso país (Abreu, 1985), designadamente para o trigo, cultura cerealífera largamente representada na área agrícola dos campos do sul do país e com importância maior nos contextos local e nacional. Importa por isso perceber que intervenções na superfície do solo, tais como a aplicação de coberturas mortas ou a criação de um microrelevo resultante da mobilização superficial do solo poderão contribuir para minorar tais riscos.

As coberturas mortas porosas conservam a humidade do solo (Nath & Sarma, 1992; Chen et al, 2007; Chakraborty et al, 2008) e diminuem as oscilações térmicas e a temperatura média do solo (Bussi re & Cellier, 1994; Andrade et al., 2010). Na fase em que a temperatura do solo é mais influente que a do ar no crescimento e desenvolvimento vegetais, tais efeitos são eficazes na prevenção de geadas; em fases posteriores, o papel que a aplicação de *mulches* porosos tem nos riscos decorrentes da ocorrência de geadas está menos estudado.

O objectivo deste estudo consiste em comparar o efeito de diferentes tipos de tratamentos   superfície do solo – mobilização, manutenção do restolho e aplicação de duas quantidades diferentes de palha, no comportamento térmico da camada de ar acima de um solo Mediterrâneo pardo (Haplic Luvisol) semeado com trigo. Os resultados deverão permitir a discussão de eventuais consequências na gestão de resíduos de forma a assegurar não apenas altas taxas de crescimento e desenvolvimento vegetais como também a protecção da cultura contra as geadas.

2. Material e métodos

As experiências realizaram-se entre janeiro e maio de 2007, na Herdade da Revilheira, Reguengos de Monsaraz (lat.: 38 28'N; long.: 7 28'W), num terreno semeado com trigo (*Triticum aestivum* L.), um mês antes (dezembro de 2006). O clima é do tipo mediterrânico, Csa (mesotérmico, de verões quentes e secos) de acordo com a Classificação Climática de K ppen (Ahrens, 2003). Em Reguengos de Monsaraz, que dista cerca de 5 km do local da experiência, a temperatura média anual é de 16,1 C, variando entre uma média mensal de 8,7 C em janeiro e de 24,3 C em agosto, enquanto que a média anual da precipitação é de 572 mm, 77,4% dos quais caem entre outubro e março. De acordo com os dados meteorológicos fornecidos por uma estação meteorológica localizada na Herdade (CGE, 2009) as temperaturas médias mensais em março e abril, tal como a precipitação em janeiro e março, foram visivelmente inferiores às Normais correspondentes, enquanto que os valores relativos aos restantes meses foram semelhantes aos valores Normais (Tabela 1).

O solo foi classificado como Haplic Luvisol (WRBS, 2006) tendo um perfil do tipo Ah-AB-Bt-C. Os horizontes Ah (0-8 cm) e AB (8-24 cm) são franco-argilosos, enquanto que os valores da massa vol mica aparente são, respectivamente, de $1,51 \pm 0,12 \text{ Mg m}^{-3}$ e $1,58 \pm 0,07 \text{ Mg m}^{-3}$; o horizonte Bt (24 - 53 cm), argiloso, apresenta uma massa vol mica aparente de $1,63 \pm 0,04 \text{ Mg m}^{-3}$. No horizonte Ah, o teor de água do solo é de $0,21 \pm 0,07 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ a 1500

kPa (coeficiente de emurchecimento) e de $0,43 \pm 0,13 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ a 30 kPa (capacidade de campo).

Tabela 1. Valores da temperatura média mensal do ar (°C) e de precipitação mensal (mm) registados na Herdade da Revilheira, entre janeiro e maio 2007 (entre parêntesis, os valores Normais correspondentes, relativos ao período 1961-1990).

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai
Temperatura do ar (°C)	7,7 (8,7)	10,8 (10,0)	11,4 (12,6)	12,5 (14,2)	17,0 (17,3)
Precipitação (mm)	36,8 (77,6)	95,6 (76,7)	11,6 (83,3)	49,7 (44,9)	38,9 (33,5)

As temperaturas do solo e do ar foram medidas em 4 perfis com termopares de cobre-constantan ligados a um acumulador automático de dados (*data Taker* 600). À sementeira, um perfil foi sujeito a uma mobilização superficial mínima (modalidade A), outro foi coberto por restolho da colheita anterior (modalidade B) e os restantes foram cobertos por palha em duas quantidades diferentes (modalidade C – 2500 kg ha⁻¹ e modalidade D - 5000 kg ha⁻¹). Em cada modalidade, os termopares foram colocados no topo da cultura e à superfície do perfil (i.e., sob a cobertura morta nas modalidades B, C e D). As temperaturas médias horárias foram registadas para as localizações referidas. Os efeitos no perfil térmico da camada de ar acima do solo foram avaliados por temperaturas médias e mínimas diárias.

O teor de água no solo foi medido sete vezes (15 e 30 de janeiro, 14 de fevereiro, 1, 15 e 28 de março e 13 de abril) pelo método gravimétrico até 20 cm de profundidade, em cada uma das quatro parcelas. A altura da cultura foi também medida quatro vezes (1 e 15 de março, 13 de abril e 5 de maio) em 5 plantas seleccionadas aleatoriamente em cada uma das modalidades ou parcelas.

As diferenças estatísticas entre médias foram testadas para um nível de significância de 5% (*P<0,05) com testes t-Student, usando o método das diferenças significativas (Walpole & Myers, 2006).

3. Resultados e discussão

Humidade do solo

A Tabela 2 apresenta os teores de humidade do solo medidos nas sete datas referidas, em cada uma das quatro parcelas em estudo. O teor de água no solo foi cerca de 50% da capacidade utilizável (*c.u.*) nas 2^o, 4^a e 7^a datas, próximo da capacidade de campo (*c.c.*) em meados de fevereiro, cerca de 20-30% da *c.u.* em meados de março e próximo do coeficiente de emurchecimento (*c.e.*) nas 1^a e 6^a datas. Considerando a precipitação caída durante o período experimental (CGE, 2009), é razoável admitir-se que o teor de água no solo tenha aumentado até meados de fevereiro, diminuído até ao fim de março para voltar a aumentar até meados de abril. Após 13 de abril (7^a data), apenas a chuvada de 2 de maio (29,3 mm) terá invertido o sentido do movimento de água do solo, desde então predominantemente ascendente (perfil em fase de secagem).

Em cada data, as parcelas onde a palha foi aplicada (modalidades C e D) apresentaram teores de água no solo geralmente mais elevados que as outras duas parcelas (modalidades A e B). As diferenças observadas entre os valores relativos às modalidades C e D e os medidos em solo coberto por restolho ou em solo mobilizado variaram entre 0,02 e 0,03 cm³ cm⁻³, e foram, em qualquer caso, estatisticamente significativas (*P<0,05). Por outro lado, nem a quantidade de palha aplicada parece afectar significativamente o teor de água no solo, nem o restolho aplicado parece ter qualquer efeito no teor de água no solo quando comparado com o encontrado no solo mobilizado. Estes resultados evidenciam a utilidade da palha na conservação da água no solo referida por diversos autores como Nath & Sarma (1992) ou Ramakrishna et al. (2006).

Tabela 2. Teor de água no solo ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) medido 7 vezes (15 de janeiro, 30 de janeiro, 14 de fevereiro, 1 de março, 15 de março, 28 de março e 13 de abril) em quatro parcelas (modalidades A – solo mobilizado, B - restolho, C – palha (2500 kg ha^{-1}) e D – palha (5000 kg ha^{-1}))

	Modalidade A	Modalidade B	Modalidade C	Modalidade D
15 janeiro	0,20±0,039	0,21±0,042	0,23±0,040	0,23±0,038
30 janeiro	0,30±0,012	0,32±0,012	0,35±0,017	0,36±0,028
14 fevereiro	0,40±0,033	0,41±0,039	0,44±0,051	0,44±0,041
1 março	0,33±0,012	0,32±0,035	0,37±0,051	0,34±0,053
15 março	0,27±0,025	0,25±0,025	0,28±0,031	0,29±0,004
28 março	0,20±0,045	0,21±0,053	0,24±0,049	0,22±0,039
13 abril	0,30±0,012	0,27±0,012	0,32±0,012	0,30±0,018

Altura da cultura

A Tabela 3 mostra a altura da cultura (em cm) medida nas 4 datas referidas na secção anterior. A altura média da cultura foi sempre encontrada na parcela onde a maior densidade de palha foi aplicada (mod 4), enquanto que a menor altura média foi observada na modalidade A em 1 de março, na mod B em 4 de maio e nas modalidades A e C, em 15 de março e 13 de abril. As diferenças entre os valores maiores e menores variam entre 14 cm em 1 março e 9-10 cm nas restantes datas.

Tabela 3. Altura média da cultura (trigo), em cm, medida em cada uma das 4 parcelas (modalidades A – solo mobilizado, B - restolho, C – palha (2500 kg ha^{-1}) e D – palha (5000 kg ha^{-1})) nas diferentes datas (1 de março, 15 de março, 13 de abril, 4 de maio).

	Modalidade A	Modalidade B	Modalidade C	Modalidade D
1 março	36±2,0	45±2,5	41±0,7	50±1,6
15 março	51±2,5	55±3,2	50±1,6	59±2,20
13 abril	68±3,7	73±2,7	68±3,2	78±2,90
4 maio	80±3,8	75±2,5	80±3,5	85±3,2

Temperatura do ar e temperatura do solo

As temperaturas diárias do ar no topo da cultura e à superfície do solo (médias, máximas e mínimas) seguiram, em qualquer das modalidades, o curso normal da radiação líquida disponível à superfície em zonas do hemisfério norte com clima mesotérmico (Figuras 1 e 2).

A média das temperaturas diárias registadas no topo da cultura relativas às quatro modalidades foi geralmente superior (em $0,52 \pm 0,533^\circ\text{C}$ para todo o período experimental) às temperaturas médias diárias registadas no abrigo meteorológico (Figura 1). As diferenças aumentaram ao longo do período experimental, tendo sido frequentemente superiores a 1°C , sobretudo a partir de meados de março, período em que a humidade do solo foi sempre inferior a 50% da *c.u.*.

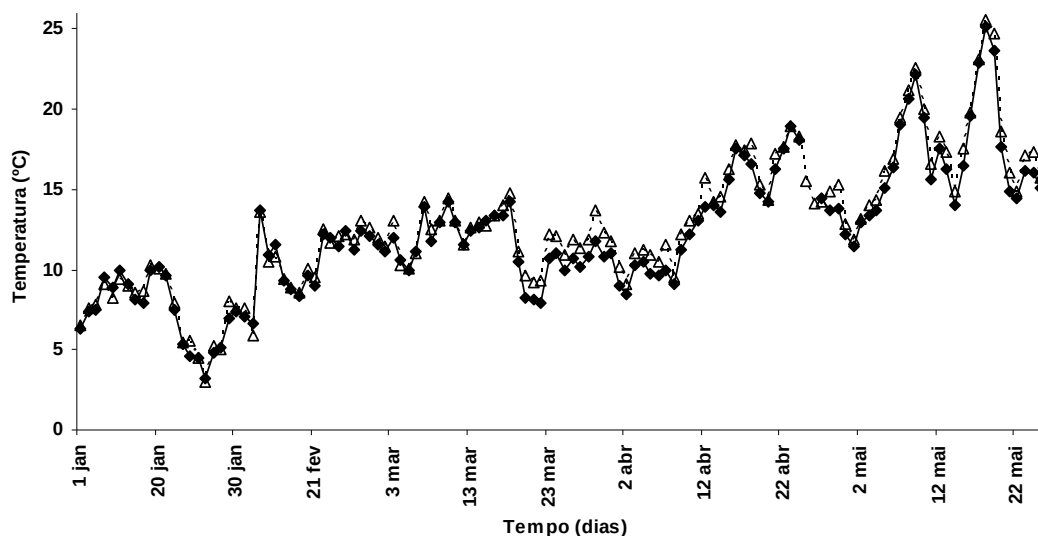


Figura 1. Temperaturas médias diárias do ar no abrigo meteorológico (—♦—) e média das temperaturas medidas no topo no topo da cultura, nas quatro modalidades (---Δ---)

A Figura 2 mostra as temperaturas médias diárias do ar no topo da cultura, nas quatro modalidades/parcelas. Entre janeiro e abril, as temperaturas do ar registadas sobre solo mobilizado (mod A) foram superiores às registadas sobre as restantes parcelas (Figura 2): em janeiro, as diferenças ultrapassaram, não raras vezes, 2°C, e foram, numa base decenal, estatisticamente significativas (* $P < 0,05$), enquanto que entre fevereiro e abril as diferenças atenuaram-se visivelmente, não ultrapassando, na maior parte dos dias, 0,5°C. Entre meados de abril e fins de maio, não há diferenças significativas entre as temperaturas médias diárias registadas para as diferentes modalidades, raramente atingindo 1°C.

Em janeiro, as temperaturas do ar no topo da cultura nas modalidades B, C e D aproximaram-se mais das temperaturas do ar registadas no abrigo que das temperaturas registadas na mod A, significando que o arrefecimento em altura é mais rápido (gradiente térmico médio maior) quando o solo é coberto por *mulches* porosos. Por outro lado, o tipo de tratamento superficial parece não ter influência significativa na temperatura ao nível do topo da cultura, sobretudo entre fevereiro e maio. Assim, em igualdade de outros factores (por ex., temperatura do solo) a taxa de desenvolvimento das culturas dependerá mais da intervenção à superfície do solo nas primeiras fases do ciclo vegetativo (estabelecimento) que nas últimas (por ex., a floração).

Em janeiro, as temperaturas médias diárias registadas no topo da cultura foram superiores (mod A) ou semelhantes às registadas à superfície do solo mineral (mod B, C e D), enquanto que entre fevereiro e maio aquelas foram inferiores a estas em qualquer das modalidades. As diferenças foram aumentando neste último período, atingindo, não raras vezes, valores superiores a 3°C nas quatro parcelas. Durante todo o período experimental a variabilidade das temperaturas médias diárias registadas à superfície do solo para as diferentes modalidades é maior que a registada no topo da cultura entre as mesmas modalidades. Enquanto que à superfície as diferenças ultrapassaram frequentemente 1°C ($1,40 \pm 0,74^\circ\text{C}$), no topo da cultura raramente ultrapassam 1°C ($0,77 \pm 0,57^\circ\text{C}$). Até meados de março não foi visível qualquer influência do tipo de tratamento superficial do solo; a partir desta altura, as temperaturas médias diárias verificadas nas modalidades A e B foram, de uma forma geral, superiores às registadas nas parcelas cobertas com palha. Sempre que a humidade foi baixa, a temperatura na modalidade A destacou-se das restantes três.

Os resultados obtidos parecem mostrar que, com o deslocamento vertical da superfície activa decorrente do crescimento da cultura, o tipo de cobertura tem uma crescente influência na temperatura superficial do solo mas decrescente na temperatura no topo da cultura.

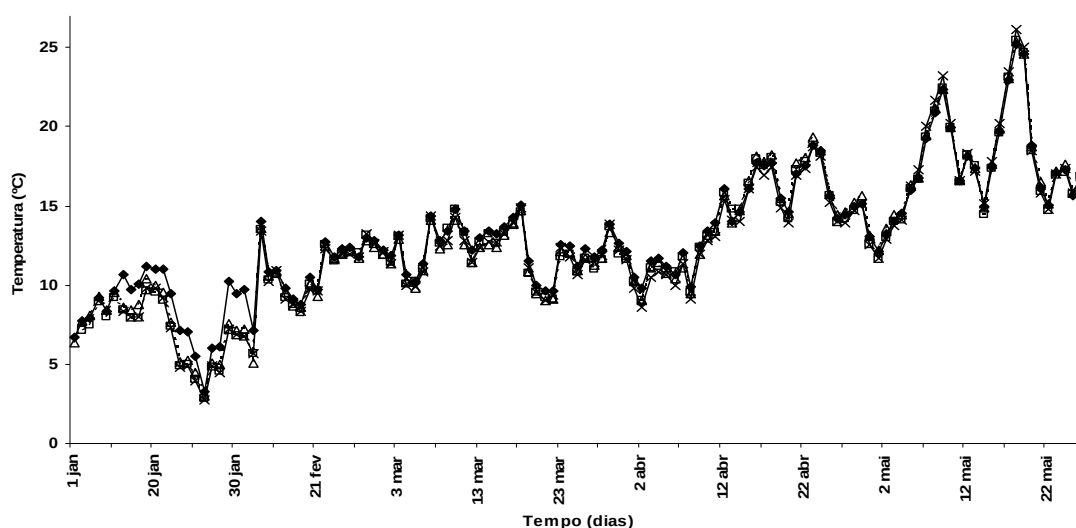


Figura 2. Temperaturas médias diárias do ar no topo da cultura, nas quatro modalidades: mod A (—♦—), mod B (---□---), mod C (---△---) e mod D (---x---), entre 6 de janeiro e 26 de maio.

A temperatura mínima diária do ar no abrigo meteorológico foi superior em cerca de 1°C ($1,01 \pm 0,65^\circ\text{C}$) à média das registadas no topo da cultura, pois a superfície activa ou radiativa encontra-se bem mais próximo deste último nível que do primeiro (Oke, 1987). As diferenças atingiram, não raras vezes, mais de 2°C e anularam-se em dias em que houve precipitação e/ou um pronunciado aumento da humidade relativa do ar (CGE, 2009). Por outro lado, a cobertura da superfície do solo com palha ou restolho reduziu, de uma forma geral, as temperaturas mínimas diárias no topo da cultura (Figura 3). Com efeito,

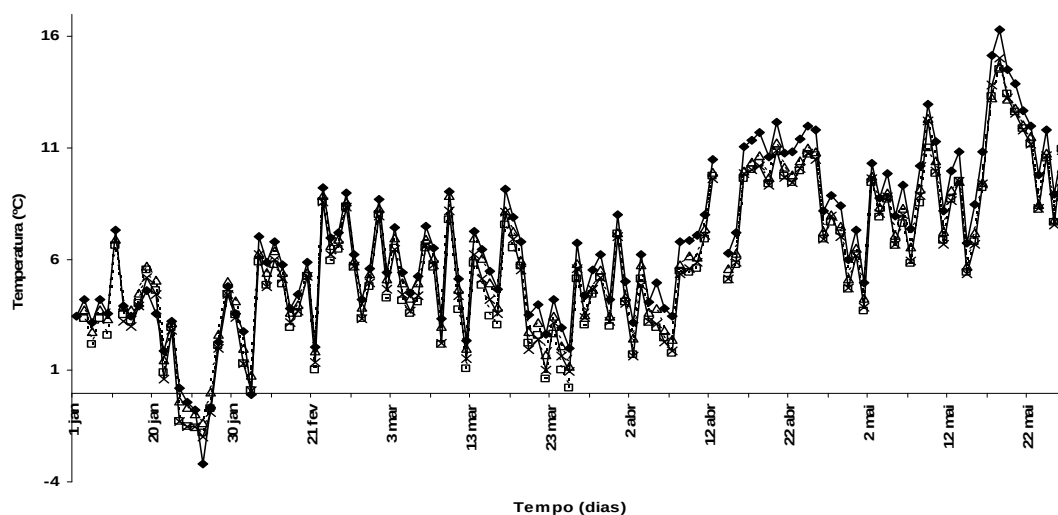


Figura 3. Temperaturas mínimas diárias do ar no topo da cultura, nas quatro modalidades: mod A (—♦—), mod B (---□---), mod C (---△---) e mod D (---x---), entre 6 de janeiro e 26 de maio.

as temperaturas no topo da cultura sobre o solo mobilizado foram superiores, em média, em cerca de 1,2°C às registadas nas restantes modalidades. Entre as modalidades B, C e D, as mínimas diárias foram, em média, menores sobre a parcela coberta por restolho (mod B) que sobre as parcelas cobertas por palha (mod C e mod D) e, entre estas últimas, foram

menores na parcela coberta por palha mais densa (mod D). Entre a modalidade B e as C e D as diferenças foram, em média, cerca de $0,3^{\circ}\text{C}$ ($0,3\pm 0,50^{\circ}\text{C}$), apenas ultrapassando $0,5^{\circ}\text{C}$ entre 11 e 25 de março, período durante o qual não houve precipitação e a humidade relativa do ar raramente ultrapassou os 70%. Entre as mod C e D as diferenças foram, em média, cerca de $0,4^{\circ}\text{C}$ ($0,4\pm 0,95^{\circ}\text{C}$), não ultrapassando, em caso algum, 1°C . Assim, os riscos associados à ocorrência de geada são maiores quando o restolho é utilizado como *mulch* do que quando a palha é usada com o mesmo fim ou o solo é apenas mobilizado superficialmente. Todavia, a aplicação de maior quantidade de palha também parece aumentar, ainda que ligeiramente, os riscos decorrentes da geada.

As temperaturas mínimas diárias à superfície do solo foram superiores às mínimas registadas no topo da cultura nas quatro parcelas estudadas (Figura 4). As diferenças foram visivelmente maiores nos perfis relativos à modalidade C e D que nos relativos às modalidades A e B. Nestas, as médias das diferenças para todo o período experimental foram, respectivamente, iguais a $1,7\pm 0,94^{\circ}\text{C}$ e a $1,7\pm 0,90^{\circ}\text{C}$, enquanto que nas primeiras, foram respectivamente iguais a $3,8\pm 1,22^{\circ}\text{C}$ e $3,1\pm 1,07^{\circ}\text{C}$. Em cada parcela, as diferenças entre as temperaturas médias diárias à superfície do solo mineral e no topo da cultura acentuaram-se ao longo do período experimental, atenuando-se apenas nos períodos de precipitação relevante.

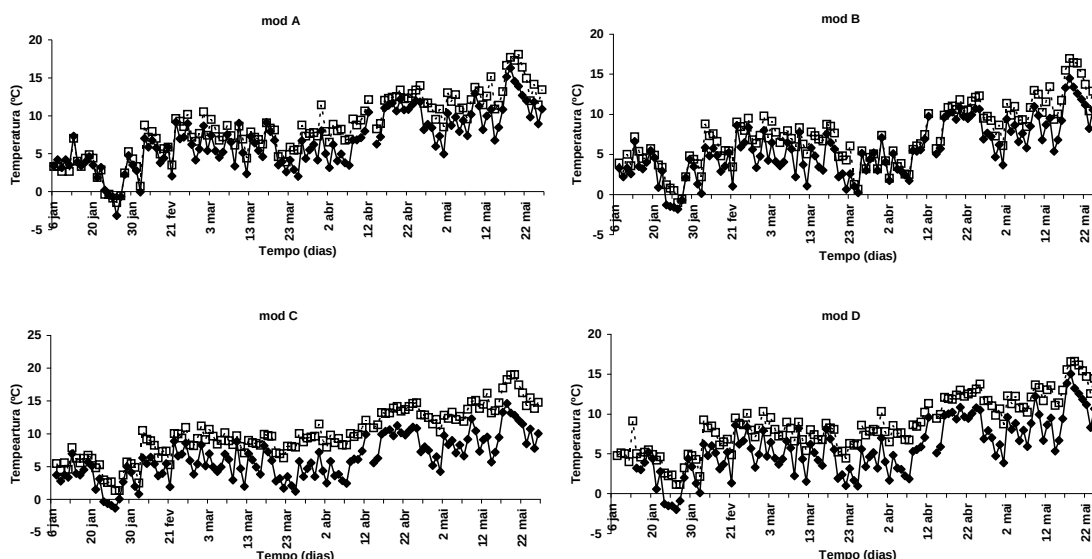


Figura 4 Temperaturas mínimas diárias à superfície do solo mineral (---□---) e no topo da cultura (—◆—) nas quatro modalidades/parcelas, entre 6 de janeiro e 26 de maio

Assim, a incorporação de palha parece ser mais eficaz na protecção do solo em relação às geadas, o que favorece as culturas na sua fase mais precoce (estabelecimento), que na protecção às culturas nos estádios de desenvolvimento posteriores (por exemplo, na floração), potenciando de algum modo os riscos associados à sua ocorrência. Pelo contrário, a mobilização simples do solo poderá ser o tratamento que melhor protege as culturas do efeito das geadas, embora o crescimento vegetal tenha sido menos favorecido que o verificado nas parcelas onde a palha foi aplicada (Tabela 3).

4. Conclusões

Na fase mais precoce do ciclo vegetativo, as temperaturas médias diárias do ar no topo de uma cultura de trigo foram maiores em solo mobilizado que em solo coberto por palha ou por restolho. Com o crescimento da cultura e consequente afastamento da superfície activa em relação à superfície do solo, o tipo de tratamento tem uma influência crescente nas

temperaturas médias diárias registadas à superfície do solo mas decrescente nas registadas no topo da cultura.

As temperaturas mínimas diárias são significativamente afectadas pelo tratamento superficial do solo. A mobilização simples da superfície do solo protege mais as culturas dos efeitos das geadas que a aplicação de palha ou restolho, sendo esta última cobertura a que menos protege a cultura de tais efeitos. A aplicação de maior quantidade de palha favorece o crescimento vegetal mas aumenta o risco associado à ocorrência de geadas.

Agradecimentos

Os autores agradecem o suporte financeiro pela European Union (FEDER) através da Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT): projecto POCTI/AGG/46545/2002.

Referências Bibliográficas

- Abreu, J.M., 1985. As geadas (conceitos, génese, danos e métodos de protecção). Instituto Superior de Agronomia, Lisboa
- Ahrens, C. D., 2003. Meteorology Today. Thomson, Pacific Grove.
- Andrade, J.; Alexandre, C; Basch, G., 2010. Effects of soil tillage and mulching on thermal performance of a Luvisol topsoil layer. *Folia Oecologica*, 37(1): 1-7
- Bussière, F.; Cellier, P., 1994. Modification of soil temperature and water content regimes by a crop residue mulch: experiment and modelling. *Agricultural and Forest Meteorology*, 68:1-28
- CGE, 2009. Centro Geofísico de Évora, Observações e dados, Dados da estação de Reguengos. Acesso em dezembro 2009 em <http://www.cge.uevora.pt/cge/observacoes-e-dados.html>
- Chakraborty, D.;Nargarajan, S.; Aggarwal, P.; Gupta, V.K.; Tomar, R.K.; Garg, R.N.; Sahoo, R.N.; Sarkar, A.; Chopra, U.K.; Sundara Sarma, K.S.; Kalra, N., 2008. Effect of mulching on soil and plant water status, and the growth and yield of wheat (*Triticum aestivum* L.) in a semi-arid environment. *Agricultural Water Management*, 95: 1323-1334
- Chen, S.Y.; Zhang, X.Y.; Pei, D.; Sun, H.Y.; Chen, S.L., 2007. Effects of straw mulching on soil temperature, evaporation and yield of winter wheat: field experiments on the North China Plain. *Annals of Applied Biology*, 150 (3): 261-268
- Monteith, J.L.; Unsworth, M. H., 2007. Principles of Environmental Physics, 3rd edition. Academic Press. New York.
- Nath, J.C.; Sarma, R., 1992. Effect of organic mulches on growth and yield of Assam lemon (*Citrus limon* Burm.). *Horticulturae Research*, 5: 19-23
- Oke, T.R., 1987. Boundary layer climates. 2nd edition, Routledge, London and New York.
- Ramakrishna, A.; Hoang, M.T.; Wani, S.P.; Tranh, D. L., 2006. Effect of mulch on soil temperature, moisture, weed infestation and yield of groundnut in northern Vietman. *Field Crops Research*, 95 (2-3): 115-125
- van Wijk W.R.; de Vries, D.A., 1963. Periodic temperature variations in homogeneous soil. In: van Wijk, W.R. (Ed), *Physics of the Plant Environment*. North-Holland, Amsterdam
- Walpole, R.E.; Myers R.H.; Myers, S.L., 2006. Probability and Statistics for Engineers and Scientists, 8th edition. New Jersey: Prentice Hall.
- WRBSR, 2006. World Soil Resources Report, 103. FAO-ISRIC-ISS, Rome.

Respostas fisiológicas e bioquímicas da videira num contexto de variável disponibilidade hídrica

Igor N. Gonçalves^a, José Moutinho-Pereira^{b,c}, Carlos M. Correia^{b,c}, Aureliano C. Malheiro^{a,b}

^aDepartamento de Agronomia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 5001-801 Vila Real, Portugal, Email: igor_goncalves11@hotmail.com

^bCentre for Research and Technology of Agro-Environment and Biological Sciences (CITAB)

^cDepartamento de Biologia e Ambiente, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 5001-801 Vila Real, Portugal.

Resumo

A Região Demarcada do Douro (RDD) é caracterizada por um clima quente e seco no Verão, induzindo stress térmico e hídrico, que influenciam o crescimento e desenvolvimento da videira. Estas condições adquirem uma relevância crescente, pois registos históricos recentes revelam sinais de alteração significativa do clima e os actuais cenários climáticos apontam para um aumento da temperatura do ar e uma diminuição da precipitação nas regiões do sul da Europa, em todas as estações do ano, reflectida tanto, nos inferiores totais anuais de precipitação, como em períodos secos mais longos. Quando a disponibilidade de água no solo é reduzida, processos fisiológicos como a fotossíntese podem ser limitados ou mesmo cessarem e muitas folhas tornarem-se prematuramente senescentes. Assim, existe a necessidade em melhorar a eficiência do uso da água, com base em indicadores fisiológicos e bioquímicos, permitindo a caracterização do estado hídrico das culturas. Neste estudo procedeu-se à caracterização fisiológica e bioquímica da *Vitis vinifera* ('Moscatel Galego'), tendo como principal objectivo uma melhor compreensão das respostas da videira à diferente disponibilidade hídrica durante o seu ciclo vegetativo. O ensaio foi realizado durante o ano de 2009, na RDD, englobando dois tratamentos: 1) 'Sequeiro' e 2) Regado. A caracterização fisiológica e bioquímica das videiras foi realizada por determinação das trocas gasosas e da composição bioquímica das folhas (pigmentos fotossintéticos, açúcares solúveis e amido). Os resultados obtidos mostraram que a maior disponibilidade de água melhorou o estado hídrico das plantas e a sua expansão foliar, permitindo apresentar valores mais altos de taxa fotossintética, condutância estomática e transpiração. Em termos bioquímicos verificou-se um aumento na quantidade de clorofila total e teor de amido nas plantas regadas.

Abstract

The Demarcated Region of Douro (DRD) is characterized by a hot and dry summer, which induces heat and water stress that influence the growth and development of grapevines. These conditions acquire a growing relevance, as recent historical data pointed out for signs of climatic change and climate scenarios project a significant air temperature increase, while precipitation is expected to diminish in southern Europe, reflected both in lower annual totals as in longer dry periods. When soil water availability is reduced some physiological processes, as photosynthesis, can be limited or even ceased and many leaves may become prematurely senescent. Therefore, there is a need to improve the crop water use efficiency, based on physiological and biochemical indicators that provide additional information about plant water status. In the present study, a physiological and biochemical characterization of *Vitis vinifera* ('Moscatel Galego', syn. 'Muscat à Petits Grains') is performed, with the main aim of understanding the grapevine responses to different water availability during the vegetative cycle. The experimental design was conducted during 2009 in DRD and included two water treatments: 1) 'Rain-fed' and 2) 'Irrigated'. The physiological and biochemical characterization of grapevines was assessed using gas exchange and biochemical leaf composition (photosynthetic pigments, soluble sugars and starch) determinations. The

results showed that a water availability enhancement improved plant water status and leaf expansion, with significant higher values of photosynthesis, stomatal conductance and transpiration. Biochemically, there was an increase in the amount of total chlorophyll and starch content in the irrigated plants compared with rain-fed ones.

1. Introdução

O nordeste de Portugal, e em particular a Região Demarcada do Douro (RDD), é caracterizado por um clima quente e seco no Verão, induzindo stress hídrico e térmico, que influenciam o crescimento e desenvolvimento das espécies vegetais. Estas condições adquirem uma crescente relevância, pois dados históricos recentes apontam para uma diminuição da precipitação no sul da Europa, em todas as estações do ano, reflectida tanto nos inferiores totais anuais de precipitação, como em períodos secos mais longos. Reforçando esta realidade, os modelos de alterações climáticas projectam condições de maior secura e aumento de temperatura num futuro próximo (Ragab e Prudhomme, 2002).

Quando o teor de água no solo vai diminuindo, as plantas têm cada vez menor capacidade para restabelecer o equilíbrio hídrico. Nestas circunstâncias, para além da paragem na fotossíntese, também o crescimento pode cessar (Kliewer *et al.*, 1983; Nagarajah, 1989), uma vez que a actividade fotossintética constitui o processo básico responsável pela acumulação de matéria seca (cerca de 95%). Em situações de secura extrema, muitas folhas, essencialmente as basais, tornam-se prematuramente senescentes (Oliveira, 1996). A redução da fotossíntese sob stress hídrico pode ser devida, quer a uma diminuição da condutância dos estomas, quer do mesófilo (Loreto *et al.*, 2003). Sabe-se igualmente que a escassez de água pode ter influência na degradação dos cloroplastos, provocando uma diminuição no conteúdo de clorofila e, em consequência, um decréscimo da eficiência fotossintética, uma vez que estão intimamente relacionadas (Conceição *et al.*, 1985). Assim, existe uma necessidade constante em melhorar a eficiência do uso da água, seja através da precipitação ou da rega, baseado em indicadores fisiológicos que forneçam informações sobre o estado hídrico das culturas (Naor e Cohen, 2003).

Na RDD, a vinha é a cultura dominante, constituindo uma importante fonte de rendimentos para os agricultores locais. A produtividade e qualidade da uva são fortemente influenciadas pelo comportamento fisiológico das videiras, o qual, por sua vez, depende fortemente do clima local (Malheiro, 2005). Deste modo, o objectivo principal deste estudo consiste em compreender as respostas da videira e avaliar os seus efeitos ao nível fisiológico e bioquímico, em condições de campo e sob diferente disponibilidade hídrica, numa perspectiva de resposta a um cenário de alterações globais.

2. Material e Métodos

O estudo foi realizado na RDD (41°15' N, 7°28' W, 600 m) durante o ano de 2009. O clima é do tipo Mediterrânico, caracterizado por uma distribuição bastante irregular da precipitação ao longo do ano, sendo mais acentuada nos meses de Inverno e mínima no Verão. Nesta região, a precipitação anual varia entre os 600 e os 700 mm. As médias anuais das temperaturas mínima e máxima são 7,7°C e 19,4°C, respectivamente (SMN, 1965). O solo, afectado pela actividade humana, é essencialmente de origem xistosa e textura franca. O delineamento experimental inclui 2 tratamentos, cada um com parcelas individuais de 6 linhas consecutivas de *Vitis vinifera* ('Moscatel Galego') por repetição. O tratamento "Sequeiro" (a água disponível para a planta provém somente da precipitação) representa o tratamento controlo, sendo a prática cultural comum na região. No tratamento "Regado", a rega foi aplicada diariamente através de um sistema gota-a-gota, desde Agosto até ao início de Setembro, num total de 190 mm. Para o registo das variáveis meteorológicas foi colocada uma estação meteorológica automática (Campbell Scientific, EUA) na proximidade da parcela experimental. O potencial hídrico foliar foi medido antes do amanhecer, em dias

seleccionados, de Junho a Setembro, com uma câmara de pressão do tipo Scholander (Scholander, 1965). A medição da taxa fotossintética instantânea foi efectuada a partir da assimilação de CO_2 , em folhas bem desenvolvidas do terço superior da planta, em dia de céu completamente limpo (15 de Setembro), utilizando-se para tal um analisador de gás por infravermelhos (IRGA – *Lcpro*⁺, Hoddlesdon, Inglaterra), em modo diferencial e circuito aberto. Para além de avaliar a taxa fotossintética aparente (A), o IRGA permite obter, em simultâneo, a taxa de transpiração (E), a condutância estomática para o vapor de água (g_s) e a concentração intercelular de CO_2 (C_i). Os cálculos de A, E, g_s e C_i foram efectuados de acordo com von Caemmerer e Farquhar (1981). Adoptaram-se as unidades propostas por Cowan (1977) e as taxas foram expressas por unidade de área foliar projectada (a área de apenas uma das superfícies foliares). Estas medições foram efectuadas ao início da tarde, sendo utilizada 1 folha de 6 plantas por tratamento. A quantificação das clorofilas (Cl total ($a+b$), Cl a/b) foi feita por espectrofotometria a partir de 5 extractos de discos foliares por tratamento, obtidos com acetona a 80% (v/v), de acordo com Arnon (1949) e Sesták *et al.* (1971). Fizeram-se leituras das absorvâncias dos extractos para os comprimentos de onda de máxima absorção das clorofilas *a* e *b* em acetona a 80% ($\lambda = 663$ e $\lambda = 645$ nm, respectivamente), sendo aplicadas as fórmulas de Mackinney (1941). No mesmo extracto acetónico utilizado para a quantificação das clorofilas doseou-se o teor em carotenóides totais e fizeram-se leituras das absorvâncias dos extractos para os comprimentos de onda de máxima absorção dos carotenóides ($\lambda = 470$ nm), conforme a metodologia de Lichtenthaler (1987). A determinação dos metabolitos foi efectuada a partir de extractos de tecido foliar fresco (discos foliares), pertencentes à folha usada para as determinações das trocas gasosas, retirados ao nível do seu terço médio, sempre na mesma posição na folha. Os discos foliares foram obtidos depois das determinações das trocas gasosas. Após o corte, os discos foliares foram imediatamente congelados em azoto líquido e armazenados a -80°C até ao momento da quantificação. Após a extracção da fracção dos açúcares solúveis, aproveitou-se a fase sólida para a extracção do amido. Para isso, colocou-se a fase sólida em ácido perclórico a 30%, a 60°C , durante 1 hora, de acordo com os procedimentos de Osaki *et al.* (1991). A quantificação do amido fez-se pelo método de antrona, usando como padrão a glucose. A análise estatística dos dados foi efectuada no programa SuperANOVA (Abacus Concepts Inc., EUA). O efeito do stress hídrico foi testado mediante análise de variância (ANOVA), tendo sido previamente transformados os valores dos parâmetros expressos em percentagem, de forma a respeitar as condições de normalidade.

3. Resultados e Discussão

Na figura 1 apresenta-se a variação da evapotranspiração de referência (ET_o), precipitação e temperatura média ao longo do ano de 2009. A precipitação total acumulada foi de 890 mm, a ET_o atingiu valores na ordem dos 996 mm e as médias das temperaturas mínima e máxima foram respectivamente $6,2^\circ\text{C}$ e $19,1^\circ\text{C}$.

O potencial hídrico foliar de base, no tratamento ‘Sequeiro’, variou entre $-0,25$ e $-0,55$ MPa ao longo do Verão, indicador de que as plantas se encontravam no limiar de um stress hídrico severo, aquando das medições fisiológicas. No tratamento ‘Regado’, o respectivo potencial foliar manteve-se em valores próximos de $-0,25$ MPa, durante o período de rega. Os resultados mostram uma diminuição de cerca de 33% da taxa fotossintética aparente nas plantas sujeitas a menor disponibilidade hídrica, tratamento ‘Sequeiro’ (Quadro 1), sendo plausível admitir a existência de factores inibitórios ou prejudiciais, que provocaram um decréscimo da capacidade assimilatória. A assimilação líquida de CO_2 pode ser dificultada pelo fecho dos estomas, quer em resposta a um decréscimo do potencial hídrico das folhas, quer devido ao aumento do gradiente de pressão de vapor de água entre a folha e o ar. Este processo de controlo em resposta ao défice hídrico faz aumentar a eficiência do uso da água, porque o fecho dos estomas inibe mais intensamente a transpiração do que o decréscimo da concentração de CO_2 intercelular, factos que ajudam a explicar o decréscimo em 30% da taxa de transpiração das plantas em regime de ‘Sequeiro’, comparativamente

com o tratamento 'Regado' (Quadro 1). No quadro 1 é possível verificar ainda uma diminuição significativa da condutância estomática nas plantas em 'Sequeiro'. Alguns estudos, como o de Flexas *et al.* (2002), indicam que alterações induzidas pela secura em muitos parâmetros fotossintéticos, estão mais relacionadas com a condutância estomática, do que com o estado hídrico (ex.: potencial hídrico da folha). Na verdade, usando a condutância estomática como um parâmetro integrante, reflectindo o estado hídrico foliar, diferentes castas de videira seguem um padrão similar no decréscimo da taxa fotossintética como resposta a uma diminuição progressiva de água no solo.

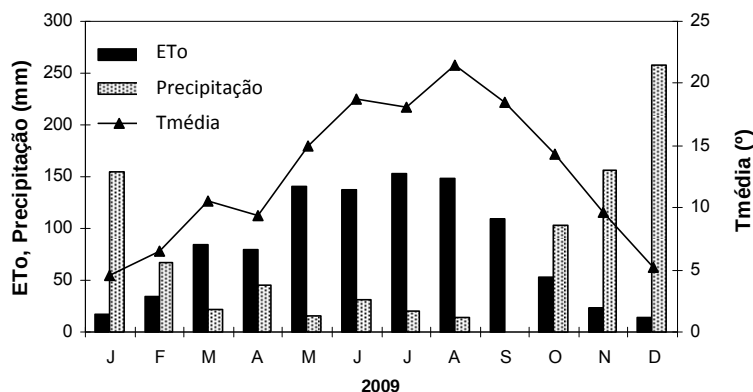


Figura 1: Valores de evapotranspiração de referência (ETo), precipitação e temperatura média (Tmédia), durante o ano de 2009, na RDD.

Quadro 1: Taxa fotossintética (A), condutância estomática (gs), eficiência intrínseca do uso da água (A/g_s) e taxa de transpiração (E), para os tratamentos 'Sequeiro' e 'Regado', em 15/09/2009.

	A ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	g _s ($\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	A/g _s ($\mu\text{mol mmol}^{-1}$)	E ($\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
Regado	11,26	238,08	48,69	4,03
Sequeiro	7,59	144,70	52,48	2,88
P	0,001	0,001	0,261	0,002

Neste estudo obtivemos, como se pode constatar no Quadro 2, uma diminuição significativa no teor de clorofila total e carotenóides nas plantas do tratamento 'Sequeiro'. Deste modo, admite-se que o teor de água nas folhas é afectado, ocorrendo uma inibição da síntese de clorofila e uma aceleração da desorganização das suas moléculas. São vários os estudos que apresentam resultados semelhantes, como Moran *et al.* (1994) e Younis *et al.* (2000), onde referem que este decréscimo está intimamente relacionado com a sensibilidade destes pigmentos ao aumento do stress, principalmente o stress salino e hídrico. A eficiência fotossintética está relacionada com a quantidade de clorofila e, conseqüentemente, com o crescimento da planta. O défice hídrico tem efeitos na degradação dos cloroplastos, provocando uma diminuição no conteúdo de clorofila (Conceição *et al.*, 1985).

Quadro 2: Teor médio em clorofila e razão Cl a/Cl b, teor médio em carotenóides e razão clorofila/carotenóides, para os tratamentos 'Sequeiro' e 'Regado', em 15/09/2009.

	Clorofila (mg dm^{-2})	Cl a/Cl b	Carotenóides (mg dm^{-2})	Clorofila/ Carotenóides
Regado	5,06	2,84	1,15	4,38
Sequeiro	3,24	2,99	0,78	4,15
P	0,0001	0,1905	0,0001	0,0612

Relativamente aos efeitos da disponibilidade hídrica na acumulação de açúcares solúveis (dados não mostrados) e de amido, verificaram-se alterações significativas ($P < 0,05$). No caso do teor em amido ocorreu uma redução de 26% nas plantas não regadas, sendo os valores para os tratamentos 'Sequeiro' e 'Regado' de 81mg dm^{-2} e 116mg dm^{-2} , respectivamente.

O amido é uma molécula que se acumula nos cloroplastos e é usada pelas plantas como reserva de carbono. Está estreitamente relacionada com a actividade fotossintética e a sua acumulação ocorre quando a taxa de assimilação de CO_2 excede a taxa de mobilização do açúcar para fora da célula fotossintética. Deste modo admitimos que existiram alterações nos mecanismos de translocação do açúcar, bem como subseqüentes reacções no ciclo de redução do carbono, que interferiram na taxa de assimilação do CO_2 . Os decréscimos observados nos açúcares solúveis totais e amido, principalmente o segundo, neste estudo, indicam que a resposta principal é mediada pela taxa fotossintética geral mais baixa, como aliás podemos verificar no Quadro 1. Também foi observado um menor crescimento vegetativo e reprodutivo (dados não mostrados) nas plantas com reduzida disponibilidade hídrica, o que nos remete novamente para as alterações nos processos fisiológicos, como a diminuição do potencial hídrico, o fecho dos estomas e conseqüente limitação das trocas gasosas (Quadro 1). Em conjunto estes factores provocam uma alteração nos processos metabólicos da planta, provocando uma redução geral da produtividade expressa pela queda na taxa fotossintética.

4. Conclusões

Dos resultados obtidos podemos concluir que as videiras sujeitas a uma reduzida disponibilidade de água apresentaram, neste estudo, dificuldades em repor o equilíbrio hídrico, como demonstram a menor taxa fotossintética e condutância estomática. A taxa de transpiração também foi significativamente mais baixa quando comparada com as videiras do tratamento 'Regado', demonstrando o esforço que as plantas investem na diminuição das perdas de água através da regulação estomática. São resultados que vão ao encontro de outros estudos citados na bibliografia. A diminuta quantidade de pigmentos, clorofila total e carotenóides, é uma resposta comum ao défice hídrico, provocada pela degradação dos cloroplastos. A significativa diminuição da fotossíntese, referida acima, evidencia também este facto. Face às conclusões já apresentadas, como o amido é uma molécula que se acumula nos cloroplastos e está em completa correlação com a actividade fotossintética, as plantas em regime 'Sequeiro' apresentaram menores valores desta molécula comparativamente às plantas regadas. Em suma, face ao conhecimento actual das respostas fisiológicas e bioquímicas da *Vitis vinifera* à variável disponibilidade hídrica, é imperativo a implementação de práticas que maximizem a eficiência do uso da água disponível, de modo a manter a produtividade e qualidade da vinha em níveis economicamente sustentados.

Agradecimentos

Este estudo foi realizado no âmbito do projecto PTDC/AGR-AAM/69848/2006 "*Estratégias de rega deficitária em vinha – indicadores de carência hídrica e qualidade*" financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT). Agradecemos também à Real Companhia Velha pela colaboração e disponibilização da parcela experimental (Quinta do Casal da Granja).

Referências bibliográficas

Arnon, D.I., 1949. Copper enzymes in isolated chloroplasts. Polyphenoloxidase in *Beta vulgaris*. Plant Physiol. 24, 1–15.

- Conceição, H.E.O., Oliva, M.A., Lopes, N.F., Rocha Neto, O.G., 1985. Resistência à seca em seringueira. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 20, n. 9, 1041-1050.
- Flexas, J., Bota, J., Escalona, J.M., Sampol, B., Medrano, H., 2002. Effects of drought on photosynthesis in grapevines under field conditions: an evaluation of stomatal and mesophyll limitations. *Funct. Plant Biol.* 29, 461 – 471.
- Kliewer, W.M., Freeman, B.M., Hosson, C., 1983. Effect of irrigation, crop level and potassium fertilization on Carignane vines. I. Degree of water stress and effect on growth and yield. *Am. J. Plant Physiol.* 34, 186–196.
- Loreto, F., Centritto, M., Charztoulakis, K., 2003. Photosynthetic limitations in olive cultivars with different sensitivity to salt stress. *Plant Cell Environ.* 26, 595–601.
- Malheiro A. N. C., 2005. Microclimate, yield and water-use of vineyards in the Douro Region, Portugal. PhD. Dissertation, Cranfield University, UK.
- Moran, J.F., Becan, M., Iturbe-Ormaetey, I., Frechilla, S., Klucas, R.V., Aparicio-Tejo, P., 1994. Drought induces oxidative stresses in pea plants. *Planta*. 194, 346–352.
- Nagarajah, S., 1989. Physiological responses of grapevines to water stress. *Acta Horticulturae*. 240, 249-256.
- Naor, A., Cohen, S., 2003. Sensitivity and variability of maximum trunk shrinkage, midday stem water potential, and transpiration rate in response to withholding irrigation from field grown apple trees. *HortScience*. 38, 547 – 55.
- Oliveira, A.A., 1996. Influência da estrutura da vegetação, rega e despona na produtividade e qualidade em *Vitis vinifera* L. var. Touriga Nacional na Região Demarcada do Douro. Tese de Mestrado, UTAD, 150 pp..
- Ragab, R., Prudhomme, C., 2002. Climate change and water resources management in arid and semi-arid regions: prospective and challenges for the 21st century. *Biosyst. Eng.* 81, 3–34.
- Scholander, P.F., Bradstreet, E.D., Hemmingsen, E.A. e Hammel, H.T., 1965. Sap pressure in vascular plants: negative hydrostatic pressure can be measured in plants. *Science*. 148, 339-346.
- Sesták, Z., Castky, J., Jarvis, P. G., 1971. Plant photosynthetic production. Manual of methods. Dr. W. Junk Publ, Haia, 818 pp..
- SMN, 1965. O clima de Portugal. Fascículo XV: Região Demarcada do Douro. Lisboa, Portugal: Serviço Meteorológico Nacional.
- von Caemmerer, S., Farquhar, G.D., 1981. Some relationships between the biochemistry of photosynthesis and gas exchange of leaves. *Planta*. 153, 376-387.
- Younis, M.E., El-Shahaby, O.A., Abo-Hamed, S.A., Ibrahim, A.H., 2000. Effects of water stress on growth, pigments and 14 CO_2 assimilation in three sorghum cultivars. *Agron. Crop Sci.* 185 (2), 73–82.

Observação e Modelação do Clima em Terrenos Vitícolas num Contexto de Alterações Climáticas: Proposta de estudo para a Região Demarcada do Douro

Mónica A. Rodrigues^a, Ana Monteiro^{a,b,c}, Solange Leite^d, Hervé Quénol^e,

(a) Departamento de Geografia, Faculdade de Letras da Universidade do Porto; FLUP, Via Panorâmica, s/n, 4150-564, Porto, Portugal; Email: monica.a.rodrigues@hotmail.com; anamonteirosousa@gmail.com

(b) ISPUP - Instituto de Saúde Pública da Universidade do Porto, Rua das Taipas nº 135, 4050-600, Porto, Portugal; Email: anamonteirosousa@gmail.com

(c) CITTA - Centro de Investigação do Território, Transportes e Ambiente; FEUP, Rua Dr. Roberto Frias, s/n, 4200-465 Porto, Portugal; Email: anamonteirosousa@gmail.com

(d) Centro de Investigação e Tecnologias Agro-Ambientais e Biológicas; UTAD, Apartado 1013, 5001-801, Vila Real, Portugal; Email: solange@utad.pt

(e) Laboratório COSTEL, Universidade de Rennes 2, Place du Recteur Henri Le Moal, 35043 Rennes, França; Email: herve.quenol@uhb.fr

Resumo

Actualmente, a comunidade científica interessa-se pela mudança climática a nível global e interroga-se sobre os seus impactos futuros à escala planetária. No entanto, as consequências destas variações climáticas ainda são pouco exploradas em escalas mais finas. Ora, sabemos nós que certos fenómenos meteorológicos produzem-se sobre espaços relativamente restritos e podem originar riscos para as pessoas devido às suas actividades (inundações, nevoeiro, geada...). É, por exemplo, o caso da viticultura onde a qualidade do vinho, a escolha das videiras ou ainda a especificidade das terras-mãe que dependem de características locais como a topografia (inclinação, exposição,...), a proximidade de um rio ou de um mosaico de água que vão agir localmente sobre o clima. A escolha deste trabalho de investigação deveu-se à importância da vinha para Portugal a nível histórico, social, económico e agrícola. Além disso, é premente a necessidade de definir as variáveis climáticas que intervêm negativamente nos rendimentos da vinha para evitar danos demasiado elevados, o inadequado uso de tecnologias de protecção da vinha e ajudar os agricultores a realizar uma protecção mais eficaz contra os danos causados pelas intempéries. Com base nestas considerações, este estudo pretende especificamente aprofundar e esclarecer o comportamento de algumas variáveis climáticas susceptíveis de directa ou indirectamente influenciarem a produção vitícola e, paralelamente estudar as inter-relações existentes entre os elementos do clima e o comportamento das videiras. Com a implementação de um sistema de monitorização à escala microclimática num vinhedo que se localiza na sub-região Cima Corgo, entre o Peso da Régua e o Pinhão, pretende-se estudar o efeito das alterações do clima em terrenos vitícolas. As medições de temperatura decorrerão durante um ano, que corresponde ao período activo do ciclo vegetativo da videira e estados fenológicos de maior vulnerabilidade.

Abstract

Nowadays the scientific community has been interested in the climatic variability at global scale looking for its future impacts within the planetary system scale. However, the consequences of these climatic variations are still little explored in smaller scales. We know that some meteorological processes operate over slightly restricted areas and may bring some risks to people due to their activity (floods, fog and frost...). This is what happens, for example in viticulture where the quality of the wine, the selection of the grapevines or even the characteristics of the farming soil, also depending from local soil features like topography (soil inclination, exposition) proximity of a river or water body, will act locally on the weather.

The choice of this work is due to the importance of vineyards for Portugal concerning the historical, social, economical and agricultural level. Furthermore it is absolutely necessary to define the climatic variations which negatively interfere in the profits of the vineyard to avoid very high damages, the improper usage of technology protecting the vineyards and help the farmer to fulfill a more efficient protection against the harms caused by bad weather. Based on these considerations this study aims specifically on deepening and explaining the development of some climatic variations which are able of directly or indirectly, influence the grape grower production and at the same time study the inter connections between the weather elements and the vines behavior. With the implementation of a monitory system within the micro-climatic scale on a vineyard planted in the sub-region Cima Corgo, or located between Peso da Régua and Pinhão, we wish to study the effect of the climatic variations on grape grower areas. The temperature measurements will take place during one year, what corresponds to the active period of the vegetative cycle of the vine and to the phenological states of higher vulnerability.

1. Introdução

Este estudo enquadra-se no Projecto de Investigação TERVICLIM e tem por base, logo à partida, a Região Demarcada do Douro (RDD): a região vitícola mais antiga do mundo (desde 1756) e onde se produz o famoso Vinho do Porto (*Port Wine*), assim como vinhos de mesa também mundialmente reconhecidos. Esta região possui uma elevada riqueza de contextos topográficos e geomorfológicos e uma multiplicidade de mosaicos climáticos. Propiciam-se assim variações dos elementos e dos riscos climáticos e respectivas consequências, por vezes, na escala de alguns metros, tornando-as indetectáveis pelos sensores existentes nas estações meteorológicas regionais. Estas últimas, distanciadas frequentemente por dezenas de contextos e nuances existentes a nível microclimático. Cada área, independentemente da sua extensão, possui características climáticas particulares conferidas pela morfologia/topografia, ocupação, estrutura e composição do solo. Estas criam condições atmosféricas específicas. Sendo assim, optou-se pela implementação de um procedimento metodológico a nível microclimático. Dado o relativo desconhecimento das realidades a esta escala de análise, a escolha incidiu numa Quinta do Douro (Quinta de Nápoles, vinhos *Niepoort*). A produção vitícola, constitui uma actividade fortemente influenciada pelo clima. Os eventos meteorológicos extremos podem provocar perdas numa determinada colheita, enquanto que as alterações no clima a longo prazo, podem dar origem a modificações no potencial de maturação e no estilo de vinho que uma determinada região pode produzir (Jones, 2006). Como os restantes riscos naturais, os riscos climáticos apresentam características importantes que, apesar de algumas especificidades, podem ser agrupadas em: mecanismos físicos definidos em função da sua intensidade, duração e extensão espacial; período de retorno (Tobin *et al.*, 1997). Tendo por objectivo oferecer à planta cultivada as condições óptimas para lhe tirar o máximo rendimento quantitativo e qualitativo (Diehl, 1989), a actividade agrícola está à mercê dos caprichos do clima. Essa relação deve-se ao facto da vegetação ser extremamente dependente dos elementos climáticos para a realização dos processos vitais da transpiração, absorção, respiração e fotossíntese. Os elementos climáticos como a temperatura, a água (precipitação, humidade), o vento e a insolação, actuam directamente, determinando o ritmo de crescimento e de desenvolvimento de cada planta e, indirectamente, como agentes activos na formação e evolução dos solos e das suas propriedades (Fernandez Garcia, 1995). O clima é portanto um factor limitativo do crescimento e desenvolvimento das espécies vegetais. É neste contexto que surge o interesse do presente trabalho. Dentro das diversas espécies vegetais cultivadas, salienta-se, no caso de Portugal, a videira por razões económicas, históricas, sociais e culturais. A viticultura, como actividade económica directamente dependente do adequado crescimento e desenvolvimento das plantas cultivadas, está sujeita a elevados prejuízos com qualquer variação climática (principalmente alterações súbitas). Através de alterações introduzidas pelo Homem com o intuito de aumentar o crescimento,

desenvolvimento, rendimento e qualidade da produção, muitas espécies (como as híbridas) ficaram sujeitas a uma maior vulnerabilidade. Cita-se, a título de exemplo, a introdução de espécies vegetais em áreas onde tradicionalmente o seu cultivo era inadequado (muitas vezes, no seu limite vegetativo). Assiste-se assim ao aumento da possibilidade de ocorrência de danos à mínima variação dos elementos climáticos, o que vai de encontro à teoria de Smith (2002) segundo a qual o risco advém do facto de se estar a viver cada vez mais num limiar de pouca segurança. Com o objectivo de aniquilar ou reduzir a dependência, o Homem desenvolveu tecnologias apropriadas (sistemas de irrigação, entre outros). Contudo, nem todos os cultivos podem ser abrangidos por esses meios. A videira, enquanto ser vegetal, apresenta uma vulnerabilidade elevada e muito variável perante as condições climáticas ao longo do ciclo vegetativo e reprodutor. Sendo assim, as variações climáticas são extremamente importantes para a produtividade agrícola [cuja duração varia de alguns dias a meses]. As temperaturas e as precipitações extremas são o caminho pelo qual o clima afecta a quantidade e a qualidade de produção agrícola (Lakson, 1987). “Os estudos são assim indispensáveis para delimitar e definir com exactidão as condições propícias à ocorrência de danos, uma vez que o conhecimento tão completo quanto possível do clima (...) é fundamental para a melhoria das condições de produção” (Correia, 1998). Os trabalhos sobre as adaptações à mudança climática conduzem a simulações de extensão espacial da vinha ou à evolução do teor em açúcar da uva para diferentes regiões vitícolas do planeta (Tonietto, 2004 & Jones, 2005). Estes diferentes estudos abordam as consequências do “aquecimento global” a nível agronómico e a escalas globais ou mesmo à escala regional mas não a uma escala microclimática. Não existem estudos precisos que abordem as consequências futuras da alteração do clima sobre as potencialidades agroclimatológicas a escalas microclimáticas. No entanto, em certas zonas vitícolas (nomeadamente em terrenos acidentados), as variações dos parâmetros atmosféricos são muito importantes, sobre espaços relativamente restritos e a qualidade da uva ou do vinho está frequentemente relacionada com as características locais (inclinação, solo, etc...). São estas variações do meio à escala microclimática que determinam a especificidade de um vinhedo. A variabilidade espacial do clima à escala microclimática é abordada (especialmente por geógrafos-climatologistas) no âmbito de estudos sobre os riscos climáticos e sobre as potencialidades agroclimatológicas em viticultura e silvicultura. Os dados de redes meteorológicas e os métodos de discretização (interpolação) adaptados às escalas microclimáticas, permitem pôr em evidência as interações entre a atmosfera e a superfície terrestre e representar espacialmente os fenómenos atmosféricos. A colocação de sensores meteorológicos na Região Demarcada do Douro foi disposta em duas zonas vinícolas (que produzem vinho do Douro e vinho do Porto), separadas por 15 quilómetros e com características topográficas e agronómicas (tipo de videira, qualidade do vinho) diferentes, a fim de compreender a influência local das características da superfície (relevo, ocupação do solo) sobre os parâmetros atmosféricos, e mais largamente por em evidência as potencialidades agroclimáticas destes vinhedos (Carrega, 1994). Os métodos de discretização adaptados às escalas microclimáticas, apoiam-se sobre a hipótese que vários factores locais de diversas naturezas (inclinação, ocupação do solo,...) são susceptíveis de interferir na variabilidade espacial, reconhecendo a variável estudada entre os pontos de medida. O papel destas componentes explicativas é estabelecido a partir do estudo das suas relações com o fenómeno estudado. Os modelos de mesoscala são igualmente utilizados. Por exemplo, na região vitícola de Stellenbosch (Western Capa, África do Sul) a modelização atmosférica foi feita utilizando o modelo RAMS da qual resultaram simulações que permitiram estudar o desenvolvimento de circulações atmosféricas locais, nomeadamente a brisa de mar e avaliar a sua influência sobre a vinha (Planchon *et al.*, 2000). O objectivo deste projecto de investigação é reunir o conhecimento de diferentes especialistas: agrónomos, geógrafos-climatologistas e especialistas em modelação do clima a fim de se avaliar o efeito do impacto da mudança climática sobre a viticultura à escala microclimática. Preenchendo a falta de dados, este trabalho vai permitir refinar as simulações sobre possíveis impactos devidos às alterações climáticas esperadas e por

consequente, permitir aos responsáveis pela actividade vitivinícola em Portugal estudar e aplicar políticas de adaptação necessárias ao seu desenvolvimento.

2. Materiais e Métodos

À escala microclimática, as condições atmosféricas a nível da camada limite são tributárias das condições de superfície (Yoshino, 1975). A morfologia, a rugosidade e a natureza da superfície definidas pelo relevo, pelo coberto vegetal ou por diversas infra-estruturas humanas, alteram o comportamento das variáveis meteorológicas e caracterizam a longo prazo o microclima de um local. Isto explica, em parte, a importância da variabilidade espacial do clima em terrenos vitícolas (sobretudo em terrenos acidentados) e as variações da qualidade do vinho que se pode observar dentro mesmo de um vinhedo. Para estudar o clima à escala microclimática, é necessário estudar o meio na sua globalidade e definir a influência dos diferentes elementos da superfície susceptíveis de alterar o clima local. Perante esta complexidade e na óptica de avaliar, através das medidas *in situ* e da modelação climática, o impacto da mudança climática sobre os espaços vitícolas, o trabalho será realizado em quatro etapas sucessivas que têm recurso a métodos e instrumentos diferentes e complementares:

- utilização ou instalação de redes de medidas climáticas sobre os espaços estudados. Análise dos dados procedentes destas redes e as redes nacionais de maneira a combinar os dados regionais e locais. Os dados climáticos serão relacionados com as observações agrónomicas. Esta primeira fase de aquisição de dados climáticos durará 1 ano (nomeadamente para os vinhedos que não dispõem de uma rede local e que necessitarão da instalação de estações meteorológicas) a fim de registar séries de dados em adequação com o ciclo da vinha. As medições realizar-se-ão no ciclo vegetativo e reprodutor de 2010/2011. Visando este estudo colmatar igualmente as lacunas das estações meteorológicas regionais, a monitorização microclimática exigiu a instalação de pontos de medição o mais próximo possível para não negligenciar eventuais variações microclimáticas existentes. Serão colocados, consoante as características topográficas (morfologia, declive, exposição), agrónomicas e ocupação do solo, sensores de temperatura nas parcelas de forma estratégica. Esta preocupação deveu-se ao facto do ambiente geográfico, no qual os pontos de medição se encontram instalados, intervir nas variáveis climáticas. O relevo, a natureza e o estado do solo, a vegetação, a presença de obstáculos, as características das parcelas circunvizinhas são factores a considerar antes de colocar os sensores. Para procurar minimizar as influências da morfologia da parcela agrícola (como a orientação das filas de videiras), pretende instalar-se os sensores no centro destas. Como os valores das variáveis climáticas da camada junto ao solo são fortemente influenciados pelo comportamento térmico e hídrico do solo, vão colocar-se os abrigos meteorológicos a cerca de 1,0 m do chão para diminuir a interferência do factor solo, para garantir a maior veracidade dos dados obtidos.
- modelação estatística que permite analisar os dados das redes de observação obtidas pontualmente;
- modelação numérica que permite assim estudar os processos físicos à escala microclimática e efectuar simulações do impacto da mudança climática esperada à escala do terroir.
- utilização do SIG para combinar os resultados obtidos aquando das fases precedentes. Comparação dos resultados obtidos pelo modelo de mesoscala seleccionado para o trabalho de investigação com os dados agrónomicos, e simulação da adaptação à mudança climática sobre as parcelas experimentais (ex: evolução do tipo de videira).

Principais resultados

Visando este estudo uma articulação entre os conhecimentos de âmbito climático, geográfico e a viticultura, é-se de opinião que um dos ganhos mais gratificantes será o

contacto com técnicos e responsáveis pela prática vitícola. Para além disso espera-se alcançar os seguintes resultados:

- Contribuição para o estudo de alguns processos de interacção do sistema climático e suas consequências nas videiras, de modo que ajude nos processos de tomada de decisão, segundo uma perspectiva de adaptação e mitigação e de atitudes pró-activas.
- Obtenção de resultados que dêem um real contributo para o conhecimento mais exacto do comportamento das variáveis climáticas, suas eventuais consequências nas videiras na RDD e fornecer (assim se espera) as bases de eventuais futuros estudos a realizar noutros vinhedos.
- Avaliar de forma eficiente a influência de factores como a topografia, o declive, a exposição, a pedologia, etc. que podem acentuar ou atenuar as condições meteorológicas e dos valores térmicos, originando pronunciadas nuances microclimáticas na avaliação da área de estudo.
- Esboçar com relativa fiabilidade mapas de riscos associados aos extremos térmicos (temperaturas mínimas e máximas absolutas) para a área de estudo para os dois períodos em análise.
- Contribuição para o desenvolvimento de uma metodologia de estudo dos impactes dos vários elementos climáticos no crescimento e desenvolvimento das videiras e nos danos sofridos, nomeadamente, no que concerne as doenças e pragas que afectam mais frequentemente os vinhedos da RDD.

A abordagem da modelação atmosférica à escala regional aplicada à cultura da vinha, é inovador na Região Demarcada do Douro. As práticas de mitigação propostas têm o potencial para ser estendidas para outras regiões vitícolas de Portugal e do Mundo, uma vez a sua viabilidade técnica e económica tem vindo a ser aperfeiçoada e cientificamente demonstrada.

A selecção de vários cenários e a integração destas estimativas sobre os espaços estudados, permitir-nos-á então realizar simulações das repercussões possíveis da mudança climática a uma escala local, particularmente na RDD. Para além disso, este trabalho de investigação vai permitir compreender como o sector vitivinícola se deve reajustar, a curto e longo prazo, a fim de minimizar os impactos das mudanças climáticas.

Agradecimentos

Este estudo está a ser desenvolvido no âmbito do Projecto de Investigação: “Terroirs Viticoles et Changement Climatique – TERVICLIM”, que é financiado pelo Governo Francês. O nosso agradecimento à Quinta de Nápoles (vinhos *Niepoort*), especialmente à Engenheira Gabriela Santos por nos ter recebido e acolhido de modo a podermos desenvolver o nosso trabalho de investigação.

Referências bibliográficas

- Carrega P., 1994. Topoclimatologie et Habitat. Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée, Th. Et., pp.35-36.
- Correia, E.1998. Condições pluviométricas para a cultura do Milho na ilha de Santiago (Cabo Verde),. Ministério da Ciência e da Tecnologia, Lisboa.
- Diehl, Robert -*Agricultura Geral*, 2ªed., 1989. Clássica Editora, Lisboa.
- Fernandez Garcia, F., 1995. Manual de Climatologia Aplicada Clima, Meio Ambiente y Planificación, Madrid, Editorial Sintesis.
- Jones G., White M. Cooper O. and Storchmann K., 2005. Climate change and global wine quality. Climatic Change, 73:319-343.
- Lakson, A.N. 1987. The importance of climate and microclimate to yield and quality in horticultural crops in PRODI, Franco et al (ed.) Agrometeorology. Cesena, Edizioni del Comuna di Cesena. pp. 287-297.

- Planchon, O., Bonnardot, V. & Cautenet, S., 2000. Simulation de brise de mer dans la Province Occidentale du Cap (Résolution à 5 km): Exemple de la journée du 4 février 2000. Pub. Assoc. Int. Climatol., 13:482-489.
- Smith, Keith, 2002 - Environmental Hazards: Assessing Risk and Reducing Disaster, 3^{ed.}, Londres, Rourledge.
- Tobin, Graham e MONTZ, Burrell, 1997 . *Natural Hazards: explanation and integration*, Nova Iorque, Guilford Press.
- Tonietto J. and Carbonneau A., 2004. A multicriteria climatic classification system for grape-growing regions worldwide. *Agricultural and Forest Meteorology*, 124:81-97.
- Yoshino M., 1975. Climate in a small area: an introduction to local meteorology. University of Tokyo Press.

Utilização do biochar como adicionador de carbono no solo e seus efeitos químicos nas propriedades do solo, sob feijoeiro comum no Cerrado brasileiro.

Heliton Fernandes do Carmo^a; Mellissa Ananias Soler da Silva^b; Beáta Emöke Madari^c

^aUniversidade Federal de Goiás, Campus Samambaia, 74690-900 Goiânia, Goiás, Brasil, Email: heliton15@hotmail.com

^bPos-doutoranda, Embrapa Arroz e Feijão, Rodovia GO-462, km 12 Zona Rural, 75375-000, Santo Antônio de Goiás, Goiás, Brasil, Email: melsoler@cnpaf.embrapa.br

^cPesquisadora A e PhD em Solos, Embrapa Arroz e Feijão, Rodovia GO-462, km 12 Zona Rural, 75375-000, Santo Antônio de Goiás, Goiás, Brasil, Email: madari@cnpaf.embrapa.br

Resumo

Atualmente, há uma preocupação crescente com os níveis de emissão de gases de efeito estufa e suas consequências para a vida no planeta. Formas de redução dessas emissões bem como da fixação desses gases no ambiente, especialmente o carbono, vem sendo estudadas. A fixação de carbono no solo pelo uso de carvão vegetal (biochar) é um caminho promissor, uma vez que esse material pode promover aumento dos níveis de matéria orgânica, na retenção de água no solo, fixação de nutrientes com posterior disponibilização, e aumento da produtividade. O objetivo deste trabalho foi avaliar o efeito de diferentes doses (0 e 16 t / ha) de carvão vegetal extraído de eucalipto (*Eucalyptus* sp.) em combinação com adubo mineral (0 e 60 kg / ha de N) sobre a concentração de nutrientes (Ca, Mg, Al, H + Al, P, K, Cu, Zn, Fe, Mn), teor de matéria orgânica do solo e pH. As amostras foram coletadas 0, 19, 27, 47 e 70 dias após semeadura, e as amostras foram analisadas em laboratório. Para as diferentes doses de N foram observados os maiores valores de pH, o Ca e o Mg nos tratamentos com 0 kg/ha de N. Para H + Al e P, as maiores concentrações foram encontradas nos tratamentos de 60 kg/ha de N. Para as doses de carvão vegetal não houve diferença significativa para o pH e Matéria Orgânica bem como para os nutrientes Ca, Mg, H + Al e P. Todavia houve resposta positiva significativa para o elemento K em que a dosagem de 16 t/ha de carvão promoveu maiores concentrações deste. O Al teve redução na concentração no solo para o tratamento de 16 t/ha de carvão vegetal.

Abstract

Currently, there is growing concern about the emission levels of greenhouse gases and its consequences for life on the planet. Ways of reducing these emissions and the setting of these gases in the atmosphere, especially carbon, is being studied. The fixation of carbon in the soil by the use of charcoal (biochar) is a promising, since this material can promote increased levels of organic matter, water retention in soil, fixation of nutrients to make it available again later, and increasing productivity. The aim of this study was to evaluate the effect of different doses (0 and 16 t / ha) of eucalyptus (*Eucalyptus* sp.) charcoal in combination with mineral fertilizer (0 and 60 kg / ha N) on the nutrients concentration (Ca, MG, Al, H + Al, P, K, Cu, Zn, Fe, Mn), soil organic matter and pH. The soil samples were collected 0, 19, 27, 47 and 70 days after seed and the soil samples were analysed on the lab. For the different N doses were observed higher values to pH, Ca and Mg with no fertilization. For the H + Al and P the higher concentration was observed with 60 kg/ha of N. Were not found statistical differences for concentration of organic matter, pH, Ca, Mg, H+Al and P with charcoal on soil. However positive answer was observed for K which on 16 Mg/ha dose raised initial concentration. The Al presented reduction on soil concentration for higher charcoal dose treatment.

1. Introdução

O Cerrado é um domínio fitogeográfico do tipo savana que ocorre no Brasil e localiza-se principalmente no Planalto Central. Ocupa 24% do território nacional, estendendo-se por uma área de mais de 2.000.000 km². É o segundo maior bioma brasileiro, abrangendo oito Estados do Brasil: Minas Gerais, Goiás, Tocantins, Bahia, Maranhão, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Piauí e o Distrito Federal.

Essa região do país é responsável por mais de 40% da produção nacional de soja e carne. Cerca de 20% do arroz, milho e café e 10% do feijão, mandioca e cana-de-açúcar produzidos no Brasil vêm do Cerrado. Estima-se que 70% da área do Cerrado seja potencialmente agricultáveis, ainda que, atualmente, apenas 5% da área total seja usada com agricultura e 17% com pastagens plantadas (Marques, 2009).

Com o advento da revolução industrial, iniciada na Inglaterra no início do século XVIII, expandindo-se pelo mundo a partir do século XIX, houve profundas mudanças nos hábitos da sociedade, em que o trabalho do homem foi substituído pelo trabalho da máquina. Iniciaram-se a produção de bens de consumo em massa, havendo melhora significativa na qualidade de vida da população mundial.

Em contrapartida houve um aumento, em grandes proporções, das emissões antropogênicas de dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O), perfluorcarbonetos (PFC's) e vapor d'água para a atmosfera, contribuindo sobremaneira para o aquecimento global (IPCC, 2007). Ao todo, as concentrações de CO₂ na atmosfera aumentaram em 31% desde a Revolução Industrial (WWF-Brasil, 2007), e segundo Fresco et al. (2007) é esperado que a produção agrícola mundial dobre em 2030, para que seja atendida a demanda por alimentos e pela elevação dos padrões de dieta da população (mais produtos diários e carnes) e, pela elevação da bioenergia requerida, contribuindo novamente para a elevação das emissões de GEE.

Existem diversas maneiras de reduzir as emissões de CO₂, como diminuição do desmatamento, incentivo à utilização de fontes de energia renováveis não convencionais, reciclagem de materiais, plantio direto ou outras mudanças no uso da terra, seqüestro de carbono no solo e em vegetação, entre outras (Silva & Machado, 2000).

Destaca-se nesse contexto a expressiva expansão do plantio direto no Brasil (SPD), evoluindo de cerca de um milhão de hectares com culturas anuais, no início da década de 90, para 25,5 milhões de hectares na safra de 2005/2006 (Embrapa, 2009; FACTU., 2005). Na região dos Cerrados, a área plantada em SPD no ano de 1992 era de aproximadamente 270.000 ha, e atualmente ultrapassa os 5.000.000 ha (FACTU., 2005).

O SPD apresenta diversas características que promovem melhoria nas propriedades químicas e físicas do solo, tais como aumento no acúmulo de matéria orgânica (seqüestro de carbono), menores oscilações térmicas, proteção física contra erosão, maiores taxas de infiltração de água devido à maior presença de macroporos contínuos no solo, maior retenção de umidade. Vale ressaltar outra forma que vem ganhando força, em termos de seqüestro de carbono no solo, a utilização de biomassa pirolisada – muitas vezes citada como bichar ou carvão vegetal – como fonte de matéria orgânica e nutriente para as culturas agrícolas e florestais.

1.1 Aproveitamentos de biomassa carbonizada como condicionador de solo na produção de feijoeiro comum no Cerrado.

O Biochar é obtido a partir da transformação da biomassa em carvão por combustão parcial em ambiente deficiente em oxigênio (Woolf, 2008), sendo que durante a conversão de biomassa a carvão, aproximadamente 50%, em caso optimal, do carbono original é retido no carvão (Lehmann, 2007).

Uma das propriedades que distinguem o carvão vegetal de outras formas de carbono orgânico é sua alta estabilidade no ambiente (Lal, 2008; Nguyen et al., 2008; Woolf, 2008) tendo sido encontrado no solo, segundo Swift (2001), materiais com idade de 10.000 anos.

Liang et al. (2008) citam que durante a exposição no solo, a degradação do carvão pela ação microbiana ou através de reações inorgânicas é desprezível. Liang et al. (2006) e Cheng et al. (2008) citam ainda que as partículas de carvão podem ser quimicamente alteradas devido à oxidação superficial e a interações com os demais materiais existentes no solo.

O potencial para uso do carvão vegetal de eucalipto ou de outras fontes (outros tipos de biomassas) é ainda desconhecido. Faltam ainda estudos para levantar o potencial do seu uso em diferentes cenários futuros. O seu potencial, entretanto, vai certamente depender da disponibilidade de matéria-prima para a produção da biomassa carbonizada (principalmente de resíduos de processos agroindustriais e de produção de bioenergia) e da natureza do uso. A disponibilidade do material vai provavelmente regionalizar o uso. A natureza da aplicação, ou seja, em que tipo de sistema de produção será aplicado, também afeta seu potencial. É possível que sua utilização seja inviável em grandes propriedades devido à insuficiência de material e à elevada taxa de aplicação (embora esta seja efetuada apenas uma vez só). Entretanto, sua aplicação na agricultura familiar ou por pequenos produtores em áreas menores seja perfeitamente viável. É também razoável seu potencial para aplicação em sistemas de produção intensiva de alto "input" onde com seu uso, a aplicação de insumos possa ser racionalizada. Exemplo para esse tipo de sistema são os pivôs centrais em Goiás que representam a agricultura de alta tecnologia e alto nível de utilização de insumos (adubos, pesticidas e água) e, portanto, elevado risco ambiental. Nesse sentido a biomassa carbonizada, devido às suas propriedades e características acima descritas, pode ser potencialmente utilizada para diminuir esse risco e até otimizar os custos de produção.

Dessa forma é de grande importância qualificar e quantificar os efeitos da aplicação de carvão sobre a movimentação de nutrientes na cultura do feijoeiro, na região centro-oeste do Brasil sob sistemas irrigados. O objetivo deste trabalho foi avaliar o efeito de diferentes doses (0 e 16 t / ha) de carvão vegetal extraído de eucalipto (*Eucalyptus* sp.) em combinação com adubo mineral (0 e 60 kg / ha de N) sobre a concentração de nutrientes (Ca, Mg, Al, H + Al, P, K, Cu, Zn, Fe, Mn), teor de matéria orgânica do solo e pH.

2. Material e Métodos

O experimento foi conduzido no município de Santo Antônio de Goiás, GO, na Fazenda Capivara, da Embrapa Arroz e Feijão, com coordenadas geográficas de 16°28'00" S e 49°17'0" W Gr, situada a 823 m de altitude e onde predominam solos do tipo Latossolo Vermelho distrófico. O clima da região, segundo Köppen é do tipo Aw, com o inverno seco e verão chuvoso, e com precipitação média anual de 1.540 mm.

O delineamento experimental foi de blocos ao acaso, constando de quatro blocos semeados com feijão (*Phaseolus vulgaris* L.), com quatro doses de carvão e quatro doses de adubo mineral. A área total de cada parcela é de 40 m². O carvão vegetal foi aplicado no mês de junho/09, incorporado ao solo na camada de 0-15 cm (Figura 1), nas seguintes doses: 0, 8, 16 e 32 Mg ha⁻¹. O adubo mineral, da fórmula 5-15-20 de N (uréia), K (K₂O) e P (P₂O₅), foi aplicado nas seguintes doses: 0, 30, 60 e 90 kg ha⁻¹ de N. O Nitrogênio foi aplicado de forma parcelada, sendo uma aplicação na semeadura, e outra após 20 dias desta. No presente estudo foram avaliadas as seguintes doses de carvão: 0 e 16 Mg ha⁻¹, em combinação com as doses 0 e 60 kg ha⁻¹ de Nitrogênio.

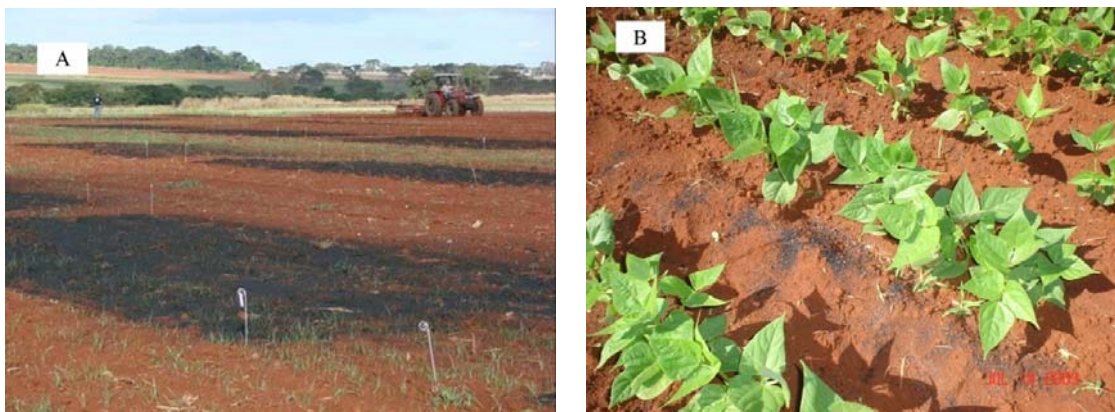


Figura 1. Detalhe da aplicação de biochar nas parcelas experimentais (A) e do material já incorporado ao solo, com a cultura em desenvolvimento (B). Santo Antônio de Goiás, GO, 2009.

Foi utilizada biomassa carbonizada (carvão vegetal) de eucalipto (*Eucalyptus* sp.) produzido na região de Brasília-DF (floresta plantada e planta de carbonização). No experimento foi utilizado o chamado “fino de carvão”, pedaços menores de 2 cm, considerado subproduto da produção.

Realizou-se quatro coletas de solo, no dia 0, 27, 47 e 70 dias após semeadura, e foram avaliadas as concentrações dos seguintes elementos no solo: Ca, Mg, Al, H + Al, P, K, Cu, Zn, Fe, Mn, Matéria Orgânica e pH.

Os teores de carbono orgânico (CO) foram determinados pelo método da combustão úmida (Walkley & Black, 1934).

A determinação de P, K, Ca e Mg foi realizada conforme Tedesco et al. (1995). A determinação de Zn, Fe e Mn foi feita por digestão nitroperclórica de acordo com Tedesco et al. (1995). O alumínio (Al^{3+}) e o hidrogênio (H^+) foram determinados pelo método do extrator acetato de cálcio a pH 7,0 (Embrapa, 1997).

O pH foi medido por meio de eletrodo combinado imerso em suspensão solo:água (1:2,5), segundo Embrapa (1997).

A análise estatística foi feita com as médias globais das 4 coletas utilizando o teste Tukey a 5% de probabilidade para comparação de médias, com o auxílio do pacote estatístico SAS.

3. Resultados e Discussão

Verificou-se efeito significativo do biochar (Quadro 1) apenas para os íons Al e K, na dose de 16 Mg ha^{-1} , em que observou-se diminuição na concentração de Al de $3,7 \text{ mmol}_c \text{ dm}^{-3}$ para $2,8 \text{ mmol}_c \text{ dm}^{-3}$, e aumento na do íon K de 107 mg dm^{-3} para 132 mg dm^{-3} . A redução na concentração do íon Al é justificada, pois no espectro do biochar (Figura 2) obtido com uso de ressonância magnética nuclear (NMR) verificou-se a presença de carbono fenólico que é altamente instável e possui um radical livre, onde o Al se liga, resultando na diminuição significativa em sua concentração. A concentração do K aumentou, pois na composição do carvão utilizado no experimento (Quadro 2) existe grande quantidade de cinzas, rica em potássio. Altas concentrações de Al no solo permite que aumente a acidez, assim tornando um elemento maléfico para as plantas, causando toxicidade nas mesmas. Sua redução como foi verificado no experimento permite melhor desenvolvimento do feijoeiro comum. Aumentando os níveis de potássio pode minimizar o efeito negativo de deficiências hídricas, pelo fato do potássio exercer influência na abertura e fechamento dos estômatos nas folhas, mantendo, durante períodos de seca, dessa forma a aplicação do Biochar é uma forma de realizar adubação fosfatada.

Não houve diferença significativa para os elementos Ca, Mg, H+Al e P, assim como para o pH, ou para a matéria orgânica uma vez que o carvão utilizado possui alta concentração de

carbono arila (Figura 2) o qual é altamente estável, além do que, o método de extração utilizado (Walkley & Black, 1934) não consegue digerir esse carbono.

Quadro 1. Análises químicas das amostras de solo com suas medias comparadas sob análise de teste Tukey ($p < 0,05$).

Tratamentos	pH	Ca (mmol _c dm ⁻³)	Mg (mmol _c dm ⁻³)	Al (mmol _c dm ⁻³)	H + Al (mmol _c dm ⁻³)	P (mg dm ⁻³)	K (mg dm ⁻³)	M.O. (g dm ⁻³)
Carvão								
Carvão 0 Mg ha⁻¹	5,1 a	13,3 a	3,8 a	3,7 a	63,1 a	33,9 a	107 b	16,4 a
Carvão 16 Mg ha⁻¹	5,1 a	12,1 a	3,4 a	2,8 b	62,1 a	32,7 a	132 a	16,4 a
Nitrogênio								
N 0 kg ha⁻¹	5,2 a	15,0 a	3,8 a	3,3 a	59,2 b	28,4 b	119 a	16,5 a
N 60 kg ha⁻¹	5,0 b	10,9 b	3,5 a	3,2 a	65,2 a	37,0 a	120 a	16,3 a

*Em cada coluna, médias globais dos pares de tratamento seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey aplicado a 0,05 de probabilidade

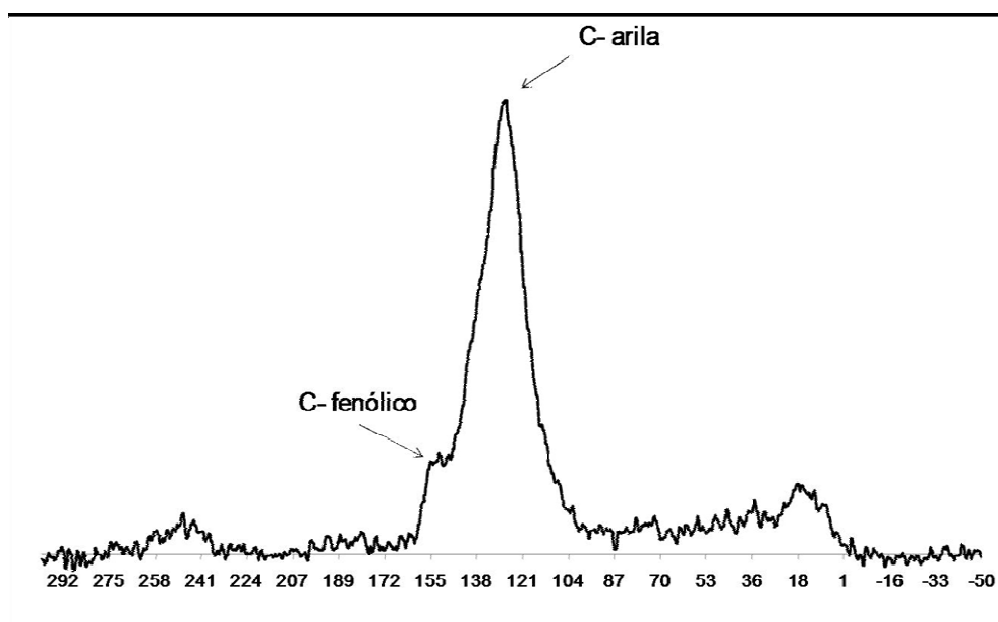


Figura 2: Espectro de ¹³C RMN (VACP-TOSS) de amostra do carvão vegetal utilizado no experimento.

A aplicação de fertilizante mineral promoveu variações significativas no pH e nas concentrações de Ca, H+Al e P do solo, sendo que na dose de 60 kg ha⁻¹, observou-se diminuição no pH e na concentração de Ca e aumento nas concentrações de H+Al e P. A presença de nitrogênio no fertilizante promove acidificação no meio devido às reações com liberação de H⁺ (nitrificação), em que esse íon pode ocupar os sítios de troca dos argilominerais, deslocando o cátion Ca para a solução do solo, reduzindo sua concentração na fase sólida. Com o aumento na [H⁺] há uma diminuição no pH e aumento na redistribuição de Al³⁺. A elevação na concentração de P pode ter ocorrido em função da presença do íon no fertilizante mineral.

Quadro 2. Composição elementar (valores extraídos) do carvão utilizado no experimento.

Composição	Valor
Carbono total (C)	774,0 g kg ⁻¹
Nitrogênio total (N)	3,3 g kg ⁻¹
M.O.	56,9 g kg ⁻¹
Cálcio (Ca)	2,8 cmol _c kg ⁻¹
Magnésio (Mg)	2,3 cmol _c kg ⁻¹
Alumínio (Al)	0,0 cmol _c kg ⁻¹
Acidez potencial (H+Al)	0,0 cmol _c kg ⁻¹
Fósforo (P) disponível	137,3 mg cm ⁻³
Potássio (K)	1937,3 mg cm ⁻³
Cobre (Cu)	1,0 mg cm ⁻³
Ferro (Fe)	74,0 mg cm ⁻³
Manganês (Mn)	88,0 mg cm ⁻³
Zinco (Zn)	36,0 mg cm ⁻³
Relação C:N	273,6

4. Conclusões

No primeiro ano da aplicação do biochar observou-se redução na concentração de Al e elevação na de K. Não observou-se aumento nos níveis de matéria orgânica.

A fertilização nitrogenada elevou a acidez do solo, com aumento na disponibilidade de P e, redução de Ca.

Agradecimentos

A Embrapa Arroz e Feijão, à Capes e ao CNPq pelo auxílio financeiro.

Referências bibliográficas

- Cheng, C. H.; Lehmann, J.; Engelhard, M. H. 2008. Natural oxidation of black carbon in soils: Changes in molecular form and surface charge along a climosequence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 72, p. 1598-1610,. doi: 10.1016/j.gca.2008.01.010.
- EMBRAPA. 1997. Manual de métodos de análise de solo. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa,. 212 p.
- EMBRAPA. Plataforma plantio direto. 2009. Endereço eletrônico: Acesso em: 18/07/2009, em <http://www22.sede.embrapa.br/plantiodireto/IntroducaoHistorico/sistemaPlantioDireto.htm>.
- FACTU. Plantio Direto na Palha. 2005. Endereço eletrônico: Acessado em: 13/07/2009, em <http://www.graonorte.com.br/plantio.htm>.
- Fresco, L. O.; DIJK, D.; DE Ridder, W. 2007. Biomass, food & sustainability: Is there a dilemma?.
- IPCC. Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. 1. ed. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007.
- Lehmann, J. 2008. A handful of carbon. *Nature*, v. 447, n. 7141, p. 143-144, 2007. LAL, R. Black and buried carbons' impacts on soil quality and ecosystem services. *Soil and Tillage Research*, n. 99, p. 1-3,. doi: 10.1016/j.still.2008.01.001.
- Liang, B.; Lehmann, J.; Solomon, D.; Kinyangi, J.; Grossman, J. Black carbon increases cation exchange capacity in soils. *Soil Science Society of America Journal*, v. 70, p. 1719-1730, 2006. doi: 10.2136/sssaj2005.0383.

- Liang, B.; Lehmann, J.; Solomon, D.; Sohi, S.; Thies, J. E.; Skjemstad, J. O.; Luizão, F. J.; Engelhard, M. H.; Neves, E. G.; Wirick, S. , 2008. Stability of biomass-derived black carbon in soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 72, p. 6069-6078. doi: 10.1016.
- Marques, J. J. 2009. Solos do Cerrado.. Acesso em: 18/07/2009
<http://www.dcs.ufla.br/Cerrados/Portugues/CIntroP.htm>.
- Nguyen, B. T.; Lehmann, J.; Kinyangl, J.; Smernik, R.; Riha, S. J.; Engelhard, M. H. 2008. Long-term black carbon dynamics in cultivated soil. *Biogeochemistry*, v. 89, p. 295-308,.doi: 10.1007/s10533-008-9220-9.
- Silva, C. A.; Machado, P. L. O. A. 2000. Seqüestro e emissão de carbono em ecossistemas agrícolas : estratégias para o aumento dos estoques de matéria orgânica em solos tropicais. 1.ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos (Documentos, 19),. 23 p.
- Swift, R. S. 2001. Sequestration of carbon by soil. *Soil Science*, v. 166, p. 858-871,. doi: 10.1097/00010694-200111000-00010.
- Walkley, A.; Black, I. 1934. A. An examination of the Degtjareff method for determinig soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science*, v. 37, n.1, p. 29-38,.
- Woolf, D. 2009. Biochar as a soil amendment: A review of the environmental implications. 2008. Acessado em: 28/04/2009, em
http://orgprints.org/13268/01/Biochar_as_a_soil_amendment_-_a_review.pdf.
- WWF-BRASIL O Futuro. 2007. /. Acessado em: 06/04/2009, em
http://www.wwf.org.br/natureza_brasileira/meio_ambiente_brasil/clima/mud

Tendências de variação dos escoamentos fluviais nas zonas de montanha do Norte de Portugal: abordagem exploratória

Tomás de Figueiredo^a; Isabel Ribeiro^b

^aCentro de Investigação de Montanha – CIMO, Instituto Politécnico de Bragança (ESAB/IPB), Apartado 1172, 5301-855 Bragança, Portugal, Email: tomasfig@ipb.pt

^bLic. Engenharia do Ambiente, ESAB/IPB, Bolseira de Iniciação à Investigação (BII) da Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT), no CIMO, Portugal: isabelpfr11@gmail.com

Resumo

As zonas de montanha, nas cabeceiras das bacias hidrográficas principais, têm um papel essencial no ciclo da água, concretamente na importância relativa das suas componentes do ramo terrestre, determinante da distribuição, disponibilidade e qualidade dos recursos hídricos do conjunto de cada bacia, com destaque para os escoamentos fluviais. Variações sensíveis dos escoamentos fluviais nestas zonas, para além de indicadores de eventuais efeitos directos de alterações na cobertura vegetal e edáfica das bacias, permitem alertar, mais ou menos precocemente, para a necessidade de desencadear acções mitigadoras ou adaptativas nos padrões de uso e gestão da água na totalidade da bacia. Este trabalho, com carácter de exercício exploratório, pretende contribuir para identificar tendências de variação espacial e evolução temporal, nos escoamentos fluviais nas zonas de montanha do Norte de Portugal. Os dados de base utilizados no trabalho, foram os livremente disponibilizados on-line pelo Instituto da Água de Portugal (INAG). Seleccionaram-se as estações hidrométricas com cota superior a 400m, em número de 67. Deste conjunto, trataram-se os dados das 11 estações com séries mais longas de registo (mais de 20 anos), distribuídas pelas bacias principais do Norte de Portugal, com altitudes até 900m. Os parâmetros tratados foram os caudais médios diários e os escoamentos mensais e anuais. Para a avaliação das tendências em estudo aplicou-se análise de regressão linear. As séries temporais de escoamentos fluviais mostram tendências de variação diferenciada por parâmetro e por bacia hidrográfica. O padrão correntemente mencionado de declínio nos escoamentos fluviais não é consistentemente verificado nas várias escalas temporais. Em contrapartida, a análise dos caudais médios diários e dos escoamentos mensais permitiu verificar em todas as estações tendência para acentuação dos extremos, situação mais evidente nas estações da bacia do Douro. O trabalho torna evidentes as debilidades da abordagem estritamente estatística ao problema, útil todavia numa fase exploratória.

Abstract

Mountain areas, the headwaters of larger watersheds, play a major role in the water cycle, namely on the relative importance of its terrestrial components, determining the distribution, availability and quality of water resources in the entire catchment, most evident in the case of river flow. Sensible changes in river flow in mountain areas, indicating eventual changes in catchment soil and vegetation cover, also allow more or less early warnings for triggering mitigation and adaptation actions in water use patterns at large catchment scale. The paper aims at presenting the results of an exploratory exercise, carried out to identify main spatial and temporal trends in river flow data series in mountain areas, N Portugal. Base data was freely provided on-line by Instituto da Água de Portugal (INAG). Gage stations of the National Network managed by INAG, located above 400m elevation were selected for this study. The data series treated correspond to the 11 out of 67 stations selected, with more than 20 years records, distributed in the main watersheds of Northern Portugal, in a range of elevations up to 900m. Parameters treated were mean daily flow discharge, monthly and annual runoff. Linear regression was applied for trend analysis. River flow data series show different

temporal trends according to parameter and watershed. Currently referenced river flow decline was not consistently observed at the temporal scales analyzed. On the contrary, results confirm, for mean daily discharge and seasonal runoff, the commonly referenced increase in data scatter, and this is more evident in Douro basin than in the remainder. Although useful in an exploratory phase, as it was the case, the study highlights the short-range of strictly statistical approaches to the problem of trend assessment in river flow data analysis.

1. Introdução

As zonas de montanha, nas cabeceiras das bacias hidrográficas principais, têm um papel essencial no ciclo hidrológico, concretamente na importância relativa das suas componentes do ramo terrestre, determinante da distribuição da água no conjunto de cada bacia, com destaque para os escoamentos fluviais. De facto, as zonas de montanha contribuem de modo decisivo para os recursos hídricos das bacias que alimentam, seja do ponto de vista de produtividade dessas bacias, seja do da qualidade da água, seja ainda do do controlo de fenómenos hidrológicos extremos, os quais naturalmente também interferem com os dois aspectos anteriores (vejam-se como exemplo o trabalho de (Espinha-Marques et al., 2010 e os contributos para IPB/ICN, 2007, e Castro et al., 2010).

Variações sensíveis dos escoamentos fluviais nestas zonas, são em regra indicadoras de eventuais efeitos directos de alterações na cobertura vegetal e edáfica das bacias. Pela sua localização, tais alterações têm pois consequência para o funcionamento hidrológico de toda a bacia, e se devidamente consideradas, permitem alertar, mais ou menos precocemente, para a necessidade de desencadear acções mitigadoras ou adaptativas nos padrões de uso e gestão da água na bacia (exemplos em van Noordwijk et al., 1998).

A avaliação de tendências temporais de variação em séries hidrológicas não é um problema novo, embora tenha ganho importância acrescida em tempos mais recentes no contexto determinado pela questão das alterações climáticas (Chow, 1964; IPCC, 2001). É, de resto, a forma mais directamente perceptível que a questão pode assumir, acarretando porém e reconhecidamente todas as consequências da redução à expressão mais simples de uma questão de grande complexidade. Assinala-se que o trabalho, aqui apresentado, embora não inteiramente alheia a ela, não se situa, no que respeita a resultados e sua interpretação, nessa problemática, sendo antes justificado no quadro da especial sensibilidade e importância das zonas de montanha e o seu contributo para a gestão dos recursos hídricos ao nível da bacia.

Este trabalho, com carácter de exercício exploratório, pretende contribuir para identificar tendências de variação espacial e evolução temporal, nos escoamentos fluviais nas zonas de montanha do Norte de Portugal.

2. Material e Métodos

O trabalho assentou em exclusivo nos dados livremente disponibilizados on-line pelo Instituto da Água de Portugal (INAG), através do Serviço Nacional de Informação em Recursos Hídricos (SNIRH). A colheita da informação é diferenciável a Outubro de 2009.

O estudo comportou uma fase inicial de selecção de estações hidrométricas da rede nacional baseada sucessivamente em dois critérios: localização e volume e qualidade da informação disponível.

Em primeiro lugar, seleccionaram-se as estações com cota superior a 400m, em número de 67. Considerou-se que abaixo deste limiar altimétrico se localizam boa parte das estações a cuja secção correspondem ou bacias de baixa altitude média ou grandes bacias, nas quais será menos expressivo o contributo das zonas de montanha das suas cabeceiras (ver por exemplo (Pereira, 2010). Como nota, assinala-se que a informação altimétrica das estações

não está disponível em todos os casos, pelo que tal informação se veio a obter, por aproximação, localizando-as em carta topográfica.

Do conjunto seleccionado, trataram-se os dados das 11 estações com séries de registo mais longas (mais de 20 anos). Na verdade, o tratamento concentrou-se apenas nesse pequeno grupo de estações, não apenas por razões de extensão mas também de continuidade das séries, no que se refere aos parâmetros de interesse para esta abordagem. As estações distribuem-se pelas bacias hidrográficas principais do Norte de Portugal, cobrindo uma gama de altitudes até aos 900m (Quadro 1).

Os parâmetros tratados foram os caudais médios diários e os escoamentos mensais e anuais, nas estações com a respectiva extensão dos registos superior a 20 anos. Os parâmetros cobrem várias escalas de integração temporal dos escoamentos fluviais, na hipótese de que possam afectar, designadamente, a expressão da tendência temporal da série. Com os valores dos caudais médios diários construíram-se as correspondentes curvas médias de duração desses caudais (Lencastre & Franco, 1984). Procedimentos correntes de estatística descritiva, paramétrica ou não, foram aplicados a todas as séries de valores tratadas (Dagnelie, s/d).

Para a avaliação das tendências em estudo aplicou-se análise de regressão linear. Esta é a mais elementar das abordagens, que se entendeu consentânea com o carácter do trabalho (Clarke, 1994). De facto, a pretensão deste não requer maior refinamento metodológico, no quadro das abordagens de natureza estritamente estatística. Acarreta naturalmente todas as consequências de uma tal simplificação do problema.

Quadro 1. Características das estações hidrométricas de montanha seleccionadas

Estação Hidrométrica	Bacia Hidrográfica	Nº anos da série Diária/Mensal/Anual	Altitude (m)	Área (km ²)
Ameijoeira	Lima	16/22/14	708	57
Alto Cávado	Cávado	38/14/37	895	99
Cabreira derivação	Cávado	25/25/25	833	14
Manteigas	Tejo	36/50/50	876	281
Pai Diz	Mondego	23/15/23	883	48
Videmonte	Mondego	22/10/21	744	121
Castelo Bom	Douro	47/24/47/	826	944
Gimonde	Douro	38/24/38	504	406
Moinho Ponte Nova	Douro	39/15/39	439	440
Ponte Pinelo	Douro	37/37/37	464	544
Vinhais Quinta Ranca	Douro	41/35/42	416	479

3. Resultados e discussão

3.1 Caudais médios diários

O traçado das curvas médias de duração dos caudais médios diários para cada estação hidrométrica permitiu a identificação dos caudais característicos, de entre os quais se destacaram o caudal característico máximo (QCM, igualado ou ultrapassado em 10 dias do ano) e o caudal característico mínimo ou de estiagem (Qce, igualado ou ultrapassado em 355 dias no ano). A estes caudais é associável um percentil na série de valores diários registados em cada ano (Figura 1). A tendência de variação reflectida na série temporal destes percentis avalia essa mesma tendência em dois casos exemplares de condições referenciais para algumas actividades dependentes dos escoamentos fluviais (Mays, 2001). Condições mais extremadas são representadas pelo valor do caudal correspondente aos percentis 5% e 95%, cuja tendência também se avaliou. A variação temporal da mediana

dos caudais médios diários em cada ano revela essa tendência no valor central das séries. Os resultados são mostrados no Quadro 2.

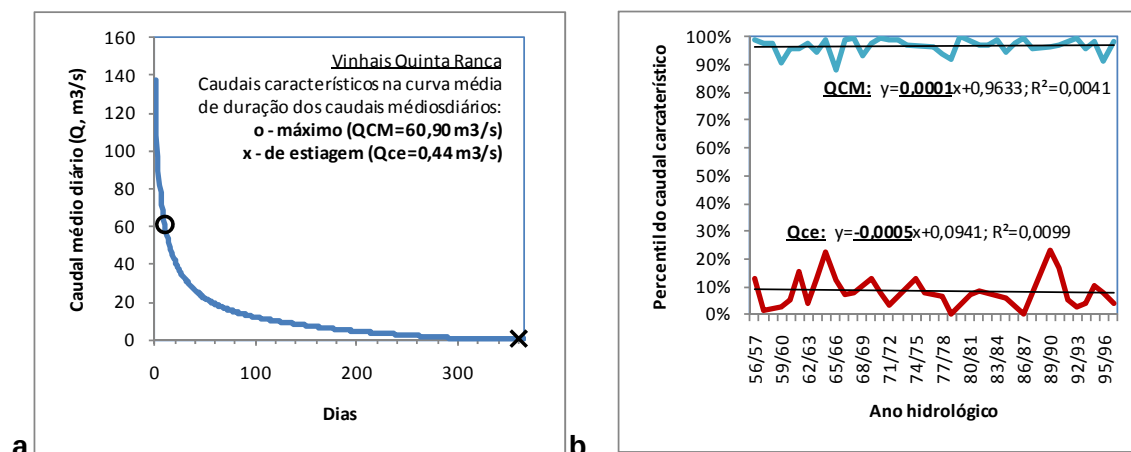


Figura 1. Tendências temporais do percentil dos caudais característicos máximo e de estiagem (b), obtidos na curva média de duração dos caudais médios diários (a): exemplo de Vinhais Quinta Ranca

As tendências temporais têm pendor negativo dominante apenas no caso da mediana, sendo nos extremos positiva embora próxima de nula. Os valores absolutos estimados correspondem a variações inferiores ao 1 L/s.ano, com exceção do percentil 95%, o qual se situa nas 3 dezenas de L/s.ano. A tendência é globalmente positiva para as estações do NW de Portugal, uma das áreas mais pluviosas da Europa, sendo positiva mas quase nula nas da Serra da Estrela. Nas estações da bacia do Douro, globalmente, a tendência é negativa.

A correlação com o número de anos de registo parece indicar uma acentuação da tendência temporal negativa com o aumento da série, todavia mais expressiva no caso dos percentis 95% e 5%. Ainda que só com alguma saliência no caso do percentil 95%, a correlação da tendência temporal com a área da bacia é negativa, apontando para um declínio mais acentuado dos caudais nas bacias maiores. A tendência cresce em regra com a altitude da estação, o que parece mostrar que as tendências temporais negativas no escoamento, correntemente assinaladas (por exemplo Nunes, 2008), tipificam os ambientes de mais baixa altitude, não sendo forçosamente verificados nas zonas de montanha. É exceção o caso do percentil associado ao caudal característico máximo, que apresenta correlação negativa com a altitude das estações. Os coeficientes de correlação são todavia globalmente baixos e não significativos.

3.2 Escoamentos sazonais

Os valores dos escoamentos mensais, convertidos em altura equivalente, foram agregados nos trimestres que mais se aproximam da respectiva estação do ano. As tendências temporais avaliadas correspondem aos valores absolutos desses escoamentos trimestrais que, com as do valor anual, se apresentam no Quadro 3.

No Outono (Outubro a Dezembro) apurou-se apenas um caso de tendência temporal negativa, de resto quase nula (Gimonde). Pelo contrário, o número de estações hidrométricas com tendência negativa é dominante nas restantes estações do ano, com apenas um caso positivo no Verão (Cabreira). Globalmente, todavia, os valores absolutos da tendência são baixos em todas as estações do ano, excepto no Inverno ($<0,3mm/ano$ naquelas, contra 4,4 nesta).

As estações localizadas no Noroeste de Portugal, no seu conjunto, apresentam tendência temporal negativa nos escoamentos estacionais no Verão, ao passo que, nas restantes

zonas geográficas (Serra da Estrela e Bacia do Douro) a tendência é apenas positiva no Outono.

A correlação das tendências temporais com características das estações e séries tratadas repete os padrões genéricos apresentados para os caudais médios diários. O Verão é excepção já que, nesse caso, as correlações da tendência temporal com a extensão da série e a área da bacia são positivas.

Quadro 2. Tendências temporais, avaliadas por regressão linear, das séries de caudais médios diários característicos máximo (QCM) e de estiagem (Qce), e correspondentes aos percentis 5%, 50% e 95%, nas estações hidrométricas de montanha seleccionadas (tendências negativas destacadas; * – significativo, $p < 0,05$)

Estação Hidrométrica	Caudais				
	Q5%	Qce	Q50%	QCM	Q95%
Nome	<u><i>Declive da recta de tendência temporal (b - L/s.ano)</i></u>				
Alto Cávado	0,6	-0,2	8,0	-0,4	23,2
Cabreira derivação	-	-	8,7	-0,1	70,7
Manteigas	-4,1	3,4	-17,1	0,0	-66,7
Pai Diz	0,4	-0,4	-0,4	-1,0	59,8
Videmonte	3,5	0,8	-11,9	2,0	177,0
Castelo Bom	0,1	0,8	-17,5	-0,3	-212,5
Gimonde	-2,7	2,1	27,2	0,0	46,6
Moinho Ponte Nova	0,7	-6,9	-36,6	1,5	-279,6
Ponte Pinelo	-4,0	3,5	-4,6	-0,9	160,9
Vinhais Quinta Ranca	-1,2	-0,5	-5,0	0,1	-226,7
	<u><i>Mediana de b</i></u>				
Todas as estações	0,1	0,8	-4,8	-0,03	34,9
Localização	<u><i>Mediana de b</i></u>				
Noroeste	0,6	-0,2	8,35	-0,25	46,95
Serra da Estrela	0,4	0,8	-11,9	0,04	59,8
Bacia do Douro	-1,2	0,8	-5,0	0,04	-212,5
Características	<u><i>Coefficiente da correlação b vs. características da estação</i></u>				
Nº anos da série	-0,42	-0,06	-0,19	-0,17	-0,68*
Altitude da estação	0,26	0,25	0,11	-0,25	0,27
Área da bacia	-0,12	-0,07	-0,25	-0,08	-0,50

3.3 Escoamentos anuais e comentário integrador dos resultados

No que respeita aos valores anuais de escoamento, na maioria das estações apuraram-se tendências temporais positivas, sendo a correspondente mediana de 2mm/ano. Apenas na Bacia do Douro a tendência foi globalmente negativa. A tendência temporal dos escoamentos anuais para o conjunto das estações mostra extremos de -10 e 35mm/ano, embora a maioria dos valores absolutos se situe abaixo dos 5mm/ano. Como nos parâmetros já abordados, ainda aqui a correlação da tendência temporal é negativa com a extensão da série e com a área da bacia, e é positiva com a altitude da estação hidrométrica.

No Quadro 4 mostram-se os resultados do exercício de apuramento das tendências temporais dos escoamentos anuais em períodos seleccionados com três critérios, em qualquer caso identificando a maior extensão da série em período comum: (i) assegurando um mínimo de estações comparáveis (3 estações em 39 anos); (ii) assegurando que pelo menos uma estação de cada bacia hidrográfica principal está representada no conjunto (7 estações, 23 anos); (iii) considerando apenas as estações da bacia do Douro (4, 30 anos). Nos dois primeiros, o período termina em 1995/96, nos dois últimos inicia-se em 1974.

As tendências são negativas no primeiro caso, positivas no terceiro, e maioritariamente positivas no segundo. Nas estações em que é possível a comparação de dois ou mais períodos, verificam-se valores crescentes da tendência temporal quando o intervalo cronológico considerado se aproxima dos anos mais recentes. Esta sensibilidade do valor da tendência temporal, assim determinada, à extensão e período de registo das séries, mais acentua a necessidade de tomar esta aproximação como válida apenas a título exploratório. Reconhece-se-lhe também interesse operativo, no sentido em que pode ser útil para a identificação de mudanças passadas, recentes ou não, na cobertura vegetal e edáfica das bacias e, quando recentes, da necessidade de desencadear medidas de mitigação e de adaptação nos padrões de uso da água e do solo.

Comparando a tendência temporal das séries do caudal médio diário mediano com a dos escoamentos anuais (as que na verdade possibilitam a comparação de escalas temporais), assinala-se discrepância de resultados em 3 estações hidrométricas (Pai Diz, Videmonte e Ponte de Pinelo). Esta evidência chama a atenção para as debilidades do método de estabelecimento da tendência, certamente afectado pelo efeito dos extremos, cujas consequências se manifestarão mais no caso dos valores diários do que nos anuais.

4. Tópicos conclusivos

As séries temporais de escoamentos fluviais mostram tendências de variação diferenciada por parâmetro e por bacia hidrográfica. O padrão correntemente mencionado de declínio nos escoamentos fluviais não é consistentemente verificado nas várias escalas temporais. Em contrapartida, a análise dos caudais médios diários e dos escoamentos mensais permitiu verificar em todas as estações tendência para acentuação dos extremos, situação mais evidente nas estações da bacia do Douro. A correlação entre extensão e tendência temporal das séries, negativa e significativa no caso das séries anuais, bem como a correlação entre altitude das estações e tendência, esta positiva e não significativa, são elementos de interpretação a reter do trabalho.

O trabalho torna evidentes as debilidades da abordagem estritamente estatística ao problema, útil todavia numa fase exploratória.

Quadro 3. Tendências temporais, avaliadas por regressão linear, das séries de escoamentos anuais e sazonais (em altura equivalente), nas estações hidrométricas de montanha seleccionadas (tendências negativas destacadas; * – significativo, $p < 0,05$)

Estação Hidrométrica	Escoamentos				
	Ano	Outono	Inverno	Primavera	Verão
Nome	<i><u>Declive da recta de tendência temporal (b – mm/ano)</u></i>				
Ameijoreira	-	10,7	-5,8	7,8	-1,4
Alto Cávado	2,3	-	-	-	-
Cabreira derivação	35,3	4,0	11,3	9,0	0,9
Manteigas	-10,0	0,9	-5,6	-2,4	-1,5
Pai Diz	5,2	-	-	-	-
Videmonte	3,6	-	-	-	-
Castelo Bom	-2,1	0,0	-3,2	-0,2	-0,1
Gimonde	1,7	-0,1	-7,5	-7,5	-7,5
Moinho Ponte Nova	-5,1	-	-	-	-
Ponte Pinelo	2,4	0,2	0,2	-0,3	-0,2
Vinhais Quinta Ranca	-4,8	0,2	-4,4	-1,3	-0,1
		<i><u>Mediana de b</u></i>			
Todas as estações	2,0	0,2	-4,4	-0,3	-0,2
Localização		<i><u>Mediana de b</u></i>			
Noroeste	18,8	7,4	2,8	8,4	-0,3
Serra da Estrela	3,6	0,9	-5,6	-2,4	-1,5
Bacia do Douro	-2,1	0,1	-3,8	-0,8	-0,1
Características	<i><u>Coefficiente da correlação b vs. características da estação</u></i>				
Nº anos da série	-0,64*	-0,41	-0,16	-0,35	0,18
Altitude da estação	0,28	0,28	0,29	0,43	0,31
Área da bacia	-0,37	-0,58	-0,24	-0,44	0,02

Quadro 4. Tendências temporais, avaliadas por regressão linear, das séries de escoamentos anuais (em altura equivalente), nas estações hidrométricas de montanha, em períodos seleccionados (tendências negativas destacadas)

Estação Hidrométrica	Escoamento anual em períodos seleccionados		
	1957/58 - 1995/96 (3 mais longas) N=39	1973/74 - 1995/96 (bacias todas) N=23	1974/75 - 2002 (Douro) N=31
Nome	<i><u>Declive da recta de tendência temporal (b – mm/ano)</u></i>		
Alto Cávado	-	-7,4	-
Manteigas	-17,2	3,5	-
Pai Diz	-	5,2	-
Castelo Bom	-5,1	-0,1	3,6
Gimonde	-	1,0	6,3
Moinho Ponte Nova	-	-	0,6
Ponte Pinelo	-	-0,7	3,9
Vinhais Quinta Ranca	-5,6	2,8	-

Referências bibliográficas

- Castro, J.; Figueiredo, T. de; Fonseca, F.; Castro, J. P.; Nobre, S., & Pires, L. C. 2010. Montesinho Natural Park: general description and natural values. In: N. Evelpidou, T. d. Figueiredo, F. Mauro, A. Vahap, & A. Vassilopoulos, Natural Heritage in Europe from East to West. Springer Verlag, Berlin, pp. 119-132.
- Chow, V. T. (1964). Statistical and probability analysis of hydrological data: Part IV. Sequential generation of hydrological data. In V. T. Chow, Handbook of Applied Hydrology. McGraw-Hill, Boca Raton, pp. 8-91 - 8-97.
- Clarke, R. T. 1994. Statistical Modelling in Hydrology. Wiley, Chichester, UK.
- Dagnelie, P. s/d. Estatística: Teoria e Métodos (2 vols). Publicações Europa-América, Mem Martins.
- Espinha-Marques, J.; Marques, J. M., & Aguiar, C. 2010. A Groundwater System in a Mountain Environment (Serra da Estrela, Portugal). In: N. Evelpidou, T. d. Figueiredo, F. Mauro, A. Vahap, & A. Vassilopoulos, Natural Heritage in Europe from East to West. Springer Verlag, Berlin, pp. 163-167.
- Figueiredo, T. de. 2010. Montesinho and the Mountains of Northern Portugal: Introduction. In: N. Evelpidou, T. d. Figueiredo, F. Mauro, A. Vahap, & A. Vassilopoulos, Natural Heritage in Europe from East to West. Springer Verlag, Berlin, pp. 163-167.
- INAG. s.d.. Obtido em Outubro de 2009, de www.inag.pt.
- IPB/ICN. 2007. Plano de Ordenamento do Parque Natural de Montesinho – Caracterização. Bragança: Instituto Politécnico De Bragança; Instituto Da Conservação Da Natureza.
- IPCC. 2001. Climate Change. The Synthesis Report. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.
- Lencastre, A. & Franco, F. 1984. Lições de Hidrologia (1ª ed.). Monte da Caparica, Portugal: Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa.
- Mays, L. W. 2001. Water Resources Engineering (1st ed.). New York, USA: Wiley.
- Nunes, A. 2008. Recursos hídricos na bacia do Rio Sabor: evolução recente e relações com mudanças sócio-ambientais. In Actas do 6º Congresso Ibérico Sobre Gestão e Planificação da Água (p. 10). Vitória, Espanha.
- Pereira, F. M. 2010. Potencial Hidroeléctrico na Bacia Hidrográfica do Rio Douro: exercício de avaliação. Dissertação (em preparação), Instituto Politécnico de Bragança, Mestrado em Energias Renováveis e Eficiência Energética, Bragança.
- SNIRH. s.d.. Obtido em Dezembro de 2009, de snirh.pt.
- van Noordwijk, M., van Roode, M., & McCallie, E. L. 1998. Erosion and sedimentation as multiscale, fractal processes: implications for models, experiments and the real world. In F. W. Penning de Vries, F. Agus, & J. Kerr, Soil Erosion at Multiple Scales (pp. 223-253). Wallingford, UK: CABI & IBSRAM.

Modelação e Eventos Extremos

Tendências nos extremos de precipitação diária em Portugal Continental, no período 1941-2007

Fátima Espírito Santo^a; Pedro Viterbo^b; M.Isabel P. de Lima^c e Alexandre M. Ramos^d

^aInstituto de Meteorologia, Rua C ao Aeroporto, 1749-077, Lisboa, Portugal, Email:

fatima.coelho@meteo.pt

^bInstituto de Meteorologia, Rua C ao Aeroporto, 1749-077, Lisboa, Portugal, Email:

pedro.viterbo@meteo.pt

^cIMAR – Centro do Mar e Ambiente, Departamento de Recursos Florestais / ESAC, Instituto Politécnico de Coimbra, Bencanta, 3040-416 Coimbra, Portugal Email: iplima@esac.pt

^dEnvironmental Physics Laboratory, Universidad de Vigo, Espanha, Email: alexramos@uvigo.es

Resumo

A climatologia de eventos extremos da precipitação no período 1941-2007 é analisada em diversos locais de Portugal Continental para investigar a variação recente do regime de precipitação e a relação desta variação com o aquecimento registado nas últimas décadas.

Utilizaram-se as séries temporais diárias de precipitação de 57 estações meteorológicas e postos udométricos das redes do Instituto de Meteorologia (IM) e Instituto da Água (INAG), e analisaram-se as variações na intensidade e frequência dos fenómenos extremos, através de índices climáticos definidos para precipitação diária recomendados pela *Commission for Climatology/Climate Variability and Predictability (CCI/CLIVAR)*.

Os resultados da análise de tendência mostram diferenças regionais nos padrões da precipitação. À escala anual, observa-se um decréscimo estatisticamente significativo na precipitação anual. Nos últimos 30 anos, e em particular para as regiões do Sul, verificou-se um aumento da contribuição de dias extremamente chuvosos (percentil 99) para a precipitação anual. Registou-se, à escala sazonal, uma forte variabilidade, com aumento significativo de número de eventos extremos no Outono e um decréscimo, igualmente significativo, na Primavera. No Verão e no Inverno verifica-se uma diminuição dos eventos extremos, ainda que menos significativa que na Primavera.

Abstract

Changes in the precipitation climate, namely those related to precipitation extremes, can be studied by inspecting trends in specific indices defined for daily precipitation. Such indices were recommended by the Commission for Climatology/Climate Variability and Predictability (CCI/CLIVAR) Working Group on Climate Change Detection, and include threshold indices, probability indices and other indices. Despite their simplicity, the indices are currently being used in many studies, facilitating the comparison of results from different studies.

In order to study recent variations in precipitation extremes in Portugal, daily precipitation from 57 climatological weather stations and rain-gauges (IM and INAG networks) spread over the country were analysed for the period 1941-2007. Using specific indices, variations in the intensity and frequency of extreme precipitation events were investigated.

Results of trend analysis show that there are regional differences in patterns of precipitation trends. The analysis of the annual precipitation indices reveals a decrease of annual precipitation. During the last 30 years, in particular over Southern Portugal, there is an increase of the contribution of extremely wet days (99th percentile) to the annual precipitation. At the seasonal scale, there is strong variability in the trends of extreme daily precipitation indices. The outcome of the analysis suggests that a significant increase of extreme precipitation events in autumn and a decrease in spring occur throughout the period studied. In summer and winter, most indices showed a decreasing trend, but not as strongly as for spring.

1. Introdução

Variações na frequência e/ou intensidade de fenómenos climáticos extremos têm impactos profundos na sociedade e no ambiente, o que evidencia a importância do estudo de eventos extremos na investigação e análise das alterações climáticas, bem como na definição de medidas de adaptação e de mitigação (IPCC, 2007). A caracterização de eventos extremos de temperatura em Portugal continental foi realizada por Ramos *et al.* (2011), para o período de 1941 a 2006.

No entanto é expectável que as variações climáticas não se façam sentir apenas em termos de variações de temperatura, mas também em variações de precipitação média, não só na precipitação média, mas também ao nível de regimes de precipitação. Este tema tem merecido a atenção da comunidade científica uma vez que, por exemplo, as variações nos extremos de precipitação terão maior impacto que qualquer variação na média da quantidade de precipitação (e.g. Moberg *et al.*, 2006).

Através da análise de observações diárias da quantidade de precipitação, é possível identificar objectivamente mudanças na distribuição da frequência de fenómenos climáticos extremos.

Neste trabalho analisa-se a climatologia de eventos extremos da precipitação em diversos locais de Portugal Continental, no período 1941-2007. Assim, procede-se a análise de tendência de vários índices climáticos, à escala anual e sazonal, visando responder a algumas questões, das quais se destacam as seguintes:

- Terá o aquecimento nas últimas décadas sido acompanhado por variação significativa nos extremos de precipitação?
- Será a variação do número de dias muito chuvosos mais acentuada que a variação do total anual?

2. Dados e metodologia

Os dados de precipitação utilizados neste trabalho são relativos a 57 estações meteorológicas e postos udométricos das redes do Instituto de Meteorologia (IM) e Instituto da Água (INAG), em Portugal Continental, e constam no Quadro 1 e Figura 1. Os registos, de resolução diária, dizem respeito ao período de 1941 a 2007.

A análise de dados diários, cujo foco seja, por exemplo, o cálculo do valor máximo da quantidade de precipitação acumulada ou distribuição de frequências, exige séries quase completas (ausência de falhas). Estabeleceu-se, como critério, a utilização de séries em que o número de falhas de observação fosse da ordem do 1%.

Para além do controlo de qualidade dos dados, aplicaram-se testes de homogeneidade às séries mensais de precipitação, programa RHtestsV3 (Wang & Feng, 2010), com o objectivo de identificar heterogeneidades nas séries; nos casos em que foram encontradas evidências de descontinuidades, e caso existisse, recorreu-se à história da estação (metadata) para confirmação. Confirmada a descontinuidade, as séries de valores diários da precipitação foram ajustadas (Wang *et al.* 2007, Wang, 2008a,b). Os testes de homogeneidade aplicados às séries temporais da precipitação foram testes absolutos.

Quadro 1. Identificação das estações meteorológicas e postos udométricos

N.º Station	Alt. (m)	N.º Station	Alt. (m)
1 Gestosa	706	30 Magos/Barragem	43
2 Travancas	884	31 Pavia	189
3 Bragança	690	32 S. Julião Tojal	6
4 Ponte Lima	18	33 Vila Viçosa	417
5 Tinhela	592	34 Canha	52
6 Braga	190	35 Lisboa	77
7 Sta Marta	866	36 Moinhola	41
8 Chacim	551	37 Águas de Moura	17
9 Torre Pinhão	661	38 Évora	309
10 Alfandega Fé	558	39 Reguengos	218
11 Régua	56	40 Alcáovas	218
12 Porto	93	41 Comporta	2
13 A. da Beira	776	42 Viana do Alentejo	314
14 Pinhel	606	43 Amareleja	204
15 Sta Comba Dão	289	44 Grandola	95
16 P'douradas	1380	45 Cuba	180
17 Oliv Hospital	468	46 Beja	246
18 Coimbra	35	47 Serpa	209
19 Ladoeiro	215	48 Relíquias	244
20 F. Zezere	348	49 Castro Verde	217
21 Cela	2	50 Aldeia de Palheiros	221
22 Gavião	273	51 Almodovar	290
23 Abrã	169	52 Santana da Serra	211
24 C. de Vide	552	53 Martim Longo	294
25 Cabo Carvoeiro	32	54 Aljezur	7
26 Portalegre	597	55 S. Bart Messines	126
27 Chouto	126	56 S. Brás Alportel	334
28 Almeirim	19	57 Loulé	212
29 Pragança	183		

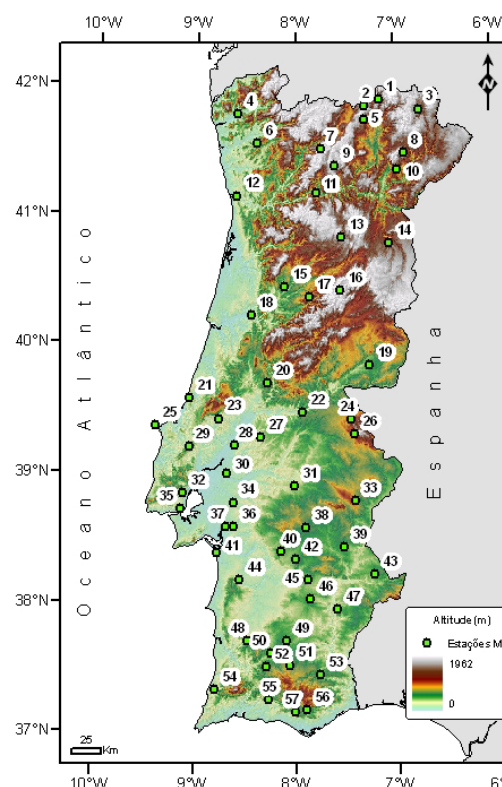


Figura 1. Rede de estações meteorológicas e postos udométricos

Os dados de precipitação foram subsequentemente explorados através do cálculo de índices climáticos definidos para valores diários da precipitação. Os índices calculados encontram-se entre os recomendados pela Organização Mundial de Meteorologia (Peterson *et al.*, 2001) e são apresentados no Quadro 2. Foi feita a análise de variações na intensidade e frequência dos fenómenos extremos através destes índices.

Quadro 2. Índices climáticos de precipitação

Índices	Definição	Unidade
R20	Nº de dias com precipitação ≥ 20 mm	dias
RX5d	Precipitação máxima acumulada em 5 dias consecutivos	mm
SDII	Intensidade diária da precipitação – Precipitação total dividida pelo nº de dias com precipitação ≥ 1 mm	mm
R99p	Precipitação total anual devido a dias extremamente chuvosos (>percentil 99)	mm
PRCPTOT	Precipitação total (≥ 1 mm)	mm

Os índices foram calculados nas escalas anual e sazonal, tendo-se procedido à respectiva análise de tendência; utilizou-se o *t-test* para determinar a significância estatística dos resultados.

O estudo da evolução anual dos índices baseou-se também na análise de tendências parciais nos períodos de arrefecimento (1945-1975) e de aquecimento (1976-2007) da temperatura média global (Karl *et al.*, 2000), através do método proposto por Tomé e Miranda (2004).

A cartografia foi obtida recorrendo a *software* de Sistemas de Informação Geográfica.

3. Resultados

À escala anual:

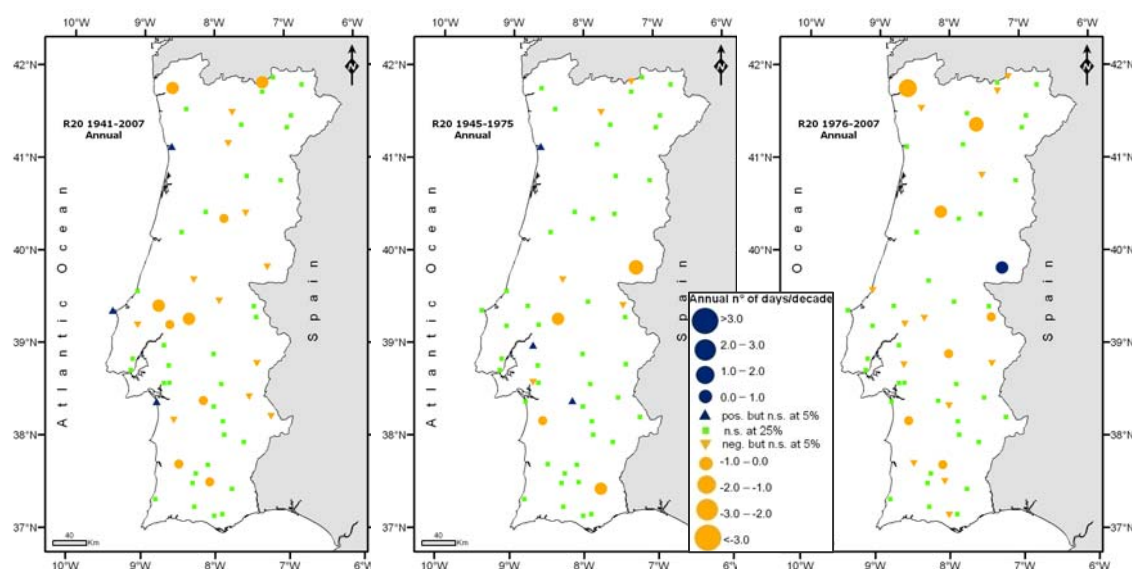
No Quadro 3 apresentam-se os resultados relativos à tendência dos índices R20, SDII e R99p nos períodos 1941-2007 e nos sub-períodos 1945-1975 e 1976-2007.

Quadro 3. Tendência dos índices anuais de precipitação: número de estações com tendências positivas/negativas e correspondente número de tendências estatisticamente significativa ao nível de 5%.

Índices	1941-2007				1945-1975				1976-2007			
	+	Sig +	-	Sig -	+	Sig +	-	Sig -	+	Sig +	-	Sig -
R20	16	0	41	9	36	0	21	4	10	1	47	7
RX5d	19	0	38	8	28	0	29	8	24	0	33	3
SDII	15	1	42	23	24	1	33	12	14	0	43	9
R99p	29	2	28	0	25	0	32	5	30	2	27	1
PRCPT	12	0	45	9	44	0	13	1	4	0	53	6

Na Figura 2 apresentam-se as tendências do índice R20, definido como sendo o número de dias com precipitação ≥ 20 mm. No período 1945-1975, observa-se que a maioria das estações (63%) apresenta tendências positivas, estatisticamente significativas em 9 casos; relativamente ao período 1976-2007, mais de 80% das estações apresentam uma diminuição do número de dias com precipitação ≥ 20 mm (significativa em apenas 7 casos).

Figura 2. Tendência do número de dias com precipitação ≥ 20 mm, nos 3 períodos



Na Figura 3 apresentam-se as tendências do índice SDII, intensidade média diária da precipitação (em dias chuvosos). No período 1941-2007, mais de 70% das estações apresenta tendência de diminuição, estatisticamente significativa em mais de metade dos casos. No período 1945-1975, quase 60% das estações apresenta tendências negativas, estatisticamente significativas em 12 das 57 séries estudadas; no período de aquecimento, cerca de 75% das estações apresentam uma diminuição da intensidade diária da precipitação.

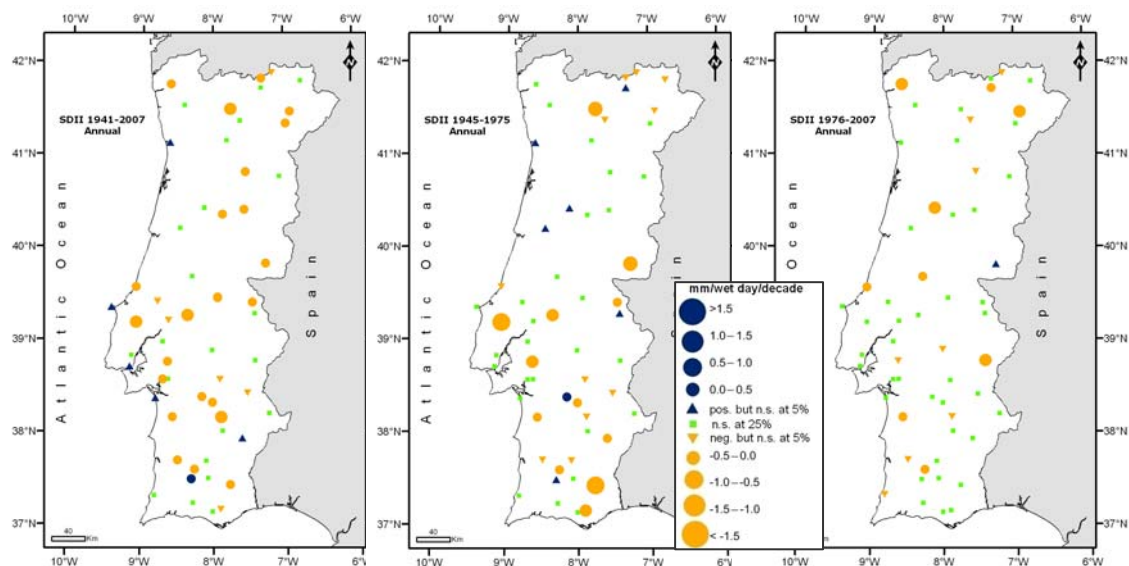


Figura 3. Tendência do índice de intensidade diária (SDII), nos 3 períodos

Na Figura 4 apresenta-se a média, com base nas 57 estações, do índice SDII; nos últimos 32 anos, a intensidade diária da precipitação revela uma diminuição a uma taxa de cerca de 0,2 mm/década; no período 1941-2007, a diminuição de 0,13 mm/década é estatisticamente significativa ao nível de 5%.

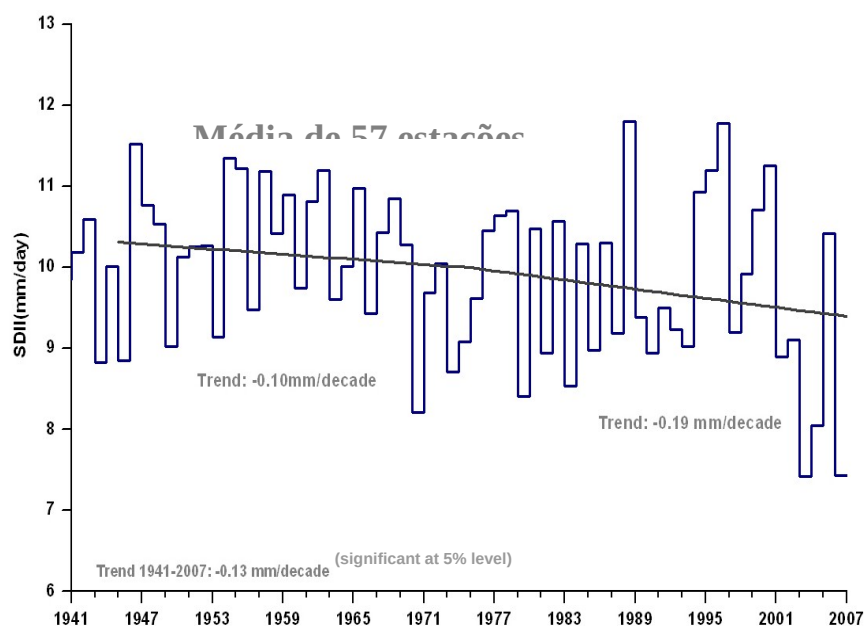


Figura 4. Variabilidade temporal da média regional do índice de intensidade diária (SDII) e tendência, nos 3 períodos

Na Figura 5 apresenta-se a média regional do índice R99p, que traduz a precipitação total anual devido a dias extremamente chuvosos (> percentil 99). Verifica-se, desde 1976, período de aquecimento, uma tendência de aumento da precipitação total anual devido à contribuição de dias extremamente chuvosos, a uma taxa de cerca de 1,2 mm/década.

Em cerca de 80% das estações verificou-se diminuição da precipitação total, que se atribui principalmente à diminuição ocorrida nos últimos 32 anos, acompanhada pela diminuição do número de dias chuvosos ou muito chuvosos.

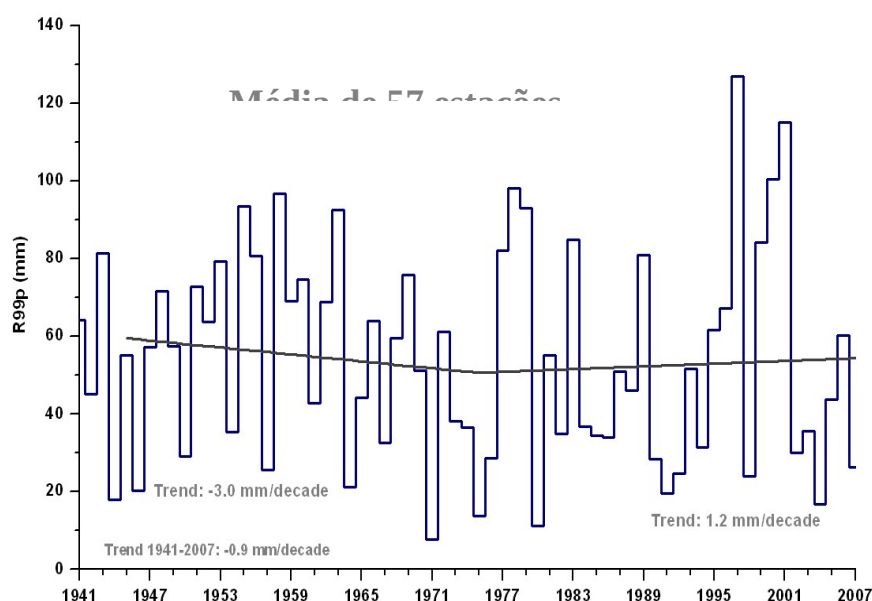


Figura 5. Variabilidade temporal da média regional do índice R99p, precipitação total anual devido a dias extremamente chuvosos (>percentil 99), e tendência, nos 3 períodos

À escala sazonal:

No Quadro 4 apresentam-se os resultados relativos à tendência dos índices R20, RX5d, SDII e PRCPT, por estação do ano.

Quadro 4. Tendência dos índices sazonais de precipitação: número de estações com tendências positivas/negativas e correspondente número de tendências estatisticamente significativa ao nível de 5%

Índices	Primavera (MAM)				Verão (JJA)				Outono (SON)				Inverno (DJF)			
	+	Sig +	-	Sig -	+	Sig +	-	Sig -	+	Sig +	-	Sig -	+	Sig +	-	Sig -
R20	0	0	57	34	22	0	35	1	54	10	3	0	13	0	44	3
RX5d	1	0	56	22	13	0	44	1	48	5	9	0	3	0	54	12
SDII	3	0	54	23	13	0	44	4	35	7	22	2	9	0	48	16
PRCPT	0	0	57	43	22	0	35	0	57	17	0	0	9	0	48	1

Nas Figuras 6 e 7 apresentam-se, para a Primavera e Outono, as tendências dos índices de precipitação máxima acumulada em 5 dias consecutivos (RX5d) e precipitação total (PRCPT), respectivamente. Faz-se notar, em ambos os casos, a tendência para diminuição na Primavera e aumento no Outono; este aumento revela-se mais pronunciado em relação à precipitação total. De realçar que, na Primavera, todas as estações apresentaram diminuição da precipitação total, estatisticamente significativa em 75% dos casos; no Outono todas as estações apresentaram tendência positiva, estatisticamente significativa em apenas 30%, com aumento no número de dias com precipitação, em 95% das estações.

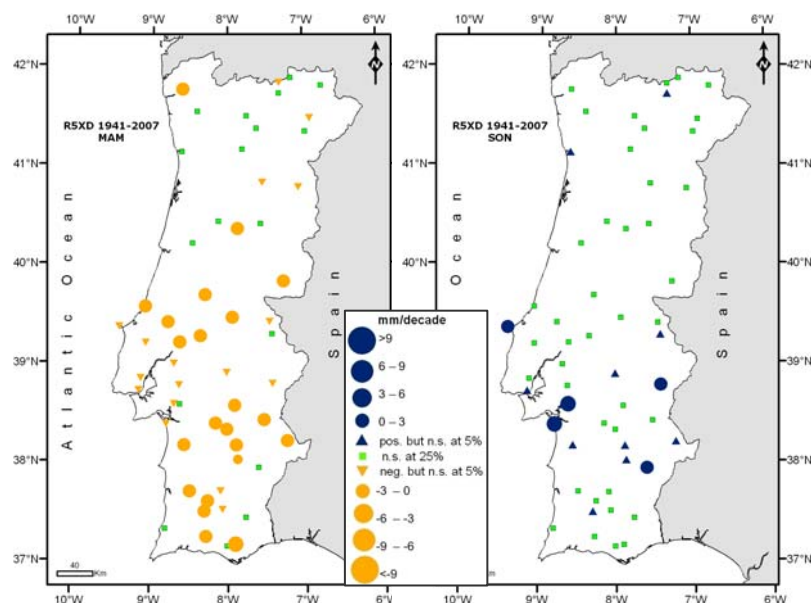


Figura 6. Tendências do índice de precipitação máxima acumulada em 5 dias consecutivos (RX5d) na Primavera e Outono

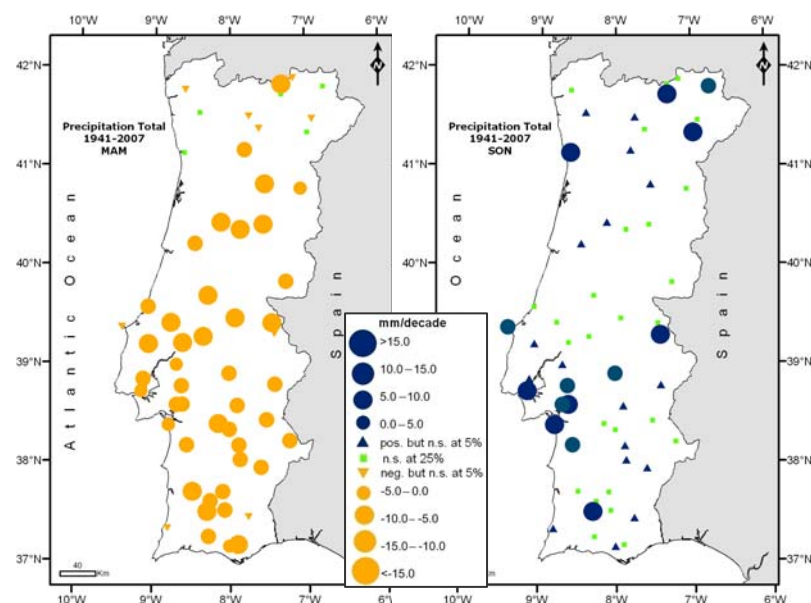


Figura 7. Tendências da precipitação total (PRCPT) na Primavera e Outono

4. Considerações Finais

O conjunto de índices de precipitação investigados neste estudo, calculados para 57 localizações em Portugal Continental, no período 1941-2007, e avaliados anual e sazonalmente, permitem conhecer tendências recentes da ocorrência de fenómenos extremos.

Os resultados mostram diferenças regionais nos padrões da precipitação. À escala anual, a análise das tendências revela um decréscimo estatisticamente significativo na precipitação anual, devido principalmente à diminuição do número de dias com precipitação e, subsidiariamente, decréscimo na intensidade diária (precipitação acumulada dividida pelo número de dias com chuva). Nos últimos 30 anos, e em particular para as regiões do Sul, verificou-se um aumento da contribuição de dias extremamente chuvosos (percentil 99) para a precipitação anual.

Registou-se, à escala sazonal, uma forte variabilidade, com aumento significativo do número de eventos extremos no Outono e um decréscimo, igualmente significativo, na Primavera. No Verão e no Inverno verifica-se uma diminuição dos eventos extremos, ainda que menos significativa que na Primavera.

Assim, no geral, o estudo sugere que as assimetrias espaciais e as variações sazonais da distribuição da precipitação em Portugal Continental se acentuaram no período em análise, o que se observou mais marcadamente nas últimas dezenas de anos.

A análise de tendências parciais sugere alterações no regime de precipitação que, algumas vezes, não será correctamente descrito através de um modelo linear, monotónico, de tendência, aplicado a todo o período de registos. Estudos complementares deverão clarificar a relação existente entre as alterações, no tempo e espaço, do regime de precipitação e as observadas para a temperatura.

Agradecimentos

O desenvolvimento deste trabalho enquadra-se no projecto PTDC/GEO/73114/2006, da Fundação para a Ciência e a Tecnologia.

Agradece-se a Álvaro Silva e Sofia Cunha do Instituto de Meteorologia a colaboração na elaboração da cartografia.

Referências bibliográficas

- Intergovernmental Panel on Climate Change 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (Eds.) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- Karl, T.R.; Knight, R.W.; Baker B., 2000. The record breaking global temperature of 1997 and 1998: evidence for an increase in the rate of global warming? *Geophys. Res. Lett.*, 27: 719-722.
- Moberg, A., et al. 2006. Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901–2000, *J. Geophys. Res.*, 111, D22106.
- Peterson, T.C.; Folland, C.; Gruza, G.; Hogg, W.; Mokssit, A.; Plummer, N., 2001. Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001. Report WCDMP-47, WMO-TD 1071, World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland. WMO-TD No. 1071.
- Ramos A.M., Trigo R.M., Santo F.E. (2011). Evolution of extreme temperatures over Portugal; reporting on recent changes and future scenarios. *Climate Research* DOI: 10.3354/cr00934 (in press).
- Tomé, A.R.; Miranda, P.M.A., 2004. Piecewise Linear Fitting and Trend Changing Points of Climate Parameters. *Geophys Res Lett.*, 31:L02207.
- Wang, X.L.; Wen, Q.H.; Wu, Y., 2007. Penalized Maximal t-test for Detecting Undocumented Mean Change in Climate Data Series. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 46(No. 6), 916-931. DOI:10.1175/JAM2504.1
- Wang, X.L., 2008a: Penalized maximal F test for detecting undocumented mean shift without trend change. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 25, 368-384. DOI: 10.1175/2007/JTECHA982.1
- Wang, X.L., 2008b. Accounting for autocorrelation in detecting mean-shifts in climate data series using the penalized maximal t or F test, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47, 2423-2444. DOI:10.1175/2008JAMC1741.1
- Wang, X.L. and Y. Feng, published online 2010: RHtestsV3 User Manual. Available online at http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/RHtest/RHtestsV3_UserManual.doc. Climate Research Division, Science and Technology Branch, Environment Canada, Toronto, Ontario, Canada. 26 pp.

Queima sazonal de biomassa na África Austral: Efeitos na precipitação

Genito Maure^{a,b}; Mark Tadross^b

^aUniversidade Eduardo Mondlane, Faculdade de Ciências, Departamento de Física, Campus Universitário Principal, CP257, Maputo, Moçambique, Email: genito.maure@uem.mz

^bClimate Systems Analysis Group (CSAG), Dept. Environmental & Geographical Science, University of Cape Town, Private Bag X3, Rondebosch 7701. South África, Email: mtadross@csag.uct.ac.za

Resumo

O modelo global avançado de interação aerossol-clima - ECHAM5-HAM, é usado para avaliar o impacto dos aerossóis de queima de biomassa na precipitação da região da África austral. São realizados três tipos de simulações: a) ECHAM5-HAM, sem quaisquer aerossóis (CTRL); b) ECHAM5-HAM com todos aerossóis (naturais+antropogénicos); e c) ECHAM5-HAM com as emissões de aerossóis derivadas de queima de biomassa anuladas apenas na região da África austral. Testes de significância estatística mostram três sub-regiões na África austral onde a queima de biomassa afecta significativamente a precipitação. Nestas regiões nota-se um padrão comum de redução de precipitação no verão austral, que chega a atingir os arriscados 2,5mm/dia numa época em que se está no auge da prática de agricultura de sequeiro.

Abstract

The *state-of-the-art* global aerosol-climate model ECHAM5-HAM, is used to assess biomass burning aerosol effects in precipitation in southern África. Three types of simulations are performed: a) Without any type of aerosols (CTRL); b) With full set of aerosols; and c) With wildfire emissions set to zero in southern África only. Significance tests show three subregions in southern África where biomass burning aerosols impact significantly precipitation. In these regions a general pattern of precipitation reduction is common in December to February season, meaning a reduction of up to a risky 2,5 mm/day for rainfed agriculture period.

1. Introdução

A queima de biomassa é reconhecidamente um contribuinte significativo da concentração de aerossóis em regiões tropicais continentais e, para algumas regiões do globo terrestre, está demonstrado que em escalas locais e regionais, seus efeitos radiativos são frequentemente muito mais dramáticos que os atribuídos aos gases de efeito de estufa (Rosenfeld & Feingold, 2003; Keil & Haywood, 2003).

A quantificação do impacto radiativo dos aerossóis derivados da queima de biomassa em modelos climáticos regionais e/ou globais é complexa devido a não-homogeneidade das características físico-químicas, sua distribuição espaço-temporal na atmosfera e, na maior parte dos casos, seu curto tempo de residência na atmosfera (Abel et al., 2005).

Como parte de práticas agrícolas tradicionais na região da África Austral, a vegetação de savana é periodicamente submetida a extensas queimadas durante os meses de Maio a Novembro, o que acarreta consigo a libertação para a atmosfera de quantidades elevadas de aerossóis (Helas & Pienaar, 1996; Swap et al., 2003). Devido ao padrão de circulação atmosférica característico da África austral, os aerossóis libertados permanecem por um período mais longo na atmosfera comparativamente a outros lugares do mundo, levando assim a um efeito de acumulação (Tyson et al., 1996; Scholes et al., 2001).

Um aumento da concentração de aerossóis na atmosfera leva à intensificação do chamado efeito indirecto dos aerossóis, ou seja, aparte do efeito directo – a absorção e/ou reflexão de radiação solar – há uma redução da eficiência de precipitação por ocorrer criação de inúmeras gotículas diminutas de nuvem em torno dos núcleos de condensação formados pelos aerossóis e que, por sua vez, se fundem ineficientemente em gotas de chuva (Rosenfeld & Feingold, 2003; Lohmann & Feichter, 2005).

Porque na África Austral o período de intensas queimadas é imediatamente anterior ao período do histórico início do período chuvoso (mês de Outubro), a região se transforma em um “laboratório” interessante para testar a hipótese de que as comunidades da África austral podem estar a contribuir para a redução da muito-esperada precipitação para a agricultura de sequeiro, aumentando o número de núcleos de condensação de nuvem formados por aerossóis de queima de biomassa.

Neste trabalho, um dos modelos numéricos mais avançados para o estudo da interação aerosol-clima – O ECHAM5 do Max-Planck-Institut für Meteorologie acoplado ao Hamburg Aerosol Module (HAM) (Stier et al, 2005), é usado para avaliar o impacto da queima de biomassa na precipitação.

2. Material e métodos

Neste trabalho, o modelo global de circulação ECHAM5-HAM é configurado para ter em conta esquemas físicos que permitem a parametrização dos efeitos dos aerossóis na radiação solar bem como nos processos de formação e desenvolvimento de nuvens, como mostra quadro abaixo:

Quadro 1. Configuração do modelo ECHAM5-HAM

Esquema	Opção
Transporte de escalares	Lin & Rood, 1996
Microfísica	M7: Lohmann & Roeckner, 1996; Tompkins, 2002
Convecção	Tiedtke (1989); Nordeng (1994).
Radiação Solar	Fouquart & Bonnel, 1980
Radiação de Onda Longa	Mlawer et al., 1997; Morcrette et al., 1998 (com 16 bandas espectrais)

É usada a malha gaussiana de resolução T63L31 (aproximadamente 1,8 x 1,8 graus) e as emissões de aerossóis são baseadas no inventário da AEROCOM (<http://nansen.ipsl.jussieu.fr/AEROCOM/>) e são representativas do ano 2000. São realizados três (03) tipos de simulações, todos com início em 1990 e com fim em Novembro de 1996. Os resultados obtidos de Janeiro de 1990 a Novembro de 1991 são considerados como sendo período de *spin-up* e portanto, não são usados na análise de resultados. As simulações tem as seguintes características: a) Sem aerossóis de algum tipo (CTRL); b) com todo o tipo de aerossóis (BBYES); e c) com aerossóis de queimadas anuladas apenas para a região da África austral (BBNOT) compreendida entre as Longitudes 0E-60E e Latitudes 40S-0N. É também em relação a esta região que se realizam todas as análises de resultados.

Com o objectivo de se verificar o desempenho do modelo na nossa região, a primeira análise dos resultados do modelo é feita comparando os resultados de temperatura e precipitação modelados aos dados do Climate Research Unit (CRU) (New et al, 2002). A opção por este conjunto de dados deve-se ao facto da descontinuidade espaço-temporal

quase generalizada da rede de observação na região em estudo. Os resultados desta análise serão apresentados na versão final deste artigo.

É também produzido um mapa de significância estatística que ilustra os locais onde a diferença de precipitação diária entre as corridas com e sem aerossóis de queima de biomassa durante o período em estudo é pelo menos 75% significativa. A análise dos resultados é realizada apenas para estes locais.

3. Resultados preliminares e discussão

A Figura 1 mostra os locais onde se tem pelo menos 75% de significância estatística na diferença de médias de precipitação diária nas simulações BBYES e BBNOT. A região que compreende a Tanzânia, sul de Congo-Kinshasa, Norte do Zimbabwe, Zâmbia e Este de Angola corresponde a região A. Deve-se notar que nesta região ocorrem os máximos de incêndios na região. Parte do Noroeste da África do Sul e Sul da Namíbia correspondem à região B. É neste local onde se encontra parte do Deserto de Kalahari, pelo que os aerossóis apenas podem ter sido transportados de outras regiões. Mapas de circulação média ainda em elaboração poderão auxiliar na compreensão do comportamento nesta região. A terceira e última região em análise, é a região C. É por esta região que sai uma das plumas de aerossóis na África Austral, quando estes se conseguem libertar do padrão de recirculação (vide Swap et al, 2003)

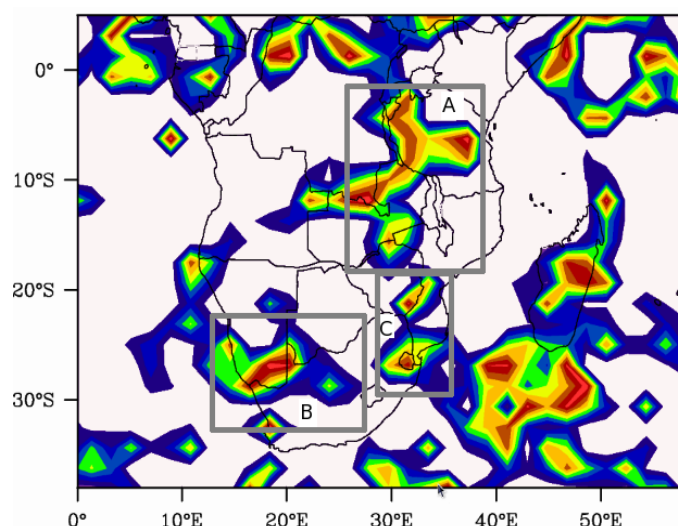


Figura 2: Regiões onde a diferença de precipitação BBYES-BBNOT possui significância estatística acima

A Figura 2 mostra a diferença de valores de precipitação média diária acumulada entre as simulações BBYES e BBNOT nos períodos de Dezembro a Fevereiro (DJF), Março a Maio (MAM), Junho a Agosto (JJA), e Setembro a Novembro (SON), incluindo variação zonal do mesmo parâmetro.

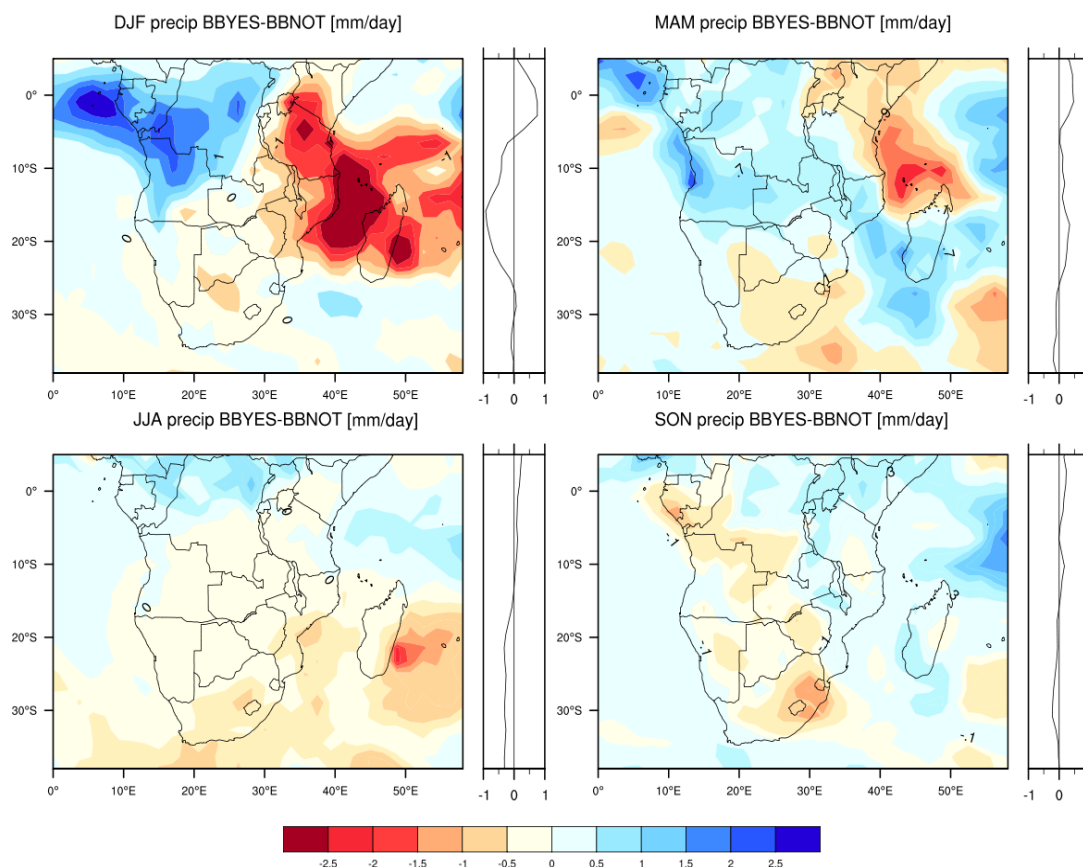


Figura 3: Diferença sazonal Dezembro a Fevereiro (DJF), Março a Maio (MAM), Junho a Agosto (JJA), e Setembro a Novembro (SON) de precipitação nas corridas com aerossóis (BBYES) e sem aerossóis (BBNOT) de queima de biomassa na África Austral, incluindo variação zonal do mesmo parâmetro.

Pode-se notar da figura anterior que, no geral, o padrão de redução de precipitação é mais acentuado, ou seja as cores predominantes são do creme para o vermelho na região. No entanto, as três regiões descritas anteriormente tem comportamentos diferentes em cada estação. A região A sofre a redução mais intensa de precipitação, chegando a atingir em alguns casos -2,5 mm/dia em DJF e uma ligeira subida de até 1 mm/dia em MAM, ou seja, fora do período que se considera de época chuvosa nesta região. Este aspecto sugere uma análise mais profunda na distribuição sazonal de probabilidade de precipitação, aspecto porém não coberto neste trabalho. Assume-se que no período de DJF a elevada concentração de aerossóis de carbono, leva o efeito indirecto a fazer-se sentir bastante nesta região. As restantes regiões comportam-se mais ou menos de forma parecida, sofrendo redução de precipitação em DJF, MAM e JJA de até 1mm/dia. Ocorre no entanto um comportamento diferente na região C, onde se nota um ligeiro aumento de precipitação, na ordem de 0,5 mm/dia, no período de SON, ou seja por volta do início da época chuvosa. Especula-se aqui, através de dados ainda em análise, que a humidade do ar trazida do oceano pode estar por detrás deste comportamento.

4. Conclusões preliminares

O modelo global de interacção aerosol-clima esta a ser usado para investigar o papel da queima de biomassa na África Asutral. Resultados preliminares da aplicação do modelo indicam que há uma relação entre a variação da concentração de aerossóis na quantidade de precipitação da região. No geral, o modelo indica uma acentuação do efeito indirecto dos

aerossóis, sendo que a área onde ocorre maior redução de precipitação corresponde à área onde ocorrem as maiores queimadas na região. Tratando-se de um trabalho em curso, outros factores de pequena escala estão ainda em análise e certamente auxiliarão a compreender a variabilidade de precipitação em outras regiões do sub-continente Africano.

Agradecimentos

Este trabalho foi possível graças ao apoio prestado por Ulrich Schlese, do instituto Max Planck de Meteorologia de Hamburgo. Agradece-se também ao Center for High Performance Computing (CHPC) do CSIR-África do Sul, por permitir o uso de seu supercomputador IBM-BlueGene e ao Climate Research Unit (CRU) da Universidade de East Anglia por providenciar os dados para a verificação do desempenho do modelo.

Referências bibliográficas

- Abel, S. J., Highwood, E. J., Haywood, J. M., and Stringer, M. A. 2005. The direct radiative effect of biomass burning aerosols over southern África. *Atmos. Chem. & Phys.*, 5:1999–2018.
- Grell, G. A., Peckham, S. E., Schmitz, R., McKeen, S. A., Frost, G., Skamarock, W. C., and Eder, B. 2005. Fully coupled "online" chemistry within the WRF model. *Atmospheric Environment*, 39(37):6957–6975. doi:10.1016/j.atmosenv.2005.04.027.
- Helas, G. and Pienaar, J. J. (1996). The influence of vegetation fires on the chemical composition of the atmosphere. *S. Afr. J. Sci.*, 92(3):132–136.
- Keil, A. and Haywood, J. M. 2003. Solar radiative forcing by biomass burning aerosol particles during SAFARI 2000: A case study based on measured aerosol and cloud properties. *J. Geophys. Res.*, 108(D13):8467–+. doi:10.1029/2002JD002315.
- Lohmann, U. and Feichter, J. (2005). Global indirect aerosol effects: a review. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 5:715–737.
- New, M., Lister, D., Hulme, M. and Makin, I., 2002: A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research* 21
- Rosenfeld, D. and Feingold, G. 2003. Explanation of discrepancies among satellite observations of the aerosol indirect effects. *Geophys. Res. Lett.*, 30(14):1776. doi:10.1029/2003GL017684.
- Scholes, R. J., Annegarn, H., and Marufu, L. 2001. Emissions From Fires in Southern Africa. AGU Fall Meeting Abstracts, pages C5+. Provided by the SÃO/NASA Astrophysics Data System.
- Stier, P., Feichter, J., Kinne, S., Kloster, S., Vignati, E., Wilson, J., Ganzeveld, L., Tegen, I., Werner, M., Balkanski, Y., Schulz, M., Boucher, O., Minikin, A., and Petzold, A. (2005). The aerosol-climate model echam5-ham. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(4):1125–1156.
- Swap, R. J., Annegarn, H. J., Suttles, J. T., King, M. D., Platnick, S., Privette, J. L., and Scholes, R. J. 2003). Africa burning: A thematic analysis of the Southern African Regional Science Initiative (SAFARI 2000). *J. Geophys. Res.*, 108(D13):8465–+. doi:10.1029/2003JD003747.
- Tyson, P. D., Garstang, M., and Swap, R. (1996). Large-Scale Recirculation of Air over Southern Africa. 870 *Journal of Applied Meteorology*, 35:2218–2236. doi: 10.1175/1520-0450(1996)035.

Avaliação da eficiência do uso da água em biomas brasileiros pelo modelo de biosfera IBIS

Emily Ane Dionizio da Silva^a; Suzana Maria Inácio de Carvalho; Celso Von Randow; Jorge Alberto Bustamante Becerra ; Íris Amati Martins

^aInstituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, Rodovia Presidente Dutra, km 40, 12630-000 Cachoeira Paulista- Brasil, Email: { emily.silva; suzana.carvalho;celso.vonrandow; jorge.bustamante; iris.martins } @inpe.br

Resumo

Neste trabalho avaliamos a eficiência do uso da água (EUA) nos biomas Amazônia e Cerrado, utilizando o modelo de superfície IBIS. O IBIS é um modelo de biosfera terrestre que considera as mudanças na composição e estrutura da vegetação em resposta a mudanças ambientais. Testamos as versões pontual (0D) e bidimensional (2D) do modelo na Amazônia, e 2D no Cerrado. Na versão 0D, o modelo foi ajustado com parâmetros de calibração e dados micrometeorológicos para o sítio experimental do programa LBA (*Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*), K34. Na versão 2D, o modelo simulou uma faixa de grade correspondente à América do Sul, da qual extraímos dados referentes a pontos representativos dos biomas. Com base nos dados observacionais e simulados, calculamos a EUA, assumindo que GPP (*Gross Primary Productivity*) equivale à taxa de difusão de moléculas de CO₂ para o interior da folha, e ET (*Evapotranspiration*), equivale à taxa de difusão de H₂O para fora da folha, e, desta forma $EUA = GPP/ET$. A versão 0D apresentou dificuldade em simular a variabilidade mensal dos fluxos na Amazônia, apresentando um forte estresse hídrico durante a estiagem o que não é observado, influenciando os valores de GPP, ET e NEE (*Net Exchange Ecosystem*). A versão 2D, no entanto, melhora esta representação, onde os picos de produtividade ocorrem durante a estação seca e diminuem na estação chuvosa. No Cerrado, o modelo simulou valores de NPP (*Net Primary Productivity*) com grande variação sazonal, em resposta à variação climática da região, à variação de NEE e GPP. A EUA observada e simulada para a Amazônia apresentou uma tendência em diminuir durante a estação seca, enquanto os valores simulados para o Cerrado, tendência em aumentar. Para trabalhos futuros, recomenda-se analisar em mais detalhe como a representação da umidade do solo influencia a sazonalidade destas variáveis nos dois biomas.

Abstract

We evaluated the WUE (Water Use Efficiency) in Amazonia and Cerrado biomes, using the surface model IBIS. IBIS is a terrestrial biosphere model that simulates dynamic changes in composition and structure of vegetation in response to environmental changes. We tested the site-level (0D) and bidimensional (2D) versions of the model for Amazonia and the 2D version for the Cerrado. In the 0D version, the model was adjusted with calibrated parameters and climatological conditions for Manaus, AM, using observations from a micrometeorological tower of the LBA program. In the 2D version, the model simulated a domain covering South America, where we extracted representative grid points of the biomes. Based on the observed and simulated data, we calculated the ecosystem WUE, assuming that GPP corresponds to the rate of diffusion of CO₂ molecules into the leaves, and the ET corresponds to the rate of diffusion of H₂O molecules outside of the leaves, and therefore $WUE = GPP / ET$. In the 0D version the model had presented difficulty in simulating the monthly variability of fluxes in Amazonia, showing a strong drought stress during the dry season that is not observed. This influences the simulations of GPP, ET and NEE. In the 2D version there is improvement in this representation, where productivity is not reduced during the dry season, as usually observed in the rain forests. For the Cerrado, the 2D model

simulated NPP with large seasonal variations in response to the climatic variability and variations in NEE and GPP. The observed and simulated WUE in Amazonia trended to diminish during the dry season, while simulated values in the Cerrado trended to increase. For future studies, we recommend to analyze in more detail how the representation of soil moisture and water stress is influencing the seasonal variability of these variables in both biomes.

1. Introdução

Os ecossistemas tropicais exercem um importante papel na regulação ciclo de carbono e água, influenciando o clima regional e global. A Amazônia, floresta tropical úmida, é grande fornecedora de vapor de água (calor latente) para a atmosfera, e ao mesmo tempo, importante 'seqüestradora do excesso' de gás carbônico atmosférico (AGUIAR *et al.*, 2006). O Cerrado, caracterizado por um mosaico de fitofisionomias que vai desde formações florestais à formações savânicas e campestres, também desempenha papel fundamental no processo de distribuição dos recursos hídricos, já que é o local de origem das grandes bacias hidrográficas brasileiras e do continente sul americano (LIMA & SILVA, 2008).

A disponibilidade de dados climáticos em diferentes escalas de tempo é fundamental para se discutir a origem e a manutenção de um ecossistema, para compreender aspectos de sua dinâmica e também para prever os efeitos de perturbações ou práticas de manejo com o auxílio de modelagem numérica, em especial dos modelos acoplados superfície-atmosfera. Modelos de biosfera terrestre são os componentes dos modelos climáticos que simulam a interação entre a superfície dos continentes e a atmosfera. Após quatro décadas de evolução, esses modelos passaram por transformações significativas, caracterizadas por diversas gerações (SELLERS *et al.*, 1997). Atualmente, os modelos incorporam uma série de processos do sistema terrestre relacionados à superfície continental como, por exemplo, processos biogeofísicos de maneira geral (fluxos de superfície, turbulência, etc.), fenologia e dinâmica de vegetação, ciclo do carbono terrestre, outros ciclos biogeoquímicos, hidrologia superficial, e emissões de gases-traço, VOCs, poeiras e aerossóis (OLESON *et al.*, 2008).

O objetivo geral deste trabalho é avaliar a eficiência na qual os dois maiores biomas brasileiros, Amazônia e Cerrado, utilizam a água, através de medidas de torres de fluxos e simulações com o modelo de biosfera terrestre IBIS (KUCHARIK *et al.*, 2000), contribuindo com informações sobre a variabilidade sazonal dos fluxos de evapotranspiração e produtividade primária bruta, melhorando a compreensão de como a vegetação tropical utiliza e dimensiona as trocas carbono e água no sistema solo-planta-atmosfera.

2. Material e métodos

2.1 Áreas de estudo

As áreas em estudo compreendem áreas dos biomas brasileiros Amazônia e Cerrado, sendo que para a Amazônia, foi utilizado o sítio experimental do programa LBA (*The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*) K34, que está localizado na Reserva Florestal de Cuieiras, no município de Manaus – AM (02°36'S, 60°12'W). Para o Cerrado, selecionamos uma área localizada à 09.25°S e 46.25W.

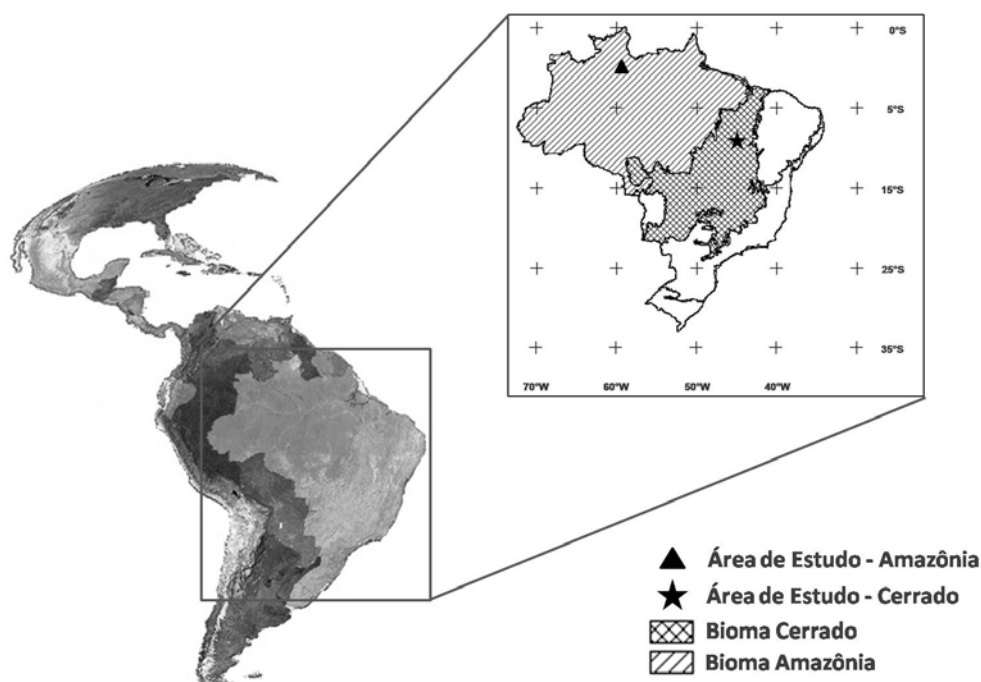


Figura 1. Localização das áreas de estudo

2.3 Descrição do modelo IBIS

O IBIS simula os processos da superfície terrestre (trocas de energia, água e *momentum* entre o solo, a vegetação e a atmosfera), fisiologia do dossel (fotossíntese e condutância do dossel), fenologia da vegetação (produção de folhas e senescência), vegetação dinâmica (distribuição, reciclagem e competição entre os tipos de vegetação) e balanço de carbono terrestre (produção primária líquida, reciclagem do tecido vegetal, carbono no solo e decomposição da matéria orgânica) (KUCHARIK *et al.*, 2000).

O modelo segue uma hierarquia conceitual e inclui submodelos (ou módulos) organizados de acordo com a escala temporal: processos de superfície (transferência de energia, água, carbono e momentum), biogeoquímica do solo (ciclo do nitrogênio e do carbono), dinâmica da vegetação (competição das plantas por luz, água e nutrientes), fenologia (baseada no desenvolvimento medido por graus-dia) (COSTA, 2009).

Foram realizadas rodadas considerando num primeiro momento a vegetação estática (em que a fenologia da vegetação é prescrita e fixa, sem responder a mudanças nas condições ambientais), e posteriormente considerando a vegetação dinâmica (em que as características fenológicas da vegetação como o índice de área foliar são determinadas dinamicamente em resposta às forçantes ambientais). O modelo simulou o balanço de carbono e a evapotranspiração por um período de oito anos, dos quais alguns são ilustrados neste trabalho.

Na versão 2D, o modelo foi programado para simular o balanço de carbono e a evapotranspiração para um domínio de grade cobrindo a América do sul por um período de cinquenta anos. Os cinco últimos anos desta simulação foram utilizados para formar um ano médio, o qual foi utilizado nas análises para os dois ecossistemas em estudo. Para o bioma amazônico, foram extraídos, os valores de GPP, ET, Reco e NEE, para as coordenadas 02 S, 60 W, e para o cerrado, 09.25°S, 46.25W.

2.4 O cálculo da EUA

Para calcular a eficiência no uso da água, partiu-se do princípio de que a taxa de assimilação (GPP) equivale taxa de difusão de moléculas de CO₂ para o interior da folha, e a taxa de transpiração (ET), equivale taxa de difusão de H₂O para fora da folha. Onde a taxa de assimilação e transpiração, são fornecidas pelo particionamento da NEE e dados de

fluxo de calor latente, respectivamente, através dos dados de torre fluxo, do sítio experimental K34. A EUA pode então ser expressa pela seguinte equação,

$$EUA = GPP/ET \quad (1)$$

onde GPP é a produção primária bruta, em gC/m², e ET é a evapotranspiração em mm.

3. Resultados e discussão

3.1 Modelo IBIS versão 0D

O modelo foi executado em dois modos: modo de vegetação estática, em que a fenologia da vegetação é mantida fixa, sem ser influenciada pelas condições ambientais, e o modo de vegetação dinâmica, em que o índice de área foliar, altura dos tipos funcionais de plantas e outras características fenológicas vegetação são calculadas diariamente pelo modelo.

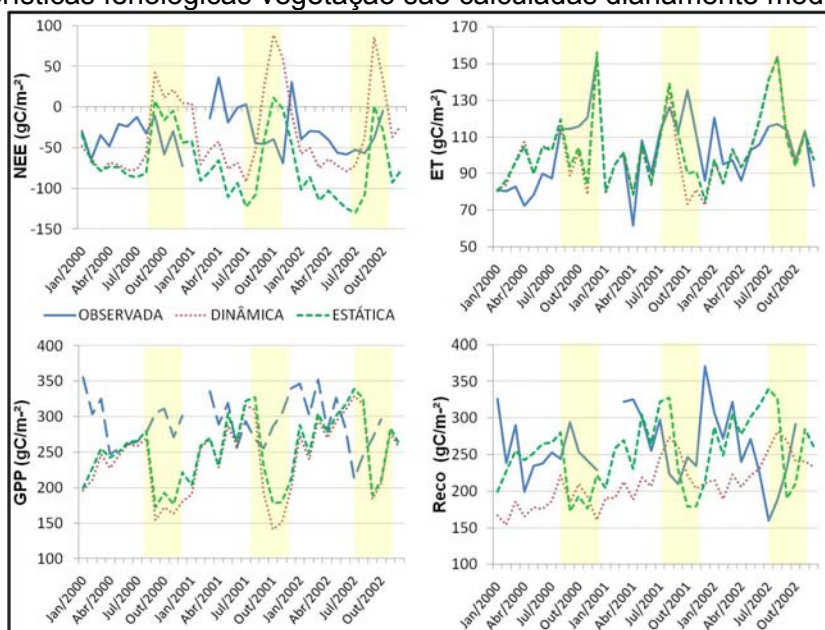


Figura 2. Observações e simulações do modelo IBIS de a) troca líquida do ecossistema (NEE), b) produção primária bruta (GPP), c) evapotranspiração (ET), d) respiração do ecossistema (Reco), para o sítio experimental K34. A estação seca em cada figura é representada pelas áreas sombreadas em amarelo.

Os resultados mensais simulados divergem dos dados observados, constatando uma dificuldade do modelo em representar os possíveis efeitos de estresse hídrico na floresta durante a estação seca (Figura 2). Essa dificuldade em simular a estação seca de forma adequada, interferiu nos resultados de GPP e NEE. Como o estresse hídrico simulado foi maior do que o valor real, a GPP simulada foi menor do que os valores reais na estação seca e a NEE se mostrou maior em estações chuvosas, o que contraria os dados observados.

Uma hipótese seria que no modelo, as camadas de solo representadas, totalizam cerca de 8 m de profundidade apenas, o que para a região é considerado uma parcela pequena da área de absorção das raízes. Por este motivo, o modelo poderia ter gerado um estresse hídrico muito maior do que o estresse hídrico observado.

Porém, essa representação acentuada do estresse hídrico na região revela características importantes no modelo. Apesar de superestimada, a capacidade de representar as restrições na absorção de água pelas plantas é importante, induzindo um *feedback* fisiológico (no caso, uma resposta da condutância estomática) sobre os processos foliares (diminuição da GPP) e perdas por evaporação (diminuição da ET). Outra característica notável é a sensibilidade do modelo em representar a estação seca, assim que se inicia a

estação o modelo responde rapidamente, caindo de forma bruta os valores de GPP e aumentando os de NEE.

Na análise dos totais anuais, constatamos que o modelo, em suas atuais parametrizações, representa os valores das trocas de carbono e água, relativamente satisfatórios em termos de similaridade com os valores totais anuais observados, exceto em relação aos valores de NEE, considerando a vegetação estática.

A representação temporal da EUA, ilustrada na Figura 3, revela que durante a estação seca há uma tendência em diminuir a eficiência no uso da água, e que o modelo IBIS, apesar de subestimar os valores, captura esta variação. O resultado obtido é interessante, pois demonstra que o modelo captura a variação dos dados observados, embora demonstre ser mais sensível e apresentar um ligeiro atraso em relação às observações. Outro fator importante, é que o cálculo da EUA simulada, baseia-se em dados de GPP e ET anteriormente descritos neste relatório, o que pode ter comprometido os valores de EUA, devido à má representação da GPP na estação seca. Observa-se que em condições de menor evapotranspiração e maior assimilação, encontramos uma maior eficiência do uso da água (período de chuvas), e em condições opostas, com menor taxa de assimilação, e aumento da evapotranspiração, encontramos uma menor eficiência.

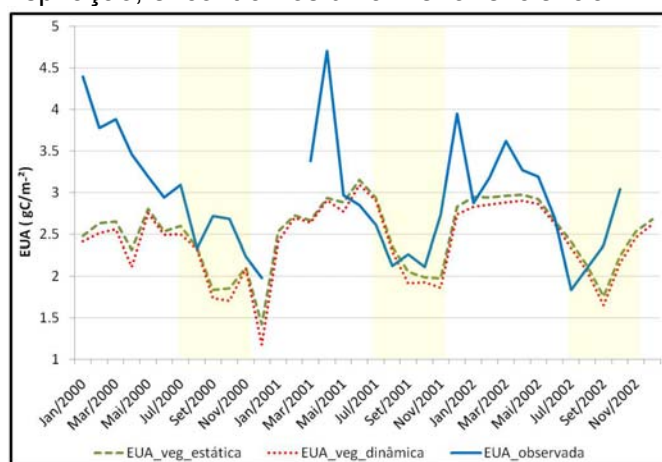


Figura 3. Representação temporal da eficiência do uso da água observada e simulada pelo modelo IBIS em modo de vegetação estática e dinâmica. As colunas em amarelo representam à estação seca dos anos correspondentes.

3.2 Modelo IBIS versão 2D na Amazônia

Os resultados mensais simulados apresentados na Figura 4 revelam que o modelo IBIS 2D constatou um sumidouro de dióxido de carbono para a região amazônica durante o ano analisado, apresentando uma leve diminuição de absorção de CO₂ no início do período de seco em julho. Observamos também um aumento na ET, GPP e Reco para este período. Esses aumentos relacionados à produtividade e ET são mais coerentes com o que foi observado no sítio de floresta (Figura 2), porém como estas simulações são representativas de um ponto de grade do modelo 2D que representa uma escala espacial muito maior do que a escala local da torre de fluxos, uma comparação direta entre as simulações e os dados observados na torre não é adequada. É interessante observar, no entanto, que o modelo 2D aparentemente não apresenta forte estresse hídrico no período de estiagem, mantendo a atividade fotossintética intensa durante este período. O mesmo ocorre com a respiração do ecossistema, que na Figura 4, aparece como maior durante o período de secas. Embora não possamos validar a representação do modelo frente a dados observacionais, podemos afirmar que numa escala temporal ele representa adequadamente a variação temporal do clima e das trocas de carbono.

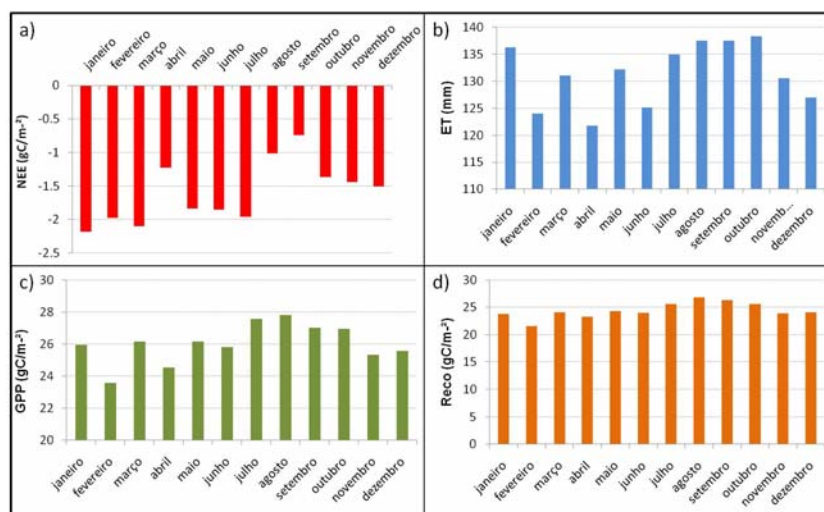


Figura 4. Totais mensais simulados pelo modelo IBIS- 2D na Amazônia de: a) troca líquida do ecossistema (NEE), b) evapotranspiração (ET), c) produção primária bruta (GPP), d) respiração do ecossistema (Reco), para o sítio experimental K34.

3.3 Modelo IBIS versão 2D no Cerrado

O Cerrado é um bioma com sazonalidade marcante, tendo um período longo de estiagem, que geralmente tem início na segunda quinzena de março, e termina no mês de setembro. A representação do modelo indica que esta estiagem causa forte impacto no ciclo de carbono e água, principalmente no período de junho a novembro. Esses valores podem ser observados na Figura 5a onde o mês de junho revela uma diminuição drástica na captação de CO₂, e o ecossistema torna-se uma fonte para a atmosfera.

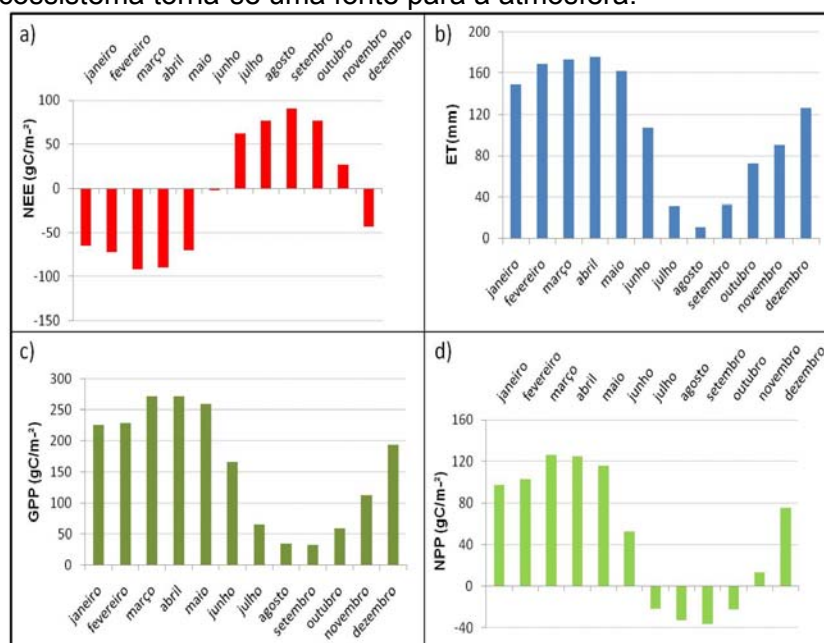


Figura 5. Totais mensais simulados pelo modelo IBIS- 2D no Cerrado ; a) troca líquida do ecossistema (NEE), b) produção primária bruta (GPP), c) evapotranspiração (ET), d) produção primária líquida (NPP), para o sítio experimental K34.

Nas Figuras 5 c-b-d, observamos que os valores de GPP, ET e NPP também são marcados pelos meses de junho e novembro, delimitando o período de estiagem representado pelo modelo.

Observamos que o modelo consegue representar os contrastes sazonais de produtividade no cerrado, que é caracterizado pela grande diminuição da fitomassa foliar e transpiração, devido à diminuição da atividade fotossintética em resposta a diminuição da disponibilidade de recursos hídricos. Este resultado revela uma resposta funcional dos tipos de vegetação do Cerrado em IBIS (estratos de árvores caducifólias e de herbáceas), sensíveis e compatíveis às variações climáticas do ambiente.

3.4 A EUA pelo modelo IBIS-2D

A Figura 6, apresenta os valores de EUA para os biomas Amazônico e Cerrado calculados a partir dos valores obtidos pelo modelo IBIS- 2D.

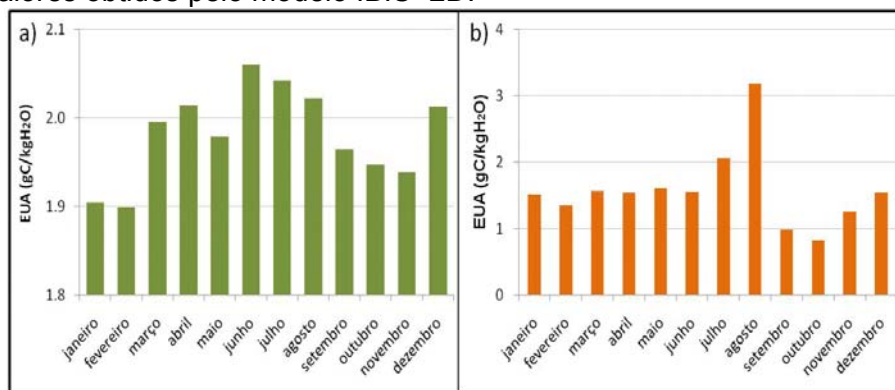


Figura 6. Valores mensais da eficiência no uso da água simulados pelo modelo de biosfera IBIS-2D nos biomas Amazônia (a) e Cerrado (b).

O cálculo da eficiência do uso da água baseado nos dados modelados para os biomas, Amazônia e Cerrado, revelam que o início de seus períodos de estiagem são caracterizados por valores opostos de EUA. Nas simulações realizadas para a Amazônia, Figura 6a, notamos uma tendência da EUA diminuir nos meses de junho a agosto, enquanto para o Cerrado esses valores aumentam acentuadamente. Essa resposta está diretamente relacionada aos valores de GPP e ET simulados para ambos os biomas. Para o Cerrado temos uma queda nos valores de GPP e ET no início do mês de junho enquanto para a Amazônia, um aumento.

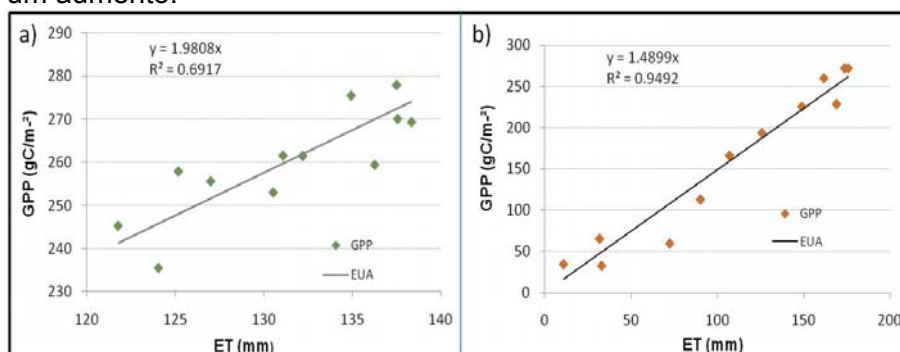


Figura 7. Relações encontradas entre a Evapotranspiração e a Produtividade encontradas nas simulações do modelo IBIS-2D para os dois biomas em estudo.

As relações empíricas encontradas a partir dos dados simulados de GPP e ET, pela versão 2D do modelo, revelam que existe uma maior relação entre essas variáveis para o bioma Cerrado (Figura 7-b). No entanto, nada se pode afirmar sobre o resultado encontrado, pois não temos dados observados disponíveis para inferir sobre a verdadeira EUA neste bioma. Em contrapartida, na literatura existem evidências de que as gramíneas conseguem ser bem mais eficientes quanto ao uso da água, do que as árvores tropicais. Isto acontece devido às suas características fisiológicas, as quais permitem que elas se desenvolvam a altas intensidades luminosas e em altas temperaturas. Essas plantas também possuem maior

eficiência em captar e armazenar o carbono oriundo do CO₂, através da via de carboxilação C₄, permitindo gerenciar melhor a abertura estomática (BUCKERIDGE, 2008).

4. Conclusões

A representação da EUA através do cálculo $EUA = GPP/ET$ revelou uma diminuição da eficiência nos períodos de estiagem, resultado que não era esperado, devido a diversos mecanismos fisiológicos encontrados pelas plantas para controlar a perda de água nestas fases do ano.

As simulações do modelo IBIS, realizadas em suas versões pontual (0D) e bidimensional (2D), mostraram que, em geral, o modelo apresentou um médio desempenho, devido a dificuldades na representação do estresse hídrico para a versão pontual e a “amenização” deste fenômeno na versão bidimensional. Em trabalhos futuros, recomenda-se analisar em mais detalhes a estrutura do código do modelo com relação ao módulo de biogeoquímica do solo, onde estão inseridos os parâmetros responsáveis pela umidade, para uma melhor representação dos efeitos de estresse hídrico nas componentes do balanço de carbono.

Resultados das simulações do modelo IBIS 2D para a Amazônia e o Cerrado revelam que o modelo consegue simular as trocas de carbono para cada um dos biomas, representando suas características intrínsecas quanto à GPP, NEE e ET, que durante o período de estiagem fornecem respostas características da vegetação quanto a liberação, captação de CO₂ e perda de água. No caso do Cerrado, o modelo representa caracteristicamente a acentuada diminuição de produtividade e evapotranspiração, encontradas no bioma.

Neste sentido, podemos afirmar que o modelo IBIS possui grande potencial na representação das interações entre a biosfera e atmosfera. Assim, pretende-se dar continuidade ao trabalho de “Avaliação da eficiência no uso da água em diferentes biomas brasileiros”, utilizando o modelo IBIS, com o intuito de analisar e buscar as possíveis deficiências no código do modelo quanto à representação de umidade no solo, que possam melhorar os efeitos da sazonalidade climática nas trocas de água e carbono.

Referências bibliográficas

- Aguiar, R. G *et al.*, 2006. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.3b, p.248-257.
- Buckeridge, M.S. *et al.* 2008. Respostas de plantas às mudanças climáticas globais. In: *Biologia e Mudanças Climáticas no Brasil*. Biologia e Mudanças Climáticas no Brasil. Organizado por Marcos Silveira Buckeridge - São Carlos: Rima Editora, 316p.
- Costa, M.H., *et al.* 2009. Estado-da-arte da simulação da taxa de fixação de carbono de ecossistemas tropicais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.24, n.2, 179-187.
- Kucharik, C. J., *et al.* 2000. Testing the Performance of a Dynamic Global Ecosystem Model: Water Balance, Carbon Balance, and Vegetation Structure, *Global Biogeochemical Cycles*, 14 (3), 795–825,
- Lima & Silva, 2008. Recursos hídricos do bioma Cerrado – Importância e situação. In: *Cerrado : Ecologia e Flora*, Sano, S.M; Almeida, S.P. de; Ribeiro, J.F., Embrapa Cerrados- Brasília, DF. Embrapa Informação Tecnológica, 2008. v.1. 407p.
- Oleson, K. W., *et al.* 2008. Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle, *J. Geophys. Res.*, 113, G01021,
- Sellers, P. J.; *et al.* 1997. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science*, v. 275, n. 24, p. 502- 509,

Disponibilidade dos recursos hídricos no Sul de Portugal para cenários de alterações climáticas. Caso de estudo – bacia hidrográfica de Odivelas.

Sandra Mourato^a, Maria Madalena Moreira^b e João Corte Real^b

^a Instituto Politécnico de Leiria, Rua General Norton de Matos, Apartado 4133, 2411-901 Leiria – Portugal, Email: smourato@estg.ipleiria.pt

^b ICAAM. Universidade de Évora

Resumo

Neste estudo apresenta-se uma metodologia para avaliação dos impactes das projecções dos modelos de clima na disponibilidade dos recursos hídricos do Alentejo, através da aplicação de um modelo hidrológico fisicamente baseado espacialmente distribuído, calibrado e validado, à escala da bacia hidrográfica. São apresentados os resultados para a bacia hidrográfica de Odivelas que apontam para; a diminuição do escoamento superficial, nomeadamente no Outono e Primavera, o aumento do caudal diário máximo e a diminuição do volume de água armazenado para abastecimento urbano, irrigação e produção de energia hidroeléctrica. As conclusões apresentadas neste artigo para a bacia hidrográfica de Odivelas estão de acordo com os resultados obtidos em dezassete bacias hidrográficas estudadas do Alentejo.

Abstract

In this study, available projections of climate models to the end of the century are considered, to assess the impacts of projected climate changes in the availability of water resources, through the application of a physically based and spatially distributed hydrological model, to several river basins of Alentejo. The results at Odivelas basin indicate a decrease of runoff particularly in autumn and spring, increased daily peak flow, reduced water storage for irrigation, urban water supply and hydric energy production. The conclusions presented in this paper for Odivelas basin are in agreement with the overall results obtained at seventeen basins in Alentejo.

1. Introdução

A avaliação dos impactes nos recursos hídricos derivados das alterações climáticas é importante no estudo da disponibilidade dos recursos hídricos ao nível das bacias hidrográficas. Este aspecto é ainda mais importante numa região onde, devido à variabilidade natural do clima, já ocorrem situações de escassez de água e as projecções dos modelos de clima apontam para a elevada diminuição da precipitação e aumento da temperatura.

As alterações projectadas pelos modelos de clima são susceptíveis de terem impactes globais sobre vários aspectos das actividades humanas como a agricultura (Mearns *et al.*, 1997; Attri e Rhatore, 2003), o turismo (Lise e Tol, 2002; Beniston, 2003), a produção e consumo de energia (Frederick, 1997), a habitabilidade das áreas do litoral; a disponibilidade de recursos hídricos para o abastecimento (Arnell, 1999; Barnett *et al.*, 2005) e a saúde humana (Patz *et al.*, 2005). Assim, é importante a avaliação desses impactes no planeamento das políticas de adaptação e mitigação.

O modelo hidrológico fisicamente baseado e espacialmente distribuído SHETRAN foi calibrado e validado para as bacias hidrográficas do Alentejo, no Sul de Portugal, permitindo avaliar os impactes de diferentes cenários de alterações climáticas. Para atingir esse objectivo, foram desenvolvidas técnicas no âmbito da correcção de desvio das séries de

precipitação e temperatura fornecidas pelos modelos de clima e da calibração e validação multi-objectivo e multi-resposta do modelo hidrológico, a aplicar à escala da bacia hidrográfica.

A metodologia aplicada neste estudo baseou-se em cinco pontos:

- Investigação do sistema climático através da: i) análise da variabilidade climática registada no passado e ii) análise dos resultados de simulações dos modelos de clima para vários cenários climáticos;
- Correção do desvio das séries projectadas pelos modelos de clima, a considerar como dados de entrada no modelo hidrológico;
- Construção do modelo hidrológico;
- Investigação do impacto das projecções climáticas no sistema hidrológico através de um modelo hidrológico fisicamente baseado espacialmente distribuído;
- Consequências da variação da disponibilidade dos recursos hídricos nos usos da água.

Os resultados obtidos permitiram avaliar as tendências de disponibilidade dos recursos hídricos para cenários climáticos com base em resultados do escoamento médio, fundamentais para o estudo da disponibilidade hídrica e com base em resultados de caudais diários médios, mínimos e máximos a aplicar em dimensionamento de infra-estruturas hidráulicas e na avaliação da produção de energia hidroeléctrica.

2. Área de estudo

A área de estudo, localizada no Sul de Portugal, compreende as bacias hidrográficas dos rios Guadiana, Sado e Mira com uma área total de 20 685 km². Foram calibradas e validadas 13 bacias hidrográficas que correspondem a 44% (3 295 km².) da área total da bacia hidrográfica do rio Sado e a 40% (4 605 km².) da área total da bacia hidrográfica do rio Guadiana. Os impactos das alterações climáticas nos recursos hídricos foram estudados em 17 bacias. Para o estudo do impacto no armazenamento em albufeiras (disponibilidade de água para abastecimento e produção de energia) foram consideradas 14 bacias hidrográficas que correspondem a secções de implantação de barragens.

Neste artigo são apresentados os resultados para a bacia hidrográfica da ribeira de Odivelas com 432 km² na qual existem duas albufeiras, a albufeira de Odivelas e a albufeira de Alvito. Este sistema faz parte do Empreendimento de Fins Múltiplos do Alqueva (EFMA). A altitude média, máxima e mínima da bacia são respectivamente 241m, 396m e 85 m e o declive médio é de 4,1%. O aquífero é constituído principalmente por Rochas Ígneas e Metamórficas - Zona de Ossa Morena. Os solos são principalmente do tipo Franco arenoso e argiloso. Os usos de solo predominantes são culturas anuais, sistemas agro-florestais, florestas e culturas permanentes.

No sistema de Alvito será instalada uma mini-hídrica. Esta central aproveita o desnível geométrico entre a albufeira do Alvito e o canal de adução Alvito-Pisão, da rede primária de rega. A central hidroeléctrica será equipada com dois grupos de turbinas Kaplan (eixo vertical) com potência instalada de 3700 kW e que derivará um caudal máximo de 40,6 m³s⁻¹ com uma queda máxima de cerca de 10 m.

3. Metodologia

3.1 Modelo Hidrológico

O SHETRAN é um modelo fisicamente baseado e espacialmente distribuído que representa de modo tridimensional e acoplado o escoamento superficial e subterrâneo e simula o transporte de sedimentos e solutos (Ewen *et al.*, 2000). O SHETRAN considera uma descrição detalhada no tempo e no espaço do escoamento e transporte de sedimentos e solutos na bacia hidrográfica. Esta é considerada uma ferramenta robusta para utilizar no

estudo da erosão, da poluição e do efeito das alterações climáticas e do uso do solo na disponibilidade hídrica.

O procedimento de calibração adoptado consistiu num processo manual, devido ao elevado tempo de computação necessário para a simulação hidrológica, não permitindo uma metodologia com base na corrida de um elevado número de simulações correspondentes às combinações possíveis dos parâmetros com interesse na calibração. O tipo de solos e de usos do solo variam espacialmente e as bacias a calibrar encontram-se distribuídas uniformemente pela área de estudo, permitindo diferentes combinações de tipo de solo e de uso do solo. Esta heterogeneidade espacial permite uma abordagem de calibração que se considera adequada na aplicação do modelo hidrológico na simulação de bacias não monitorizadas. A inovação deste método consiste em efectuar o procedimento de calibração simultaneamente em várias bacias com características semelhantes.

Na avaliação de desempenho multi-objectivo foram consideradas quatro medidas estatísticas: i) *raíz quadrada do desvio quadrado médio (RMSE)* – porque expressa o erro em termos de unidades da variável; ii) *desvio dos volumes (DV)* – porque o volume de água é importante em estudos de disponibilidade hídrica; iii) *coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NS)* – porque é mais sensível que o coeficiente de determinação e iv) *coeficiente de determinação (R^2)* – porque é uma medida da representação da variação de fácil interpretação.

A metodologia aplicada neste trabalho é uma adaptação dos procedimentos de calibração apresentados por Klemes (1986): i) *Split Sample test*; ii) *Proxy basin test*; iii) *Differential split-sample test* e iv) *Proxy-basin differential split-sample test*; aos dados existentes e às características das bacias hidrográficas em estudo. Identificaram-se condições estacionárias e não-estacionárias quer em termos climáticos quer em termos de características das bacias. A calibração foi efectuada à escala diária para o período entre 1/10/1964 e 30/9/1968 e a validação entre 1/10/1968 e 30/9/1970. Os resultados das medidas de desempenho da calibração e validação para a bacia de Odivelas são apresentados na Tabela 1.

Tabela 1 – Resultados das medidas de desempenho da calibração/validação para a bacia de Odivelas.

Designação	NS (-)	DV (%)	RMSE (mm)	R^2 (-)
Calibração	0,63	2	8,09	0,63
Validação	0,68	5	5,33	0,70

Esta metodologia permitiu obter um conjunto de parâmetros calibrados com um bom desempenho na globalidade das bacias, o que lhes confere robustez numa posterior aplicação em bacias hidrográficas sem medições de caudal.

2.2 Cenários climáticos

As projecções dos modelos de clima foram materializadas em séries de precipitação diária e temperatura média diária de três Modelos Regionais de Clima (RCM) forçados por dois Modelos Globais de Clima (GCM) desenvolvidos por instituições que colaboraram no projecto PRUDENCE (Christensen, 2005). Foram considerados os resultados destes modelos para o cenário de emissões A2 (Nakicenovic *et al.*, 2000; IPCC, 2001). A integração dos RCM, considerando as condições fronteiras dos GCM, encontram-se disponíveis para 30 anos correspondentes ao período entre 1961 e 1990 (período de controlo) e ao período entre 2071 e 2100 (período cenário). Todos os RCM adoptados consideram as condições de fronteira do GCM HadAM3. As integrações com as condições de fronteira do GCM ECHAM4 estão disponíveis para dois RCM's (RCMO e HIRHAM). As

combinações entre os RCM e os GCM, considerados neste estudo, e respectivo acrónimo, pelo qual vão ser designados, encontram-se na Tabela 2.

Tabela 2 – Combinações de GCM e RCM e respectivos acrónimos.

<i>Instituição</i>	<i>RCM</i>	<i>GCM</i>	<i>Acrónimo</i>
Danish Meteorological Institute (DMI)	HIRHAM	ECHAM4/OPYC A2	<i>dmi_ec</i>
		HadAM3H A2	<i>dmi_hc</i>
Hadley Centre – UK Met Office	HadRM3P	HadAM3P A2	<i>hc</i>
Swedish Meteorological and		HadAM3H A2	<i>smhi_hc</i>
Hydrological Institute (SMHI)	RCAO	ECHAM4/OPYC A2	<i>smhi_mp</i>

Foram considerados três métodos de correcção de desvio mais frequentes na literatura: Delta Change (da); Direct Forcing (df) e um método apresentado por Lenderink *et al.* (2007) que se designou de método híbrido (len).

4. Resultados

Neste capítulo são apresentados os resultados das projecções de escoamento obtidos para a bacia hidrográfica de Odivelas e para o período 2071-2100, através da aplicação do modelo hidrológico SHETRAN calibrado e validado e a aplicação das séries de precipitação e temperatura média diárias provenientes das diferentes combinações dos modelos de clima e métodos de correcção do desvio. As simulações foram efectuadas à escala diária e os resultados vão ser apresentados à escala mensal e sazonal.

Os resultados do escoamento na secção de referência da bacia hidrográfica, para as séries de precipitação e de temperatura média diárias para os diferentes modelos de clima, foram comparados com os resultados da simulação para as séries históricas registadas no período 1961-1990 que se designou por simulação hidrológica de “Referência”.

Na Figura 1a são apresentados os resultados do escoamento sazonal da simulação de “Referência” e das simulações para os 15 cenários de projecções de modelos de clima. Na Figura 1b é apresentado o intervalo de variação do ciclo anual do escoamento mensal correspondente à totalidade das simulações para a bacia hidrográfica. O intervalo de resultados é comparado com a simulação de “Referência”. Com esta análise pretende-se dar uma indicação da incerteza, com base no intervalo de escoamento superficial que se obtêm com as projecções dos diferentes cenários climáticos. Os resultados obtidos variam consoante os modelos de clima e os métodos de correcção do desvio considerados. No entanto, todos os resultados apontam para a redução generalizada do escoamento superficial, em todas as estações do ano. As maiores reduções verificam-se no Outono e na Primavera..

Os resultados apresentados na Figura 1b permitem identificar que a tendência de redução do escoamento para os cenários de alteração climática relativamente ao escoamento verificado no período de “Referência” se verifica, em média, em todos os meses do ano com excepção do mês de Janeiro e dos meses de Verão, em que o escoamento mensal médio é muito perto de zero.

Na Figura 2a são apresentados os resultados do armazenamento de água na zona insaturada e nos aquíferos para os cenários de alterações climáticas. Verifica-se, também, redução das reservas de água armazenadas.

Foi, ainda, determinada a probabilidade de não excedência dos caudais diários mínimos (Tabela 3), que é importante na análise de secas; os caudais diários máximos associados a vários períodos de retorno, importantes no dimensionamento de infra-estruturas hidráulicas e, finalmente, analisaram-se as curvas de caudais classificados em função das projecções que apontem para os caudais extremos e para menor volume escoado. Para maior facilidade de apresentação dos resultados, foi considerada a seguinte nomenclatura relativa aos cenários de simulação: 1) dmi_ec_da; 2) dmi_ec_df; 3) dmi_ec_len; 4) dmi_hc_da; 5)

dmi_hc_df; 6) dmi_hc_len; 7) hc_da; 8) hc_df; 9) hc_len; 10) smhi_hc_da; 11) smhi_hc_df; 12) smhi_hc_len; 13) smhi_mp_da; 14) smhi_mp_df e 15) smhi_mp_len.

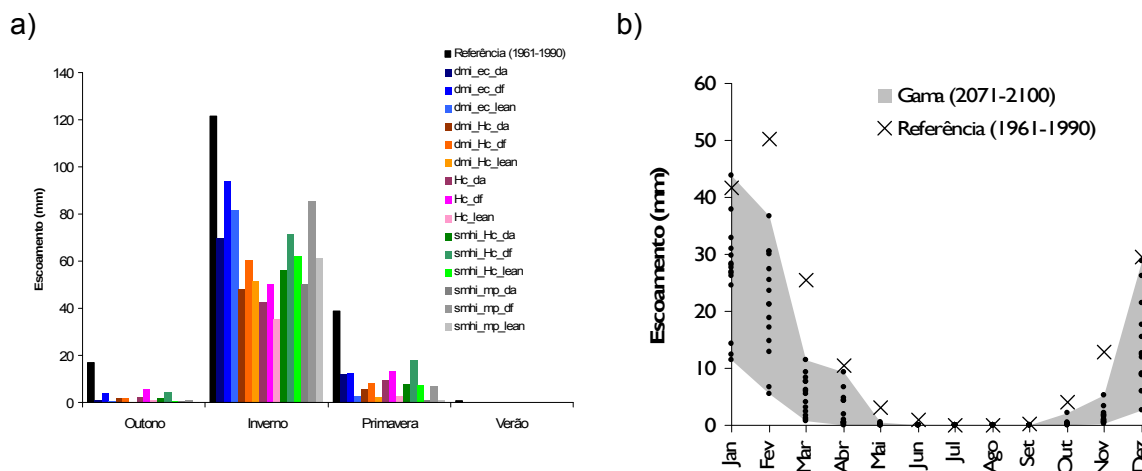


Figura 3 – a) Escoamento sazonal para o cenário de “Referência” e para os cenários de alteração climática; b) Ciclo anual do intervalo de resultados para os 15 cenários de alterações climáticas.

Tabela 3 – Probabilidade de não excedência associada ao caudal diário mínimo para os cenários de alterações climáticas e para o cenário de “Referência”.

Bacia	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
Odivelas	0,92	0,93	0,95	0,93	0,94	0,96	0,93	0,94	0,97	0,92	0,93	0,95	0,94	0,95	0,97	0,83

Verifica-se que o caudal diário mínimo estabelecido no período de “Referência” tem uma probabilidade de não excedência inferior ao valor relativo aos diferentes cenários de alterações climáticas. Ou seja, os caudais projectados pelos cenários vão na maior parte do ano ser muito inferiores aos verificados no período de “Referência”. O caudal diário mínimo no período de “Referência” não era excedido em 83% dos dias e para os vários cenários a probabilidade de não excedência apresenta um intervalo entre 92% a 97% dos dias, o que vai reforçar o carácter temporário da ribeira de Odivelas.

As curvas de duração de caudal (Figura 2b) representam o caudal médio diário em função do número de dias em que esse caudal é igualado ou excedido e revestem-se de grande importância nos estudos de aproveitamentos hidráulicos. O número de dias do ano em que se projecta que o caudal médio diário exceda o caudal da simulação de “Referência” é de 12 dias. Verifica-se que as curvas de duração de caudal, projectadas para o clima futuro, apresentam maiores caudais diários em alguns dias do ano mas o volume total de escoamento é inferior ao verificado na situação de “Referência”.

Os resultados dos caudais diários máximos associados aos períodos de retorno de 2, 5, 10, 20, 50 e 100 anos para os cenários climáticos e “Referência” são apresentados na Tabela 4. Para os períodos de retorno menores os caudais diários máximos são inferiores aos da simulação de “Referência” e para períodos de retorno maiores alguns cenários apresentam caudais diários máximos muito superiores aos de “Referência”. Verifica-se que os resultados dos cenários climáticos obtidos através dos métodos de correcção do desvio **df** e **len** apresentam para todos os períodos de retorno, valores superiores de caudal, ou seja com base nesses cenários as obras hidráulicas terão de ser dimensionadas para caudais muito superiores.

a)

b)

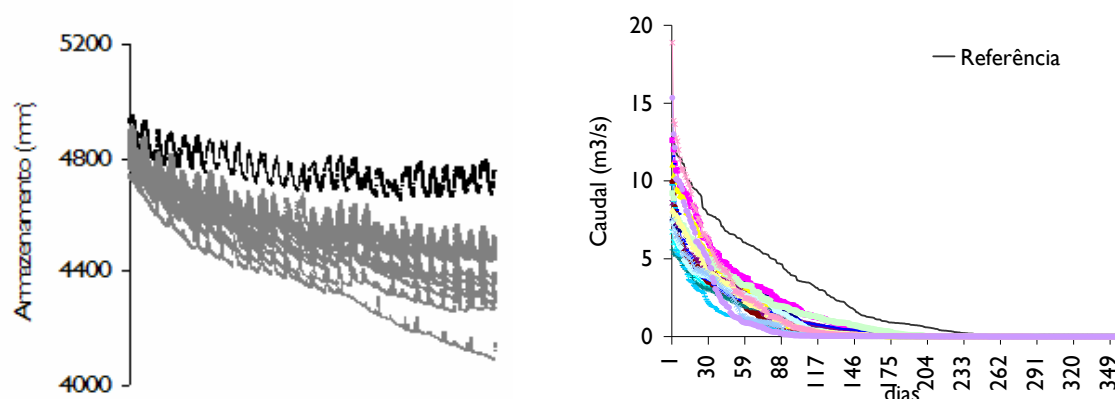


Figura 2 – a) Volume armazenado na zona insaturada do solo e no aquífero; b) Curva de duração dos caudais médios diários para os cenários de alterações climáticas e para o cenário de “Referência”.

Tabela 4 – Caudais diários máximos anuais (m^3/s) associados a períodos de retorno para os vários cenários considerados.

<i>T</i>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	30	21	12	16	16	10	17	24	13	20	22	14	17	23	10	52
5	51	93	65	40	57	49	40	99	54	48	100	73	52	130	64	78
10	65	174	133	60	98	95	59	181	99	69	191	149	82	269	140	94
20	78	277	226	81	146	155	77	281	156	91	306	249	115	459	251	107
50	95	442	385	109	219	255	102	441	247	119	495	421	162	791	452	122
100	108	589	533	131	280	346	121	581	328	141	663	580	200	1102	648	132

As projecções das alterações hidrológicas, resultado das alterações climáticas, têm implicações importantes no dimensionamento e operação das infra-estruturas hidráulicas. Para a albufeira de Alvito foram projectadas as afluências em cenários de alterações climáticas. Foi aplicado o balanço de água à albufeira de modo a determinar o volume de água armazenado. Na Figura 3 apresentam-se as variações dos volumes armazenados para cada um dos cenários considerados. Na albufeira do Alvito apenas três cenários climáticos (*hc_len*; *smhi_mp_df* e *smhi_mp_len*) projectam elevadas reduções dos volumes armazenados.

Os resultados de produção de energia (MWh) e o número de horas de funcionamento anual para os diferentes cenários de alterações climáticas para o aproveitamento hidroeléctrico do Alvito são apresentados na Tabela 5. Os resultados apresentados permitem projectar reduções de produção de energia que variam entre os 16% para o cenário *smhi_hc_df* e os 56% para o cenário *smhi_mp_len*.

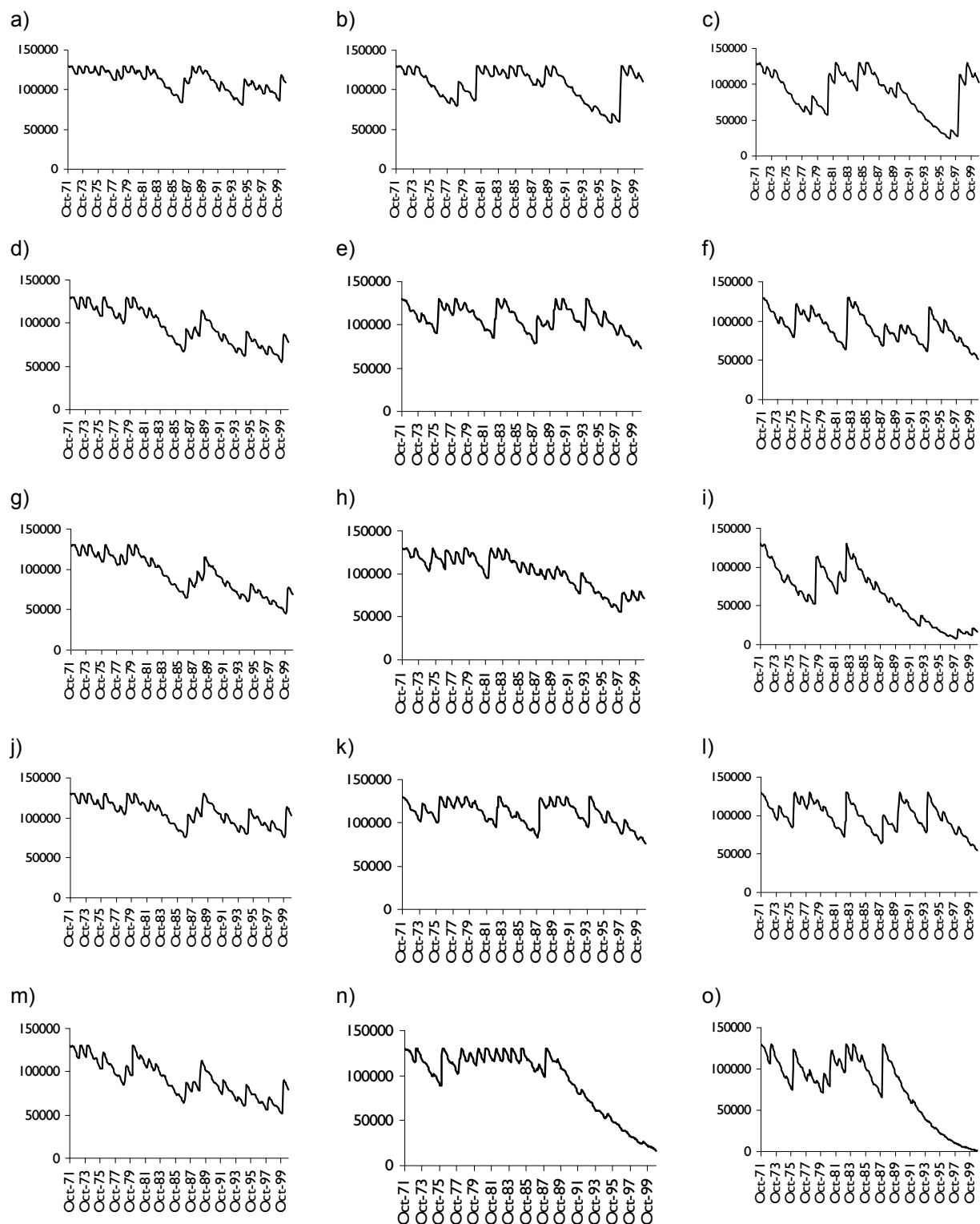


Figura 3 – Volumes de água armazenados (dam³) na albufeira de Alvito para os cenários: a) 1; b) 2; c) 3; d) 4; e) 5; f) 6; g) 7; h) 8; i) 9; j) 10; k) 11; l) 12; m) 13; n) 14; o) 15.

Tabela 5 – Produção de energia e número de horas de funcionamento anual para os diferentes cenários de alterações climáticas e para o período de *Referência*.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Rei
E (MWh)	151	191	122	96	111	69	98	98	37	123	167	102	70	105	73	388
horas (h)	3899	3834	3145	3591	3483	2802	3791	3051	2058	3933	3954	3219	2918	2496	2061	4715

5. Conclusões

As projecções dos 15 cenários de alteração climática considerados, para o período 2071-2100, apontam para uma redução de escoamento superficial significativa, nomeadamente na Primavera e Outono, que é acompanhada também pela redução do armazenamento sub superficial. Os caudais são na maior parte do ano muito inferiores aos simulados no período de referência. Da análise dos caudais máximos conclui-se que as obras hidráulicas terão de ser dimensionadas para caudais muito superiores. A variação do nível do armazenamento nas albufeiras permite concluir que, para alguns cenários, podem verificar-se importantes situações de escassez de água. Todos os cenários projectam redução na produção de energia.

As conclusões aqui apresentadas para o caso de estudo de Odivelas foram também verificadas para outras bacias hidrográficas no Alentejo e devem ser consideradas na definição de medidas concretas de adaptação às alterações climáticas.

Referências bibliográficas

- Arnell NW. 1999. The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. *Global Environmental Change* **9**: 5–23.
- Attri SD, Rhatore LS. 2003. Simulation of impact of projected climate change on wheat in India. *International Journal of Climatology* **23**: 693–705.
- Barnett TP, Adam JC, Lettenmaier DP. 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature* **438**: 3003–3309.
- Beniston M. 2003. Climatic change in mountain regions: A review of possible impacts. *Climatic Change* **59**: 5–31.
- Christensen JH. 2005. Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European climate change risks and Effects. PRUDENCE Final Report, available from <http://prudence.dmi.dk/public/publications/>
- Ewen J, Parkin G, O'Connell PE. 2000. SHETRAN: distributed river basin flow and transport modelling system. *ASCE Journal of Hydrologic Engineering* **5**: 250–258.
- Frederick KH. 1997. Adapting to climatic impacts on the supply and demand for water. *Climatic Change* **37**: 141–156.
- 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*, J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C.A. Johnson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, pp. 881.
- Klemes V. 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences* **31**(1,3):13–24.
- Lise W, Tol RSJ. 2002. Impact of climate on tourist demand. *Climatic Change* **55**: 429–449.
- Mearns LO, Rosenzweig C, Goldberg R. 1997. Mean and variance change in climate scenarios: methods, agricultural applications, and measures of uncertainty. *Climatic Change* **35**: 367–396.
- Nakicenovic N, Alcamo J, Davis G, de Vries HJM, Fenhann J, Gaffin S, Gregory K, Grubler A, Jung TY, Kram T, La Rovere EL, Michaelis L, Mori S, Morita T, Papper W, Pitcher H, Price L, Riahi K, Roehrl A, Rogner H-H, Sankovski A, Schlesinger M, Shukla P, Smith S, Swart R, van Rooijen S, Victor N, Dadi Z. 2000. *Special Report on Emissions Scenarios. Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Patz JA, Campbell-Lendrum D, Holloway T, Foley JA. 2005. Impact of regional climate change on human health. *Nature* **439**: 310–317.

Estimação da influência antrópica no campo térmico de Lisboa; uma tentativa de modelação estatística

Henrique Andrade^a; Maria João Alcoforado^b; Paulo Canário^c

^a Centro de Estudos Geográficos da Univ. de Lisboa, Edifício da Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa Email: henr.andr@gmail.com

^b Centro de Estudos Geográficos da Univ. de Lisboa, Edifício da Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa Email: mjalcoforado@campus.ul.pt

^c Centro de Estudos Geográficos da Univ. de Lisboa, Edifício da Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa Email: pmscanario@gmail.com

Resumo

O campo térmico urbano é influenciado por factores quer de carácter antrópico, quer natural. Os factores naturais, como o relevo e a proximidade do estuário e do oceano, são extremamente importantes em Lisboa. Foi testado um método para separar a influência dos factores naturais e antrópicos sobre o campo térmico da cidade. Numa primeira fase, construiu-se um modelo de regressão linear múltipla entre a temperaturas do ar medida (variável dependente) e diferentes factores geográficos, naturais (como a altitude) e antrópicos (como a volumetria dos edifícios). Com base nestes modelos, o campo térmico de Lisboa foi estimado, utilizando um SiG, para dois tipos de situações (designadas como “tempo fresco de Norte” e “noites quentes”). Em ambas as situações, a volumetria dos edifícios tem uma influência significativa sobre a temperatura do ar, sendo mais importante nas “noites quentes”. Seguidamente, o campo térmico de Lisboa foi estimado através da equação de regressão atrás referida, mas considerando a inexistência de edifícios (portanto fazendo depender a temperatura apenas dos factores naturais). A influência antrópica corresponde à diferença entre os dois campos térmicos (com e sem edifícios). Essa influência situa-se geralmente abaixo de 1,0°C na situação de “tempo fresco de norte” (a mais frequente), mas é muito mais forte nas “noites quentes”, atingindo um valor médio de 1,9°C e um valor máximo de 3,6°C. A Baixa de Lisboa, que tem uma elevada densidade de edifícios com altura moderada e uma morfologia urbana muito uniforme, apresenta em média o efeito urbano mais elevado. Contudo, os valores extremos desse efeito nas áreas periféricas de construção mais recente e edifícios mais elevados.

Abstract

The urban thermal field is influenced by anthropogenic as well as by natural factors. Natural factors, associated to the relief and the proximity of the estuary and the ocean, are very important in Lisbon. A method was devised to separate the urban and natural factors that influence Lisbon's thermal field. The first step consisted in defining a linear regression model between measured air temperatures and geographical factors, which can be either natural (such as altitude) or anthropogenic (building volumetry). Based on these models, Lisbon's thermal field was estimated using a GIS for two typical situations (“northerly cool weather” and “warm nights”). In both situations the volumetry of buildings has a significant influence in the thermal field, being dominant during “warm nights” and less important in “northerly cool weather”. Then the thermal field was estimated, using the same equation, but assuming the non existence of the urban fabric (therefore the thermal field depends only on natural factors). The anthropogenic influence corresponds to the difference between the two thermal fields (with and without buildings). The influence of the anthropogenic factor is generally under 1°C in the dominant “northerly cool weather” situations, but it is much stronger in “warm nights” reaching an average value of 1.9°C and a maximum value of 3.6°C. The old centre, with a high building density of moderate height and a very uniform urban fabric, has

the highest average urban effect. However, the extreme values of the urban effect were found in the peripheral recently built city districts that have much taller buildings.

1. Introdução

A Ilha de calor urbano (*IC*) é o aspecto mais estudado do clima urbano, tendo implicações no conforto térmico (portanto no consumo de energia – Akbari, 2008; Mirzaei & Haghighat, 2010) e na saúde humana (Silva *et al.*, 2010; Tan *et al.*, 2010). A *IC* é controlada por um grande número de factores, sendo os mais importantes a modificação do balanço de radiação, a redução da evapotranspiração, as emissões de calor de origem antrópica e de poluentes, a acumulação de calor nos edifícios e pavimentos e a redução da velocidade média do vento (Oke, 1997; Arnfield, 2003). Além da influência antrópica, o campo térmico urbano depende também de factores sinópticos (Morris & Simmonds, 2000; Beranová & Huth, 2005) e de aspectos locais naturais, como o relevo e a presença de superfícies de água. Isto significa que, num dado momento, o campo térmico urbano resulta da influência combinada de factores sinópticos, naturais e urbanos, tal como é expresso na equação de Lowry (1977):

$$M_{i,t,x} = C_{i,t,x} + L_{i,t,x} + U_{i,t,x} \quad (1)$$

Na qual o valor assumido por uma dada variável climática *M* no local urbano *x*, no momento *t* e sob o tipo de tempo *i*, depende da componente regional *C* (dependente de factores de macro e mesoescala), da componente natural de carácter local *L* e componente urbana *U*. O objectivo deste trabalho é determinar a importância relativa da componente *U* no campo térmico de Lisboa em dois tipos de situações, associadas sobretudo a vento de Norte ou Noroeste, denominadas respectivamente “tempo fresco de norte” e “noites quentes”.

A *IC* de Lisboa tem sido objecto de estudo desde os anos oitenta do século XX, tendo sido prosseguido até ao presente, combinando observações e modelação (Alcoforado, 1992; Andrade, 2003; Alcoforado & Andrade, 2006; Andrade & Alcoforado, 2008; Lopes, 2003). O principal objectivo destes estudos tem sido a produção de informação útil para o ordenamento urbano, o que tem sido feito através de trabalho em colaboração com a Câmara Municipal de Lisboa (Alcoforado *et al.*, 2005, 2009).

O campo térmico de Lisboa é fortemente influenciado por factores não urbanos, tais como o relevo e a proximidade do mar e do estuário (Andrade, 2003; Alcoforado & Andrade, 2006; Alcoforado *et al.*, 2006). O núcleo da *IC* é muito frequentemente na Baixa, onde se observa simultaneamente uma grande densidade de construção e um elevado abrigo topográfico relativamente ao vento dominante. Isto leva-nos a colocar a questão: qual é o peso real dos factores urbanos na *IC* de Lisboa? Essa importância pode, evidentemente, variar em função dos factores de meso e macroescala que condicionam as condições de advecção. Esta questão tem interesse teórico mas também prático, dado que as medidas de ordenamento relacionadas com o clima urbano só podem actuar, naturalmente, sobre a sua componente antrópica. Um método para avaliar a importância relativa do factor urbano no campo térmico de Lisboa é aqui apresentado e testado.

2. Materiais e métodos

Com o objectivo de aprofundar os estudos acima referidos, foi instalada, em 2004, uma rede de sete termo-higrómetros (figura 1). Os aparelhos são do tipo *Geminy data loggers* (modelo *TinyTag Plus*), com uma precisão entre 0,4°C e 0,5°C e estão instalados em postes de candeeiros de iluminação pública, cerca de 3,5 m acima do solo. Os locais de medição são abertos, de forma a evitar a influência microclimática de edifícios ou árvores próximas, dado pretender estudar-se os aspectos de mesoescala (Oke, 2006) do campo térmico. Os registos são feitos em cada 15 min., mas a análise dos resultados baseia-se em médias horárias.

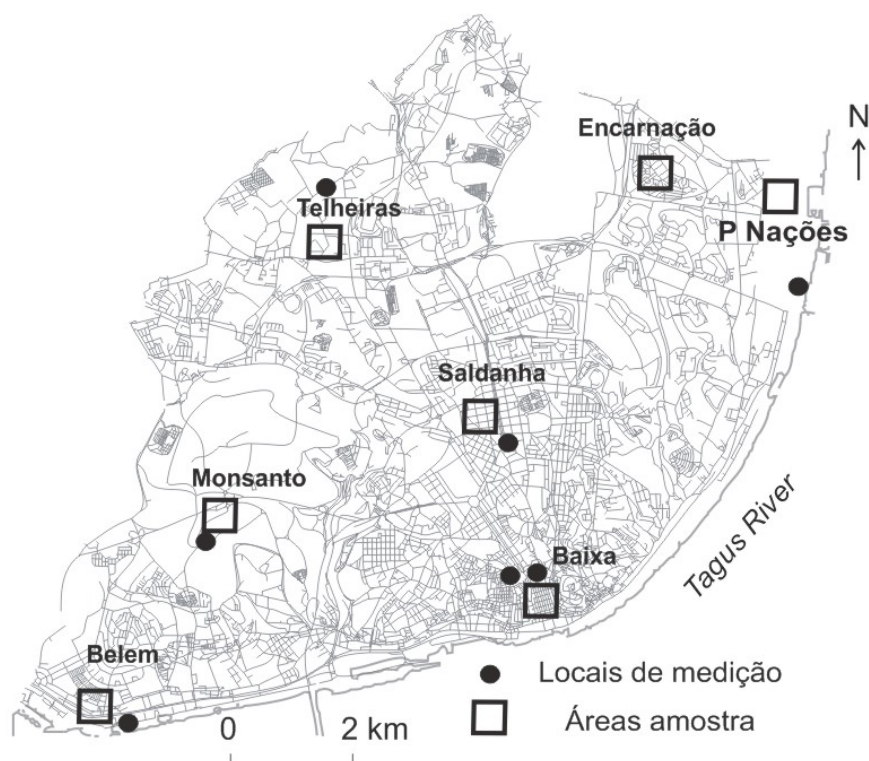


Figura1. Localização dos locais de medição e das áreas amostra

Uma segunda fase da pesquisa foi a identificação dos principais padrões térmicos de Lisboa, com base nos dados recolhidos entre 2004 e 2009. Para esse efeito, foram utilizadas as observações feitas às 6, 15 e 22 horas, as duas primeiras horas por se situarem próximo da hora habitual de ocorrência das temperaturas máxima e mínima diárias, a última por corresponder ao período em que se observa habitualmente a maior intensidade da IC (Oke, 1987). Os valores foram normalizados calculando a diferença entre cada registo e a média dos sete registos da rede, em cada momento. Este desvio espacial (T_{dev}) constituirá o objecto da análise.

As 3900 observações foram classificadas utilizando o método das *k-means* (Wilks, 1995), tendo sido obtidas sete classes. Para a estimação da componente urbana do campo térmico foram apenas aqui consideradas duas dessas classes: a classe 2, por ser a que ocorre com mais frequência e a classe 4, devido ao seu interesse bioclimático (Andrade *et al.*, submetido):

- a) Classe 2 – Esta classe tem a frequência mais elevada (47.8% das observações), sendo menos frequente no Verão (37%). É além disso mais corrente durante a noite (59%) mas, mesmo nas observações das 15 h, representa 25% do total. Associa-se sobretudo a vento de Norte ou NW em Lisboa/Gago Coutinho (54%) e, com menor frequência, a vento de NE (23%). A velocidade média do vento foi de 4 m s^{-1} nestas situações. Apesar de as condições térmicas associadas a esta classe serem muito variáveis, é a que corresponde mais frequentemente a situações de tempo fresco ou mesmo frio (56% das situações em que a temperatura máxima não ultrapassou 10°C); passa por isso a ser designada por “tempo fresco de Norte”;
- b) Classe 4 – corresponde a apenas 17% da amostra total, sendo particularmente frequente durante as noites de Verão (29%). A direcção do vento dominante é também de Norte ou NW, como na classe anterior, mas com velocidade média muito mais baixa (2 m s^{-1}). É a classe que se associa mais frequentemente com noites quentes, correspondendo a 78% das observações em que às 6 h temperatura do ar era igual ou superior a 20°C . A persistência de temperaturas elevadas durante a noite pode ser particularmente nociva para o conforto e a saúde humana (Meehl &

Tebaldi, 2004; Patz *et al.*, 2005). A partir de agora, esta classe será designada por “noites quentes”.

As medições iniciais eram apenas pontuais e pretende-se uma representação contínua do campo térmico. Foi para isso seguido o método de interpolação cartográfica descrito em Alcoforado & Andrade (2006), baseado na regressão linear múltipla entre a temperatura do ar e diferentes factores geográficos; métodos similares são descritos em Svensson *et al.* (2002) e Bottyán & Unger (2003). Os factores são latitude (*Lat*), a distância mais curta ao rio Tejo (*DistR*), altitude (*alt*), um índice de volumetria dos edifícios (*Build factor*) e um índice de área verde (*Green factor*). *Build factor* foi calculado como o produto da proporção de área construída (num quadrado de 100 m de lado, centrado no local de medição) pela altura média dos edifícios. O *Green factor* é a proporção de espaço verde na mesma área. A selecção dessas variáveis baseou-se em trabalhos anteriores (Alcoforado, 1994; Andrade, 2003; Alcoforado & Andrade, 2006). Um processo “passo a passo” foi utilizado para seleccionar a melhor função de regressão, sendo os desvios térmicos espaciais (*Tdev*) a variável dependente e os factores geográficos as variáveis independentes. A generalização espacial foi feita utilizando um SIG, no qual as variáveis independentes constituem os diferentes *layers*, com um *pixel* de 100x100 m. As imagens obtidas representam assim o campo médio de *Tdev* nas situações de “tempo fresco de Norte” e “noites quentes”. Para calcular a influência térmica do *Build factor* simulou-se uma situação de ausência de edifícios, na qual o campo térmico depende apenas das variáveis “naturais” (*alt*, *distR*, *lat*). Pode considerar-se que esta situação corresponde a um estado “pré urbano” e o resultado obtido representa o campo de temperatura do ar que existiria sem a cidade. A intensidade do efeito urbano corresponde assim à diferença entre os dois campos térmicos (com e sem edifícios).

Para tornar mais clara a análise espacial dos resultados, foram seleccionadas oito áreas (figura 1) cada uma com 250 000 m² (cada uma compreendendo portanto 25 *pixels* de 100x100 m) e foram calculadas estatísticas descritivas (média, máximo, amplitude e desvio padrão) dos valores de *Tdev* e do efeito urbano. Estas áreas amostra apresentam padrões urbanos diferenciados, tendo sido seleccionadas com base em Alcoforado *et al.* (2005, 2009).

3. Resultados e discussão

A função de regressão que melhor explica a variação espacial dos valores de *Tdev* inclui quatro predictores, nas duas classes. Para o “tempo fresco de Norte” a equação é:

$$T_{dev} = 0.482649437 - 1.0571814 \times 10^{-2} \cdot alt + 7.40432 \times 10^{-5} \cdot DistR - 6.46352 \times 10^{-5} \cdot Lat + 4.8427108 \times 10^{-2} \cdot Buildfactor \quad (2)$$

E, nas “noites quentes”

$$T_{dev} = -0.478347842 - 7.255559 \times 10^{-3} \cdot alt + 9.24066 \times 10^{-5} \cdot DistR - 3.13513 \times 10^{-5} \cdot Lat + 0.14040139 \cdot Buildfactor \quad (3)$$

O coeficiente de determinação é 0,94 para o “tempo fresco de norte” e 0,90 “para as noites quentes”, sendo muito significativo ($p < 0.001$). Nas duas equações foram seleccionados os mesmos quatro predictores, dos quais 3 são naturais (correspondentes à componente *L* na equação 1), sendo *Build factor* o único factor urbano com relação significativa. Os coeficientes de regressão normalizados (coeficientes β) permitem-nos conhecer a importância relativa dos diferentes factores (Quadro 1);

No “tempo fresco de Norte”, a variável explicativa mais importante é a altitude, mas nas “noites quentes” destaca-se claramente o *Build factor*.

O campo térmico médio nas duas classes é mostrado nas figuras 2 e 3; para tornar a leitura dos mapas mais clara, foram representados valores absolutos de temperatura (valor médio da classe, às 6h), em vez dos valores de T_{dev} . O padrão espacial é muito semelhante, sendo a Baixa a área mais quente e Monsanto e a periferia norte as mais frescas.

Quadro 1. coeficientes β nas funções de regressão

	“tempo fresco de Norte”	“noites quentes”
Alt	-0,79773	-0,54962
DistR	0,226892	0,284715
Lat	-0,22021	-0,1074
Build factor	-0,22021	0,709733



Figura 2. Campo térmico médio (°C) nas situações de “tempo fresco de Norte”, às 6 h



Figura 3. Campo térmico médio (°C) nas situações de “noites quentes”, às 6h

Os resultados do cálculo do efeito urbano são mostrados no Quadro 2, para as “áreas amostra”. Este efeito é sempre maior nas “noites quentes” do que no “tempo fresco de Norte”. As diferenças entre as duas classes aumenta com o nível de urbanização e é maior nos valores extremos do que nas médias. O efeito urbano médio é mais acentuado na Baixa, que apresenta a densidade de construção mais elevada e uma grande uniformidade quanto à morfologia urbana; o máximo espacial verifica-se nas áreas periféricas de construção recente (Telheiras e P Nações), atingindo um valor extremo de 3,6°C no P Nações, reflectindo a grande volumetria da construção. A variabilidade é também maior nestas áreas, devido à existência de espaços abertos próximos de edifícios altos. Naturalmente, Monsanto tem o valor mais baixo e a Encarnação, Belém e Alvalade têm valores em geral abaixo de 1,0°C. Apresentam além disso uma baixa variabilidade, reflectindo a uniformidade dessas áreas.

O *Build factor*, tal como foi calculado, integra as dimensões horizontal e vertical do espaço construído, ambas importantes no condicionamento do clima urbano (Bottlyán & Unger, 2003), afectando todos os factores responsáveis pela formação da IC (Oke, 1987, 1991). Uma elevada densidade e altura da construção reduz o *Sky View Factor*, o que modifica acentuadamente o balanço de radiação nocturno (Oke, 1981; Eliasson, 1996; Svensson & Eliasson, 2002). Ao mesmo tempo, o *Build factor* é proporcional à volumetria da construção, incrementando a acumulação térmica dos edifícios e o abrigo em relação ao vento (Oke *et al.* 1991). Indirectamente, pode associar-se a elevadas concentrações nas emissões de calor antrópico (Ichinose *et al.* 1999; Fan & Sailor, 2005) e de gases com efeito de estufa (Oke *et al.* 1991).

Estes resultados mostram que, apesar da importância dos factores naturais no condicionamento do campo térmico de Lisboa, os factores urbanos (*U* na equação 1) contribuem significativamente para a sua forma, especialmente nas “noites quentes”, o que pode ter efeitos particularmente nocivos para o conforto térmico e a saúde humana.

Quadro 2. Estatísticas descritivas do efeito urbano nas “áreas amostra”, em °C (Fig. 1)

	“Tempo fresco de Norte ”				“Noites quentes”			
	Med.	Máx.	Ampl	DP	Med.	Máx.	Ampl	DP
Baixa	0,7	0,8	0,4	0,1	1,9	2,5	1,2	0,3
Saldanha	0,4	0,7	0,6	0,1	1,3	2,1	1,7	0,3
Telheiras	0,4	1,0	0,8	0,2	1,1	2,8	1,4	0,6
P Nações	0,4	1,2	1,2	0,3	1,1	3,6	3,5	1,0
Alvalade	0,15	0,4	0,3	0,1	0,5	1,1	0,9	0,01
Encarnação	0,06	0,1	0,09	0,02	0,2	0,3	0,3	0,05
Belem	0,1	0,3	0,2	0,06	0,5	0,9	0,7	0,2
Monsanto	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,1	0,06	0,01

4. Conclusões

O método aqui descrito permite separar as influências naturais e urbanas sobre o campo de temperatura do ar de Lisboa. Essa influência é em geral inferior a 1,0°C nas situações dominantes de “tempo fresco de Norte”, em geral associadas com vento de Norte ou Noroeste. Contudo, nas “noites quentes” o efeito urbano é muito mais forte, atingindo um valor médio de 1,9°C na Baixa e um valor extremo de 3,6°C no P Nações. Na Baixa, uma elevada densidade de edifícios de altura moderada e um padrão urbano muito uniforme explica os valores médios mais altos e a reduzida variabilidade, mas os valores extremos são mais altos nos bairros periféricos recentes, com edifícios muito mais altos e uma malha urbana mais irregular. É portanto possível, através de medidas de controlo da IC (Akbari, 2005), melhorar consideravelmente a qualidade ambiental destas áreas, nos períodos nocturnos mais quentes

Agradecimentos

Este trabalho foi desenvolvido, na sua fase inicial, no âmbito do projecto URBKLIM: Climate and urban sustainability. Perception of comfort and climatic risks” (POCI/GEO/61148/2004), co-financed by FCT and FEDER (Operational Programme for Science and Innovation 2010). A rede de registadores tem sido mantida graças ao apoio financeiro do CEG e ao empenho voluntário de vários investigadores, nomeadamente a Sandra Oliveira e o Paulo Canário. Agradecemos à Câmara Municipal de Lisboa e, em especial, à Dr^a Sofia Baltazar a cedência dos dados das variáveis geográficas que permitiram a realização desta.... investigação.

Referências bibliográficas

- Akbari, H., 2005. Energy Saving Potentials and Air Quality Benefits of Urban Heat Island Mitigation. Retrieved 2 Jul. 2008 from <<http://www.osti.gov/bridge/servlets/purl/860475-UIHWIq/860475.PDF>
- Akbari, H., 2008. Opportunities for Saving Energy and Improving Air Quality in Urban Heat Islands. Lawrence Berkeley National Laboratory, LBNL Paper LBNL-751E.
- Alcoforado, M.J., 1992. O clima da região de Lisboa. Contrastes e ritmos térmicos, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.
- Alcoforado, M.J., 1994. L'extrapolation spatiale des donnees thermiques en milieu urbain. Public de l'Assoc Int de Climatol., 7: 493–502.
- Alcoforado, M.J.; Andrade, H.; Lopes, A.; Vasconcelos, J., 2009. Application of Climatic Guidelines to Urban Planning. The example of Lisbon (Portugal), Landscape Urban Plan, 90: 56-65.
- Alcoforado, M.J.; Lopes, A.; Andrade, H.; Vasconcelos, J.; Vieira, R., 2005 Orientações climáticas para o planeamento e o ordenamento em Lisboa. Relatório da Área de Geo-Ecologia, nº 4, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.
- Alcoforado, M.J.; Andrade, H.; Lopes, A.; Vasconcelos, J.; Vieira, R., 2006: Observational studies on summer winds in Lisbon (Portugal) and their influence on daytime regional and urban thermal patterns. *Merhavim*, 6: 88–112 (Special Issue: Climate Environ.).
- Alcoforado, M.J.; Andrade, H., 2006. Nocturnal urban heat island in Lisbon (Portugal): Main features and modelling attempts. *Theor. Appl. Climatol.*, 84 (1–3): 151-159.
- Andrade H., 2003. Bioclima humano e temperatura do ar em Lisboa, Tese de Doutoramento, Univ. de Lisboa.
- Andrade, H.; Alcoforado, M.J., 2008. Microclimatic variation of thermal comfort in a district of Lisbon (Telheiras) at night. *Theor. Appl. Climatol.*, 225 (3–4): 225–237.
- Andrade, H.; Alcoforado, M.J.; Canário, P., (submetido). Estimating the anthropogenic component of the urban thermal field; an application to Lisbon, submetido a *Build Environ.*
- Arnfield, A.J., 2003. Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int J of Climatol*, 23:1-26.
- Beranová, R.; Huth, R., 2005. Long-term changes in the heat island of Prague under different synoptic conditions. *Theor. Appl. Climatol.*, 82: 113-18.
- Bottý'an, Z.; Unger, J., 2003. A multiple linear statistical model for estimating the mean maximum urban heat island. *Theor. Appl. Climatol.*, 75: 233–243.
- Eliasson, I., 1996. Urban nocturnal temperature, street geometry and land uses. *Atmos Environ.*, 30: 379-92.
- Fan, H.; Sailor, D.J., 2005. Modelling the Impacts of Anthropogenic Heating on the Urban Climate of Philadelphia: A comparison of implementations in two PBL schemes. *Atmos Environ.*, 39: 73-84.
- Ichinose, T.; Shimodozono, K.; Hanaki, K., 1999. Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo. *Atmos Environ.*, 33: 3897–909.

- Lopes A., 2003. Modificações no clima de Lisboa como consequência do clima urbano. Vento, Ilha de calor de superfície e balanço de energia. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa.
- Lowry, W.P., 1977. Empirical estimation of Urban effects on climate: A problem Analysis. *J Appl Meteorol*, 16 (2): 129-135.
- Meehl, G.A.; Tebaldi, C., 2004. More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st Century. *Science*, 305: 994–997.
- Mirzaei, P.A.; Haghighat, F., 2010. Approaches to study Urban Heat Island – Abilities and limitations. *Build Environ*, 45: 2192-2201.
- Morris, C.J.; Simmonds, G.I., 2000. Associations between varying magnitudes of the urban heat island and the synoptic climatology in Melbourne, Australia. *Int J Climatol*, 20:1931-1954.
- Oke, T.R., 1987. *Boundary Layer Climates*, Routledge, London.
- Oke, T.R., 1988. The urban energy balance. *Prog Phys Geog*, 12: 471-508.
- Oke, T.R., 1997. Urban climates and global change. In: A. Perry and R. Thompson (Eds), *Applied Climatology: Principles and Practice*. Routledge, pp. 273–287.
- Oke, T.R., 2006. *Instruments and Observing Methods: Report No. 81: Initial Guidance to Obtain Representative Meteorological Observations at Urban Sites*. Geneva: World Meteorological Organization.
- Oke, T.R.; Johnson, G.T.; Steyn, D.G.; Watson, I.D., 1991. Simulation of surface urban heat islands under 'ideal' conditions at night part 2: Diagnosis of causation, *Bound-Lay Meteorol*, 56, 3: 275-294
- Patz, J.A.; Campbell-Lendrum, D.; Holloway, T.; Foley, J.A., 2005. Impact of regional climate change on human health. *Nature*, 438: 310-317.
- Silva, H.R.; Phelan, P.E.; Golden, J.S., 2010. Modeling effects of urban heat island mitigation strategies on heat-related morbidity: a case study for Phoenix, Arizona, USA. *Int J Biometeorol*, 54: 13–22.
- Svensson, M.K.; Thorsson, S.; Lindqvist, S., 2003. A geographical information system model for creating bioclimatic maps – examples from a high, mid-latitude city. *Int J Biometeorol*, 47(2): 102-12..
- Tan, J.; Zheng, Y.; Tang, G.; Changy, L.; Liping, S.; Guixiang, X *et al.*, 2010. The urban heat island and its impact on heat waves and human health in Shanghai. *Int J Biometeorol*, 54:75–84
- Wilks, D., 1995. *Statistical methods in the atmospheric sciences.*, Academic Press, San Diego.

A excepcionalidade climática e anomalias pluviométricas na região sudeste do Brasil, no ano de 2009.

Magda Adelaide Lombardo^a; Carlo Burigo^b

^a Universidade estadual paulista Rio Claro – SP – Brasil lombardo@rc.unesp.br

^b Universidade estadual paulista Rio Claro – SP – Brasil cburigo@rc.unesp.br

Resumo

Neste trabalho pretende-se considerar o papel do clima na organização do espaço na Região Sudeste do Brasil. No contexto das variabilidades climáticas, no ano de 2009 foram registrados na região Sudeste oscilações extremas, com ocorrências de inundações rápidas e catastróficas, colocando em risco a qualidade de vida dos habitantes.

Palavras-chave: Eventos extremos – Anomalia pluviométrica – Região Sudeste do Brasil

1. Introdução

O comportamento climático é muito complexo e os eventos excepcionais, no que se refere às anomalias pluviométricas desencadeiam riscos sociais, econômicos e políticos.

Neste sentido a anomalias do comportamento climático é de difícil entendimento, o que requer uma análise do seu ritmo e demanda estudos atmosféricos dos fluxos polares da vertente do Pacífico sobre a circulação e gênese no litoral Sudeste Brasileiro.

Cabe destacar a importância do ritmo para o estudo da anomalia pluvial como também verificar a contribuição da influência do El Niño nas dinâmicas climáticas da região Sudeste no ano de 2009.

2. Caso significativo de anomalias pluvial na região sudeste do Brasil, ano de 2009

A excepcionalidade climática está relacionada diretamente nos impactos locais e regionais sobre tudo por, mas repercutíveis socioeconômicas, como o efeito de deslizamentos e mortes nas áreas urbanas e metropolitanas e como na desregularização da produção agrícola, do sistema hidro- energético entre outros.

Neste período de janeiro a dezembro choveu 1643,6 mm (Estação Meteorológica do CEAPLA/IGCE/UNESP Rio Claro – SP), sendo que a média da Estação Meteorológica (período 1994 a 2009) 1444,3mm

De modo que a intensidade dos fluxos polares da vertente do Pacífico colaborou significativamente para o aumento de anomalias pluvial na Região Sudeste do Brasil.

Concomitantemente neste período ocorreu a atuação do El Niño.

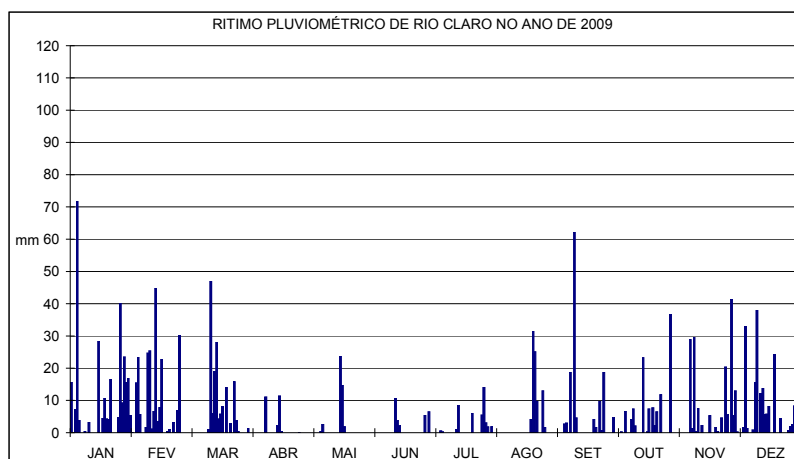


Figura 1: Ritmo pluviométrico no período de janeiro a dezembro de 2009.

No mês de janeiro o total de pluviosidade foi de 286.6 mm, sendo que no dia 10 a concentração foi de 33 mm, no dia 15 de 28,4mm e no dia 26 40,2mm; como mostra a tabela 1.

Tabela 1: Registro de precipitação no período de janeiro a dezembro de 2009, em Rio Claro – SP – Brasil.

ANO: 2009

	ALTURAS DIÁRIAS DE CHUVA (mm) *											
DIA	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
1	15.7	0.2										
2										0.3		1.6
3	7.2	15.5					0.6					33.0
4	71.8	23.4			0.5		0.3		2.7	6.7		1.4
5	3.9	5.7			2.6				3.0			
6									0.2		28.9	
7				11.1					18.8	4.2	1.4	0.9
8	0.4	1.7								7.4	29.6	15.6
9		24.7	1.1						62.2	2.1	0.5	38.0
10	3.3	25.4	47.0						4.6		7.5	
11		1.2	6.0			10.6	1.0					12.3
12		6.6	19.1			3.9	8.5				2.3	13.7
13		44.8	28.0	2.3		2.3				23.3		5.6
14		3.6	4.3	11.4	23.6							5.8
15	28.4	7.8	5.8	0.4	14.8					0.3		8.2
16		22.7	8.2		1.9					7.4	5.3	
17	4.5											
18	10.7		14.0					4.2		7.7		24.4
19	4.3	0.5					6.1	31.4	4.1	2.3	1.7	
20	4.2	1.0	2.9					25.1	1.7	6.5	0.4	
21	16.5							9.7				4.4
22		3.2	15.8						9.8	11.8	4.6	
23		0.2	3.9						0.7			
24		6.9	0.4	0.1			5.5	13.0	18.7		20.4	
25	4.8	30.2					14.1	1.6			5.7	0.8
26	40.2					5.4	3.1					2.0
27	9.3						1.8			36.8	41.3	2.5
28	23.5					6.5					5.3	8.3
29	15.6		1.3				1.9		4.8		13.0	119.7
30	16.9										0.3	33.7
31	5.4											0.4
Total	286.6	225.3	157.8	25.3	43.4	28.7	42.9	85.0	131.3	116.8	168.2	332.3
%	17.44	13.71	9.60	1.54	2.64	1.75	2.61	5.17	7.99	7.11	10.23	20.22
Máx	71.8	44.8	47.0	11.4	23.6	10.6	14.1	31.4	62.2	36.8	41.3	119.7
NDC	19	19	14	5	5	6	10	6	13	13	16	20

2.1 Evento extremo no dia 10 de Janeiro de 2009

A chuva ocorrida na madrugada de sábado (10/01), causou alagamentos em Piquete (SP), o rio Piquete transbordou e várias casas foram inundadas. Em Lorena (SP) também houve alagamentos e pessoas perderam móveis e veículos. Áreas de instabilidade atingiram o sul de Minas Gerais (MG), nordeste de São Paulo (SP) e sul do Rio de Janeiro (RJ) entre o final da noite do dia 09/01 e madrugada do dia 10/01. Através das imagens (Figura 2) das 02Z às 10Z, pode-se ver a convecção sobre as áreas citadas.

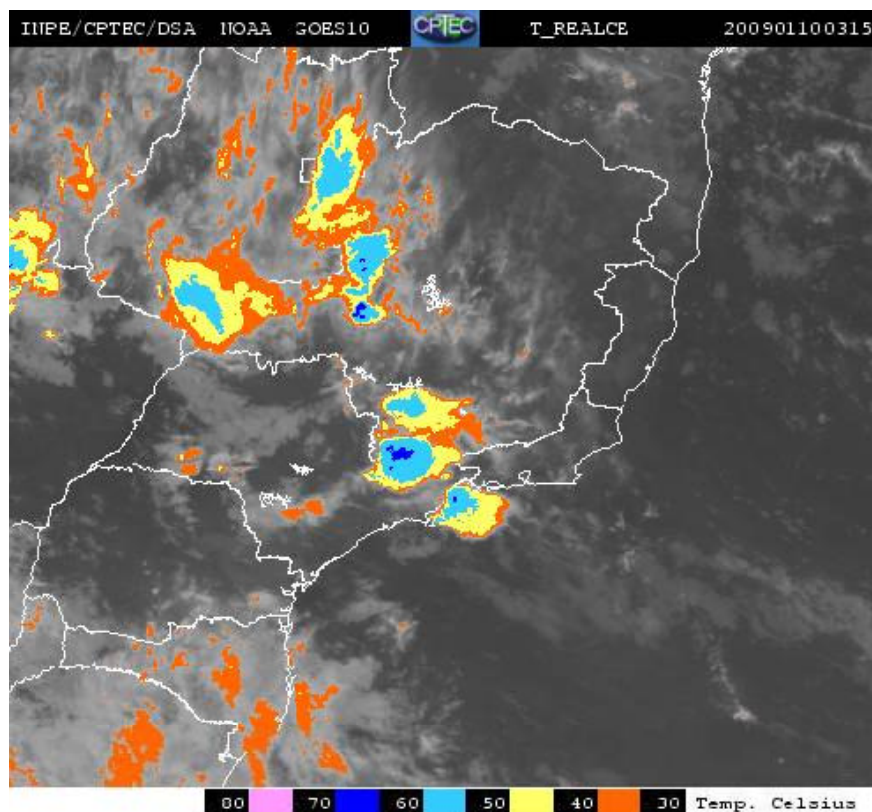


Figura 2: Áreas de convecção no sudeste brasileiro no dia 10 de janeiro de 2009.
Fonte: CPTEC / INPE (Brasil)

Análise Sinótica

Na carta de altitude da 00z do dia 10/01 (Figura 3), verificou-se a presença da Alta da Bolívia (AB) centrada em 13S/64W à nordeste deste país. Um cavado atuou entre o leste e sudeste da AB, nesta análise, sobre o sul de MG, RJ e oceano adjacente. Entre parte da Região Sudeste e no Sul do Brasil nota-se uma significativa área de difluência dos ventos. Esta difluência associada a fatores termodinâmicos favorecem a ocorrência levantamento e conseqüentemente a atividade convectiva em sua área de atuação.

Na carta de superfície da 00z do dia 10/01 (Figura 4), observa-se que há uma área de convergência de umidade que atua, nesta análise, entre o norte e nordeste de SP, sul do RJ, triângulo mineiro e sul de MG, GO, entre o norte e leste de MT e sudoeste do PA. Sobre o Atlântico, nota-se uma onda frontal de fraca intensidade em torno de 33S/27W, portanto, ainda há uma organização na nebulosidade entre a zona de convergência já citada e o oceano, esta condição também favorece a atividade convectiva em sua área de abrangência.

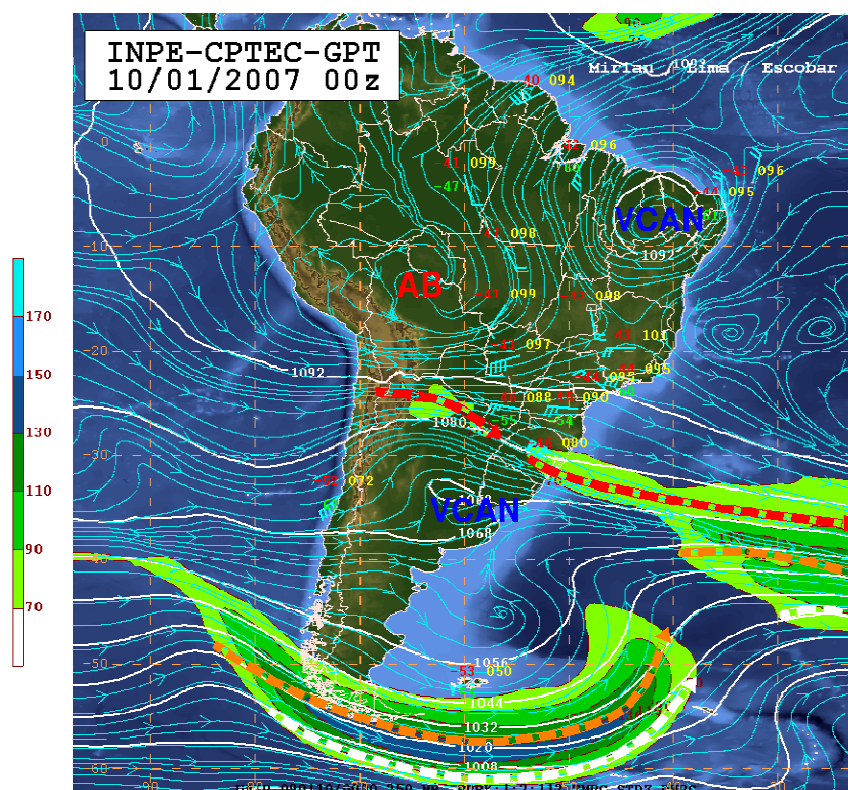


Figura 3. Carta de altitude da 00z do dia 10/01/2009 INPE-CPTEC-GPT 10/01/2009 00z. Fonte: CPTEC / INPE (Brasil)

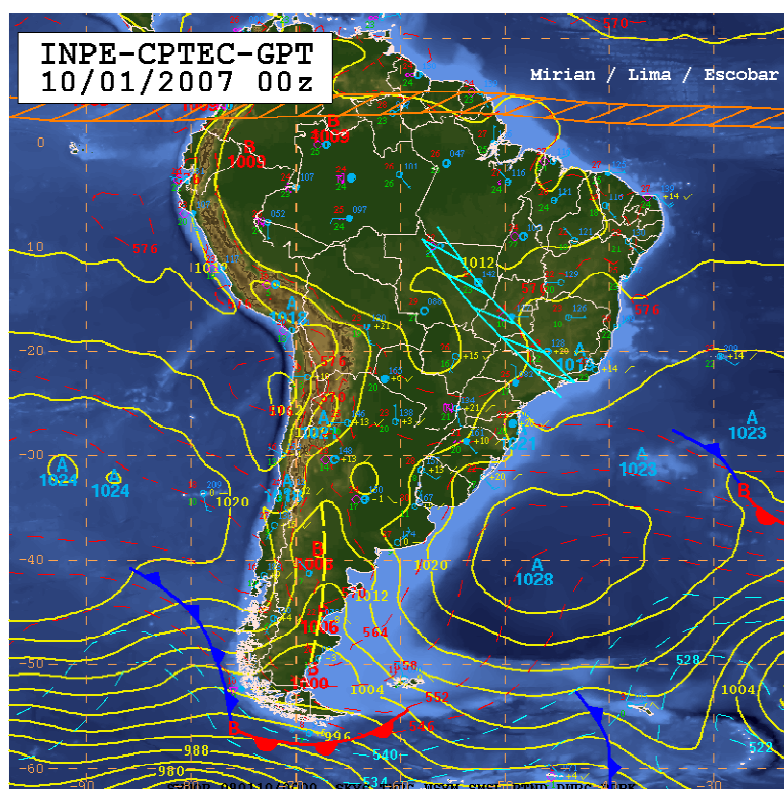


Figura 4. Carta de superfície da 00z do dia 10/01. Fonte: CPTEC / INPE (Brasil)

A análise da componente termodinâmica (Figura 5) mostra valores de índices de instabilidade típicos de ocorrência de chuvas fortes. Observam-se valores de LIFTED (Figura 4 a) em torno de -4 sobre grande parte de SP, centro-sul de MG e no RJ. Notam-se também valores elevados de K (linhas contínuas grossas), entre 35 e 40 no norte de SP, sul de MG e triângulo mineiro e sul do RJ (Figuras 5 b). O índice CAPE (Figura 5 c) também esteve bem elevado, acima de 2000, refletindo de alguma maneira a presença de valores extremos de temperaturas máximas.

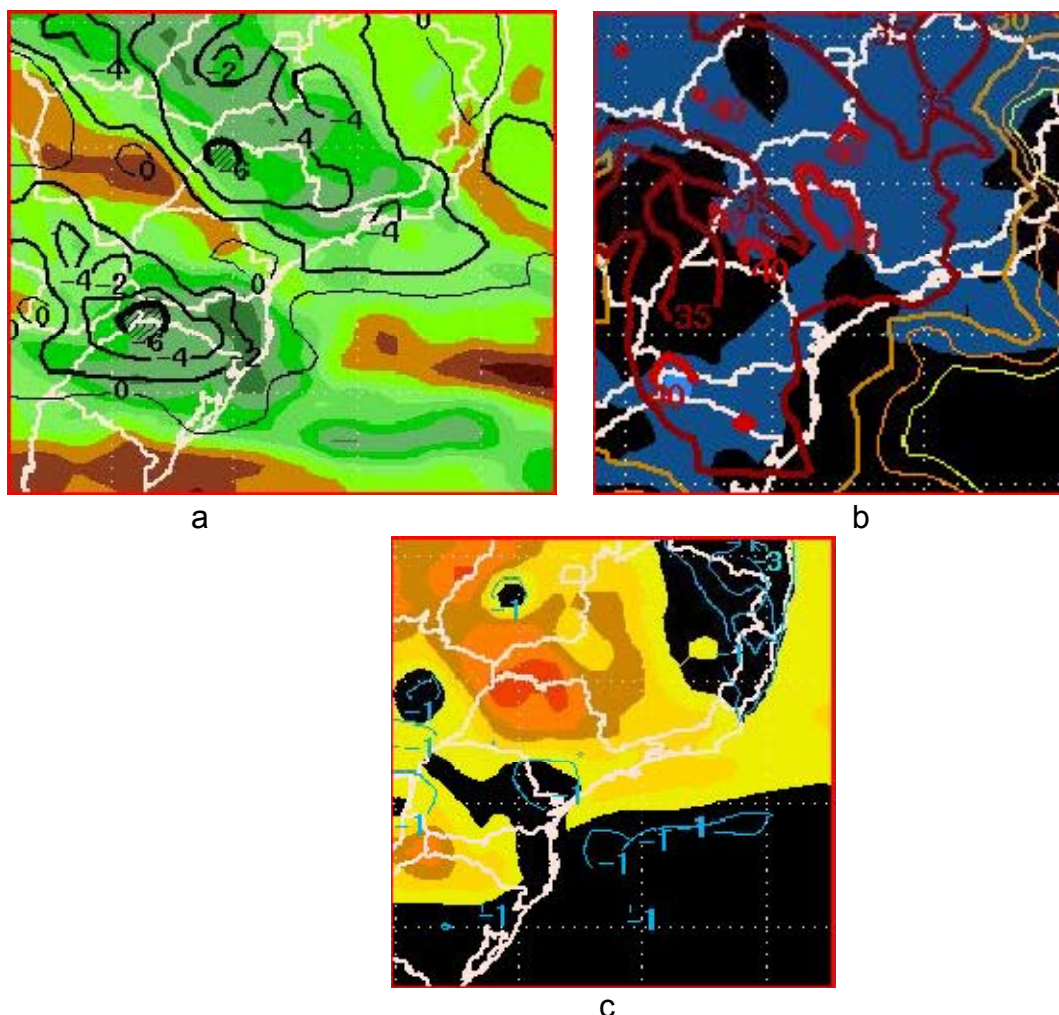


Figura 5. Índices de instabilidade observados em 10/01/2009 às 00z. Fonte: INPE-CPTEC-GPT. 10/01/2009 00z

a) LIFTED (contornado), b) índice K (contornado) e SWEAT (sombreado) e c) CAPE (sombreado). Fazendo uma análise do perfil vertical da atmosfera no aeroporto no Galeão-RJ (Figura 6), observa-se um perfil atmosférico bem instável, coerente com o descrito anteriormente através dos índices de instabilidade. Pode-se ver através da sondagem atmosférica que o índice K estava com valor em torno de 35. Um fato interessante foi a presença de altos valores do índice SWET, em torno de 290. Esta é uma característica clássica associada a eventos de queda de granizo. Embora não se tenha tido notícia de ocorrência de granizo nas áreas citadas anteriormente, não se descarta a possibilidade de que localmente tenha ocorrido. Em síntese nota-se que havia a presença de uma massa bem instável na região onde ocorreram as fortes chuvas.

83746 SBGL Galeao

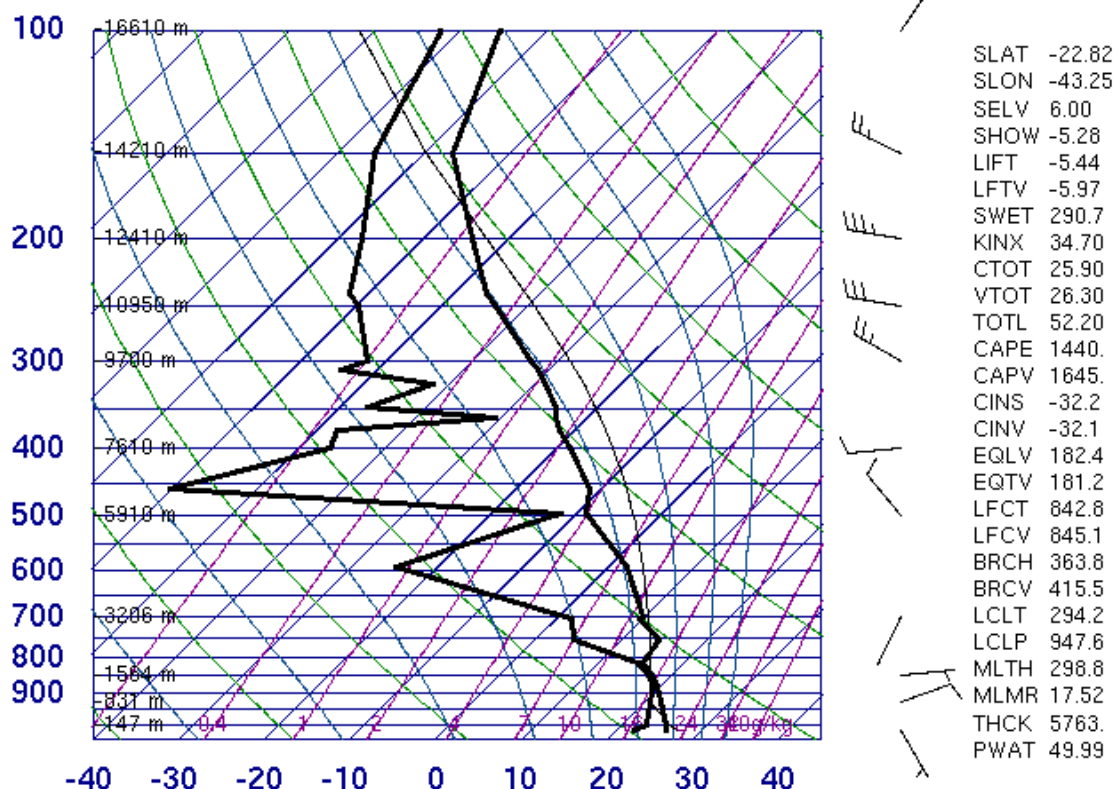


Figura 6. Perfil vertical da atmosfera no aeroporto de Galeão – RJ. Fonte: Aeroporto Galeão (Rio de Janeiro – Brasil) no dia 10/01/2009, às 00Z

3. Considerações finais

Eventos climáticos extremos com ocorrência de altos índices de precipitação estão relacionados com os fluxos polares da vertente do Pacífico sobre a circulação e gênese no litoral sudeste brasileiro. O ano de 2009 foge dos padrões habituais normais ao que se refere à exepcionalidade dos índices de precipitação. Este estudo de caso demonstra que é freqüente casos de maior concentração de precipitação associados a um maior período de seca. Estes eventos podem auxiliar na análise das mudanças climática globais em escala regional e local.

Referências bibliográficas

- Conti, U. B. Circulação secundária e efeito orográfico na Gênese das chuvas na região Lesnordeste paulista. Série Teses e Monografias. Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, n. 18, 1973.
- Curry, L. Climate and Economic Life: A new approach (with examples from the United States). In: Geographical Review, v. 42, n. 3, 1952. P. 367 – 383.
- Lombardo, M. A. Ilha de Calor nas metrópoles: o exemplo de São Paulo. São Paulo: Hucitec, 1986.
- Monteiro, C. A. F. A dinâmica climática e as chuvas no estado de São Paulo. Estudo Geográfico sob a forma de Atlas. Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1973.

Simulação do impacto da albufeira de Alqueva nas condições atmosféricas da região

João Teixeira^a; Alfredo Rocha^b, João Sousa^c

^a CESAM & Department of Physics, University of Aveiro, Aveiro, Portugal, Email: a38978@ua.pt

^b CESAM & Department of Physics, University of Aveiro, Aveiro, Portugal, Email: alfredo.rocha@ua.pt

^c CESAM & Department of Physics, University of Aveiro, Aveiro, Portugal, Email:joaombbs@hotmail.com

Resumo

No ano de 2002 deu-se o início do enchimento da barragem de Alqueva, criando-se assim o maior lago artificial da Europa com 250 km² de superfície.

Ao longo deste trabalho discutiu-se o impacto desta albufeira nas condições atmosféricas, quer a nível local como regional. Para tal recorreu-se ao modelo WRF com o qual foram feitas duas simulações, uma considerando a albufeira e outra em que se substituiu a superfície de água da albufeira por solo. Desta forma foi possível estudar a influência desta alteração do uso da superfície, na circulação atmosférica na região.

Os resultados mostram que a presença da barragem produz perturbações na circulação regional, e que estas perturbações podem estender-se e/ou ser advectadas até centenas de quilómetros para sotavento da albufeira.

Abstract

The filling of the Alqueva storage lake began in 2002 creating the biggest artificial lake in Europe and covering 250 km².

High-resolution numerical model simulations were used to simulate the atmosphere. Using the WRF model, two experiments were performed: one considering the lake water surface and another where the water surfaced was replaced by soil. A change in the surface coverage will have an impact over the atmospheric circulation both locally and regionally. The model showed that there were circulation anomalies created by the storage lake that were carried downwind by the sea breeze for hundreds of kilometers.

1. Introdução

Uma alteração da superfície da Terra leva geralmente a uma alteração das suas propriedades, como por exemplo a sua reflectividade e emissividade. Caso a alteração seja significativa, esses parâmetros alteram o balanço radiativo da região (Bischoff-Gauss et al., 2006). Um exemplo destas alterações é a construção de barragens, que substituem uma zona de vale por uma superfície significativa de água – albufeira.

A influência no clima local e regional de lagos e albufeiras tem sido observada e está já bem documentada por diversos autores, nomeadamente a interacção destes com processos de meso-escala. (Bates et al., 1993)

Em 2002 foi inaugurada na região do Alentejo a barragem de Alqueva, criando assim um lago artificial com 250 km² de superfície. Dada a sua dimensão, uma transformação deste tipo pode provocar alterações, quer das propriedades, quer na dinâmica da atmosfera, como por exemplo da circulação local (brisa de lago), pois para além de modificar fisicamente a superfície, altera também significativamente a orografia local.

O estudo das alterações provocadas pela existência da albufeira torna-se útil, pois permite conhecer como a dispersão de poluentes é afectada pela circulação local criada pela albufeira e como as alterações provocadas por esta modificam a circulação atmosférica na região e o clima local.

Este trabalho refere-se ao estudo do impacto causado pela albufeira de Alqueva nas condições atmosféricas da região. Para tal utilizou-se o modelo atmosférico Weather Research and Forecasting model (WRF) (Skamarock et al., 2005). Foram simulados quatro dias de Agosto de 2008, escolhidos de forma a proporcionar condições favoráveis para a formação e estudo da circulação atmosférica sobre uma grande superfície de água.

2. Métodos e Dados

2.1 Modelo Numérico

Neste trabalho foram realizadas duas simulações: uma simulação com a albufeira de Alqueva (ALQ), e uma simulação onde se alterou a superfície de água por solo (SOLO) sem alterar a topografia da bacia. Ou seja, ao nível em que se encontrava a água na albufeira, substitui-se a superfície da albufeira por solo.

As simulações tiveram início às 00 horas do dia 24 de Agosto de 2008 e terminaram às 18 horas do dia 27. Foram escolhidos três domínios de simulação, para ambos os casos, como mostra a Figura 1.

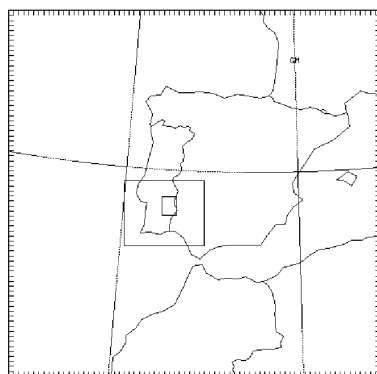


Figura 4. Representação dos três domínios utilizados no modelo WRF.

Na tabela seguinte está descrita a grelha e condições fronteira utilizadas no modelo. As condições iniciais do modelo são obtidas a partir de simulações realizadas pelo modelo global, Global Forecasting System.

Quadro 1. Características da grelha utilizada na simulação para os três domínios.

	d01	d02	d03
Dimensão da malha E-O	75	81	71
Dimensão da malha N-S	74	66	91
Dimensão da malha vertical	28	28	28
$\Delta x, \Delta y$ (km)	25	05	01
Δt (min)	150	30	6
Resolução geográfica	10'	2'	30''

2.2 Modelo de Circulação

A circulação e a vorticidade são as principais medidas de rotação num fluido (Holton, 2004), sendo a primeira a representação da rotação do fluido ao nível macroscópico sobre uma área finita.

Num fluido baroclínico, a circulação é gerada pelo termo solenóide de pressão-densidade. Considerando um modelo simples de brisa água-terra, caso a pressão seja uniforme ao longo da superfície, as isóbaras acima da superfície tendem a inclinar para baixo em direcção à água, enquanto que as isopícnicas tendem a inclinar para baixo em direcção à terra (Holton, 2004).

De forma a calcular a aceleração resultante da interacção pressão-densidade, pode-se aplicar o teorema da circulação, integrando-o num circuito vertical (Holton, 2004).

Sendo $\langle v \rangle$ a velocidade tangencial média ao longo do circuito considerado, obtém-se:

$$\frac{D\langle v \rangle}{Dt} = \frac{R \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right)}{2(h+L)} (\bar{T}_2 - \bar{T}_1) \quad (1)$$

onde p_0 é a pressão à superfície, p_1 a pressão num dado nível, h a altitude do nível considerado, L a distância entre o ponto 1, situado sobre a água, e o ponto 2, situado sobre terra e $\bar{T}_1$ e $\bar{T}_2$ é a temperatura média vertical da temperatura sobre o ponto 1 e 2 respectivamente.

Para o cálculo da circulação térmica, foram escolhidos os pontos onde ocorre o máximo (Ponto 2, 38,156° N -7.613° E) e o mínimo de temperatura (Ponto 1, 38,353° N -7.431° E) à superfície, no domínio d03 entre as 12 e as 20 horas. Desta forma garante-se que a diferença térmica entre os dois pontos é ideal para calcular a aceleração da circulação térmica.

Na vertical, utilizou-se o nível mais próximo da superfície e o nível mais próximo da altitude máxima da camada de mistura, onde se fazem sentir os efeitos da albufeira - cerca de 2000 m, à hora de maior diferença térmica entre os dois pontos.

De forma a comprovar a existência de circulação térmica, foi necessário calcular a velocidade do vento causada por esta. Para tal, integrou-se a equação 1 utilizando o método numérico de Euler implícito.

Deve-se saber que dentro da camada de mistura e junto à superfície, o ar é influenciado por forças de atrito turbulento e de arrasto. Estas forças aumentam com a intensidade do vento e têm sempre direcção contrária à sua direcção. (Stull, 2000)

As componentes zonal e meridional do atrito turbulento que actua na camada de mistura de altitude z_i podem ser calculadas utilizando a seguinte equação:

$$\begin{cases} \frac{F_x}{m} = -\omega_T \cdot \frac{U}{z_i} \\ \frac{F_y}{m} = -\omega_T \cdot \frac{V}{z_i} \end{cases} \quad (2)$$

onde m é a massa, U e V são respectivamente as componentes zonal e meridional da velocidade do vento e ω_T a velocidade de transporte turbulento.

Em situações de instabilidade estática, de ventos fracos e forte aquecimento da superfície como é o caso dos dias em estudo, ω_T é dado por:

$$\omega_T = b_D \cdot \omega_B \quad (3)$$

onde:

$$\omega_B = \left[\frac{|g| \cdot z_i}{\theta_{v_{ML}}} \cdot (\theta_{v_{sfc}} - \theta_{v_{ML}}) \right]^{1/2} \quad (4)$$

e $b_D = 1,83 \times 10^{-3}$, g é a aceleração gravítica, $\theta_{v_{sfc}}$ é a temperatura potencial virtual à superfície e $\theta_{v_{ML}}$ a temperatura potencial virtual no topo da camada de mistura. Deste modo foi possível adicionar à aceleração da brisa, o efeito da força de atrito.

2.3 Vento

Para estudar o efeito que a presença da albufeira de Alqueva provoca na intensidade e direcção do vento, subtraíu-se o campo de intensidade do vento da simulação SOLO ao da

simulação *ALQ*. Desta forma, obtemos uma anomalia da intensidade do vento que, quando tem um valor positivo significa que a presença da albufeira provocou um aumento da intensidade do vento. No caso do valor da anomalia ser negativo há um enfraquecimento da intensidade do vento provocado pela albufeira.

Este método de cálculo das anomalias é também estendido aos restantes campos calculados das propriedades da atmosfera, como é o caso da evaporação, razão de mistura e água precipitável.

2.4 Evaporação

À quantidade de energia que uma substância liberta ou absorve durante uma transição de fase sem alterar a sua temperatura, designa-se calor latente de vaporização/condensação. Assim sendo, ao dividir o fluxo de calor latente (dado pelo modelo numérico) pelo calor latente de vaporização da água, obtém-se a massa de água que é transferida da superfície para a atmosfera por unidade de área e de tempo, ou seja, a evaporação.

A taxa de evaporação pode ser dada por (Gill, 1982):

$$E/\rho_a = c_E u (q_s - q_a) \quad (5)$$

onde u é a velocidade do vento, q_a e q_s são a humidade específica num nível standard e a humidade específica ao nível da superfície do mar respectivamente, ρ_a a densidade do ar e c_E é um coeficiente adimensional denominado por número de Dalton.

2.4 Razão de Mistura

A razão de mistura de vapor de água representa a massa de vapor de água existente por cada unidade de massa de ar seco numa dada parcela de ar. Assim, esta propriedade é um bom indicador na detecção de passagem de brisas, pois estas ao formarem-se tendem a provocar um aumento da razão de mistura.

Um valor de extrema importância para o estudo desta propriedade é a razão de mistura de saturação, sendo este o valor de razão entre a massa de vapor de água num dado volume de ar saturado, e a massa de ar seco.

2.4 Água Precipitável

A água precipitável quantifica todo o vapor de água existente numa coluna atmosférica de secção unitária. Assim sendo, esta é um bom indicador do transporte e dispersão do vapor de água existente na atmosfera.

Para o cálculo deste valor, integrou-se a razão de mistura em ordem à pressão entre a superfície e o topo da atmosfera. Desta forma, ao calcular a diferença do campo desta propriedade estamos a incluir toda a coluna atmosférica, não existindo saída de água precipitável para fora do domínio de integração.

3. Resultados e Discussão

3.1 Vento

Ao longo do tempo, a direcção do vento na albufeira sobre o ponto 1 para a simulação *SOLO* não sofre alterações significativas, apresentando apenas um decréscimo da sua intensidade. Na simulação *ALQ* o mesmo já não acontece, pois entre as 12 e as 18 horas, existe uma alteração do sentido do vento.

Atendendo à velocidade do vento calculada a partir do teorema de circulação, representada na Figura 2, podemos observar que esta representa a direcção e intensidade do vento que se verifica entre as 12 e as 18 horas para a simulação *ALQ*.

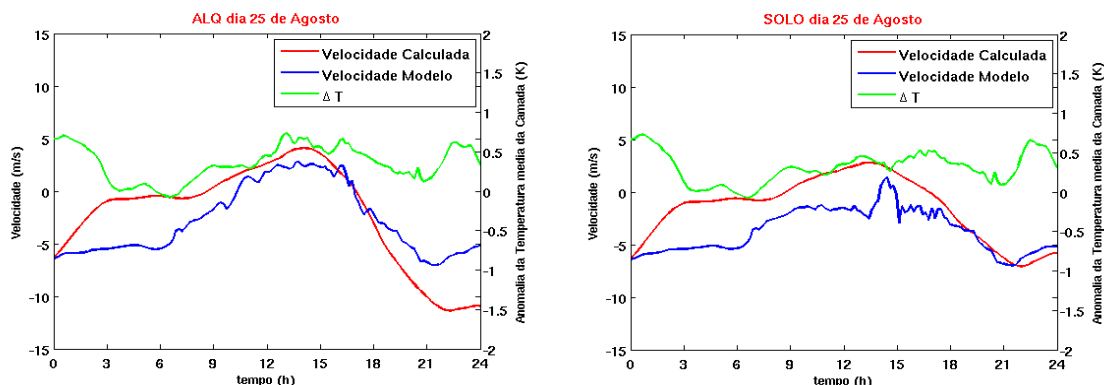


Figura 5. Evolução temporal, para a simulação *ALQ* à direita e *SOLO* à esquerda, da velocidade meridional do vento (m/s) calculada pelo modelo de circulação, velocidade meridional (m/s) simulada pelo modelo no nível $\eta = 5$ e anomalia da temperatura média (K) da camada entre os dois pontos, a verde.

Para a simulação *SOLO* já não existe concordância entre as duas velocidades. Deste modo, podemos aferir que a alteração do vento que se verifica entre as 12 e as 18 horas na simulação *ALQ* está associada à circulação térmica – brisa de lago – tendo como instante de intensidade máxima as 15 horas.

No restante período de tempo o modelo de circulação não é capaz de representar a velocidade que se verifica nas duas simulações, pois apesar de existir uma diferença de temperatura média da camada, e sendo esta proporcional à aceleração da circulação, o vento sinóptico (por ser intenso) acaba por dominar a circulação, não permitindo que a brisa se estabeleça.

Ao analisar o campo da intensidade e direcção do vento (Figura 3) pode observar-se que, para além da diminuição da intensidade do vento sobre a albufeira e intensificação em redor desta, o vento é divergente sobre a albufeira para a simulação *ALQ*. Isto é, os vectores do vento tendem a apontar para o exterior da albufeira. Este resultado está de acordo com o fenómeno de brisa de lago em que o ar mais frio sobre a albufeira tende a ser descendente, causando divergência ao chegar à superfície. As perturbações geradas pela existência da albufeira são posteriormente advectadas para sotavento com a chegada da brisa marítima ao interior, transportando as perturbações até centenas de quilómetros para jusante da albufeira.

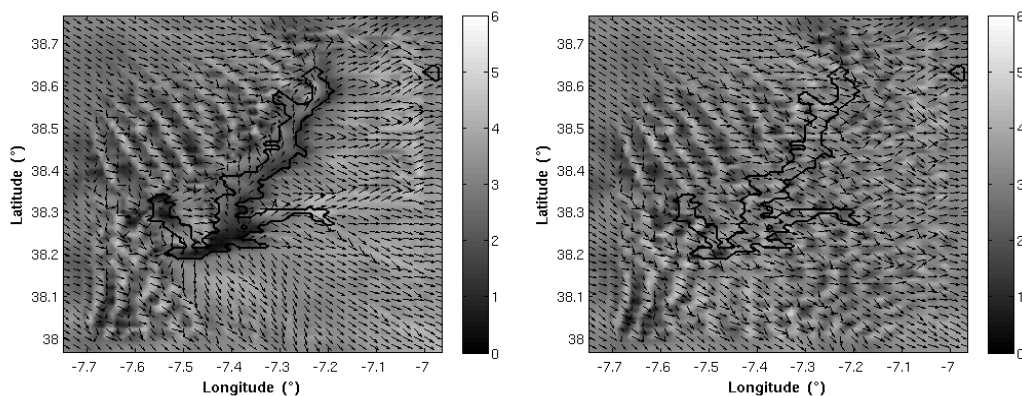


Figura 6. Campo da intensidade (m/s) e direcção do vento à superfície para a simulação *ALQ* à direita e *SOLO* à esquerda para as 15 horas (Norte é no sentido positivo do eixo das ordenadas).

3.2 Evaporação

Com a criação da albufeira de Alqueva há um aumento de água disponível para ser evaporada. Assim, é de esperar que exista um aumento desta na simulação *ALQ*, o que não acontece para todos os instantes de tempo. Entre as 12 e as 18 horas, a evaporação sobre a albufeira é nula, mesmo sendo este o período de radiação solar mais intensa.

Como se viu anteriormente a evaporação é dada pela equação 5. Para que esta tenha valores nulos a atmosfera terá que estar saturada e/ou a intensidade do vento terá que ser nula.

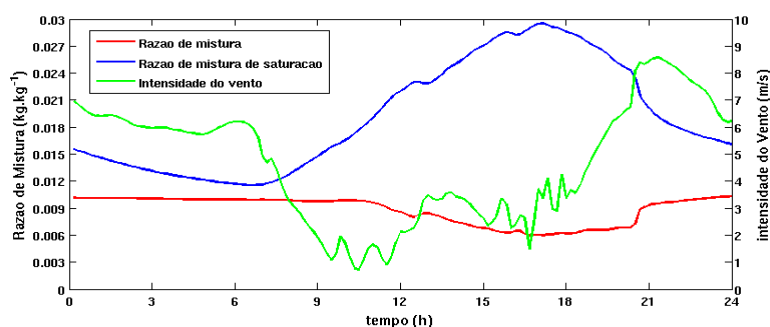


Figura 7. Evolução temporal da razão de mistura (kg/kg), razão de mistura de saturação (kg/kg) e intensidade do vento (m/s) para o ponto 1 à superfície, para a simulação *ALQ*.

A Figura 4 mostra que as razões de mistura nunca são iguais, e o vento entre as 12 e as 18 horas é próximo de zero podendo-se concluir que a diminuição da evaporação neste período se deve à fraca intensidade do vento. Nos restantes instantes de tempo o vento sinóptico intenso domina a circulação, permitindo que haja evaporação.

3.2 Razão de Mistura

Mesmo existindo uma diminuição da evaporação na simulação *ALQ*, esta é superior ao que a que se verifica na simulação *SOLO*. Assim, será de esperar que exista uma alteração da estrutura vertical de vapor de água sobre a albufeira.

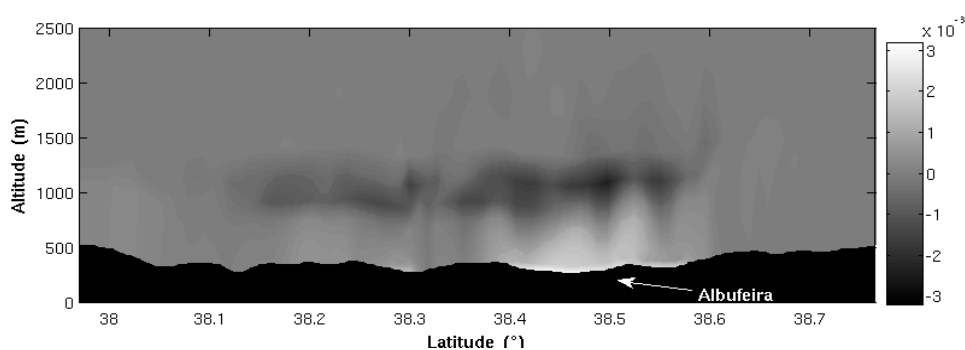


Figura 8. Corte vertical à longitude de 7,2836° O da diferença de razão de mistura (kg/kg) para o domínio d03 às 12 horas.

Durante a madrugada existe um ligeiro aumento da razão de mistura na simulação *ALQ* que permanece constantemente junto da superfície, sendo posteriormente advectado pelo vento sinóptico centenas de quilómetros para além da albufeira. A partir das 12 horas dá-se o desenvolvimento de células de circulação térmica. Ao ascender, o ar expande diminuindo a razão de mistura e, ao subsidir este sofre uma compressão que por sua vez aumenta a

razão de mistura. Assim, gera-se uma anomalia negativa entre os 1000 e os 1500 m de altitude sobre uma anomalia positiva, como se pode ver na Figura 5.

Posteriormente, com a chegada da brisa marítima, esta estrutura sofre uma inclinação para sotavento, pois o vento em altitude é menos afectado pelo atrito sendo assim mais intenso, e é transportada por advecção.

3.3 Água precipitável

Sendo a água precipitável o conteúdo de vapor de água existente na atmosfera, espera-se que este tenha um comportamento semelhante ao que é observado para a razão de mistura. Assim verifica-se que de madrugada existe um ligeiro aumento de água precipitável, que é advectada para sotavento.

No corte YZ da razão de mistura para as 12 horas, há uma anomalia positiva acima da qual se encontra uma anomalia negativa. No entanto, essa anomalia não é visível no campo da diferença de água precipitável. Tal deve-se ao facto de a água precipitável ser a quantidade de vapor de água em toda a coluna, fazendo com que as anomalias se anulem. Com a chegada da brisa marítima (cerca das 20 horas), dá-se a inclinação das anomalias para sotavento em altitude. O transporte destas anomalias é visível no campo de água precipitável, onde se pode observar a advecção de uma anomalia negativa, seguida da anomalia positiva. Esta advecção dá-se por centenas de quilómetros a sotavento da albufeira.

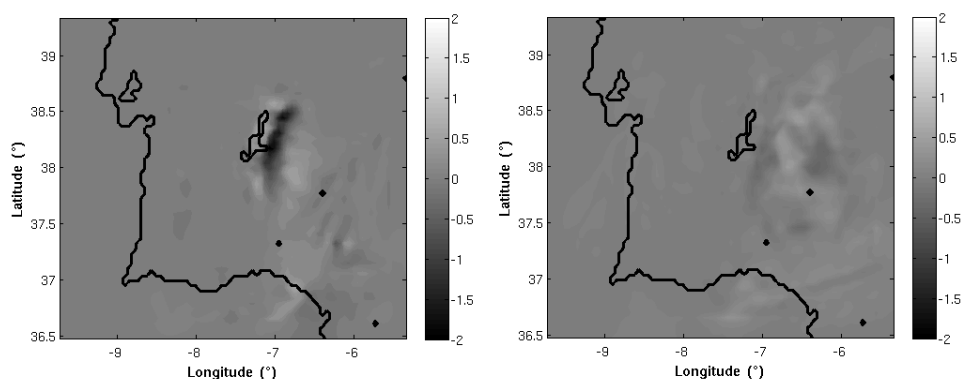


Figura 9. Campo da diferença de água precipitável ($\text{mm} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$) para o domínio d02 às 17 horas à direita e 21 horas à esquerda.

4. Conclusão

Ao longo deste trabalho teve-se como objectivo o estudo do impacto da albufeira de Alqueva nas condições atmosféricas da região. Observou-se que a alteração da superfície altera o balanço radiativo e fluxos sobre esta, permitindo a geração de uma circulação térmica – brisa de lago – e modificando o regime de circulação atmosférica. Esta, em conjunto com a maior disponibilidade de água, irá alterar a estrutura vertical de vapor de água sobre a região.

Observa-se também como a chegada da brisa marítima à albufeira se faz sentir, sobrepondo-se à brisa de lago e transportando consigo a massa de água e perturbações criadas sobre a albufeira até centenas de quilómetros para sotavento desta.

De um modo geral, tendo em conta as propriedades estudadas, pode concluir-se que a criação da albufeira alterou de forma significativa as condições atmosféricas, tanto a nível local como regional.

Referências bibliográficas

- Bates G. T.; Giorgi F.; Hostetler S.W., 1993. Towards the simulation of the effects of the Great Lakes on regional climate ; Mon. Wea. Rev. 121: 1373.1387.
- Bischo - Gauss, I.; Kaltho_, N.; Fiebig-Wittmaack, M., 2006. The influence of a storage lake in the Arid Elqui Valley in Chile on local climate, Springer-Verlag.
- Blanken, Peter D.; Rouse, Wayne R.; Schertzer William M., 2003. Enhancement of evaporation from a Large Northern Lake by Entrainment of Warm, Dry Air ; Journal of Hydrometeorology, volume 4.
- Fonseca, Alexandra S., 2010. Simulação da brisa marítima na costa ocidental portuguesa, Universidade de Aveiro.
- Gill, A. E., 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics, Academic Press. 662 pp.
- Holton, James R., 2004. An Introductio to Dynamic Meteorology, 4ª edição, Elsevier cademy Press, U.S.A.
- Neumann, J. e Mahrer, Y., 1975. A Theoretical Study of the Lake and Land Breezes of Circular Lakes; Mon Wea Rev 103.
- Miranda, P., 1995. Estudo de Impacte Ambiental do Alqueva - CLIMA, Relatório Técnico do ICAT.
- Salgado, Rui P., 2005. Interação Solo - Atmosfera em Clima Semi-Árido, Universidade de Évora.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barke, W. Wang and J. G. Powers , 2005. A description of the Advance Reaserch WRF version. NCAR Technical Note, NCAR/TN-468+STR, 88pp.
- Stull, Roland B., 2000. Meteorology Today for Scientists and Engineers, 2ª edição, rooks/Cole, U.S.A.
- Zawar-Reza, P., McGowan, H., Sturman, A., Kossmann M., 2003. Numerical simulations of wind and temperature structure within an Alpine lake basin, Lake Tekapo, New Zealand, Springer-Verlag.

Contribuição para a análise da distribuição das descargas eléctricas nuvem-solo na Península Ibérica

Solange Leite^a; João Santos^a; Fernando de Pablo^{ab}; Luís Rivas^{ab}; Clemente Tomás^{ab};
Eulogio Garcia^b; Marcelo Fragoso^c; Equipa RAIDEN

^aCentro de Investigação e Tecnologias Agro-Ambientais e Biológicas (CITAB); UTAD, Apartado 1013, 5001-801, Vila Real, Portugal, Email: solange@utad.pt

^bDepartamento de Física de la Atmosfera, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca Pl. De la Merced s/n, 37008 Salamanca, Espanha

^cCentro de Estudos Geográficos (CEG/FL/UL), Cidade Universitária, 1600-214 Lisboa
Email: solange@utad.pt

Resumo

Um dos objectivos principais do Projecto “Descargas eléctricas atmosféricas em Portugal: Padrões de variabilidade e impactos sócio-económicos (RAIDEN), com referência PTDC/CTE-ATM/101931/2008, é a identificação dos padrões principais, nos domínios do espaço e do tempo, da actividade eléctrica atmosférica em Portugal. A actividade de investigação está no seu começo e ainda não dispomos da base de dados registada no Instituto de Meteorologia de Portugal. Por isso, no presente trabalho, vamos desenvolver a mesma metodologia recorrendo à base de dados do Instituto de Meteorologia Espanhol, na perspectiva de exemplificar a investigação que pretendemos desenvolver para Portugal. Uma análise posterior, apoiada numa base de dados única para Portugal e Espanha permitirá um estudo completo sobre a actividade eléctrica na Península Ibérica.

A título de exemplo, foram seleccionados os anos de 1992 a 1994 para analisar a distribuição espaço-temporal em Espanha. Foram registados mais de 2.2 milhões de descargas eléctricas nuvem-solo durante esse período. A actividade eléctrica foi maior durante o Verão (79% das descargas dão-se entre Maio e Setembro) e a variação diária apresenta um único pico com o máximo às 17:00h tempo local. Mais de 11% de todas as descargas eléctricas ocorrem entre as 7:00h e as 11:00h (tempo local). A polaridade altera-se ao longo do ano: durante os meses mais quentes as descargas com polaridade positiva dão um contributo de apenas 5.9%, enquanto que esta percentagem aumenta para 13.1% nos meses mais frios. A distribuição geográfica das descargas eléctricas nuvem-solo mostra-se muito bem correlacionada com a orografia, com um máximo de actividade sobre os Pireneus. A densidade média das descargas apresenta um máximo de 3.3 descargas km⁻²ano⁻¹.

Abstract

One of the main goals of the Project “Lightning activity in Portugal: variability patterns and socioeconomic impacts (RAIDEN)” (PTDC/CTE-ATM/101931/2008), is the identification of the main spatial and temporal patterns of lightning activity in Portugal. The research activity is starting now and we don't have yet the data base recorded by Meteorological Institute of Portugal. So, in the present work we will develop methodology having recourse to Spanish data, as an example of our approach regarding Portuguese data. Subsequent analysis joining Portuguese and Spanish data will return a complete study about lightning activity over Iberian Peninsula.

The temporal and spatial distribution of cloud-to-ground lightning activity in Spain has been studied, using data from 1992 to 1994 for exemplification. Over 2.2 million cloud-to-ground lightning flashes were recorded. The highest lightning activity was found in summer (79% of all lightning events occur from May to September) and the diurnal variation shows a single peak with the maximum at 17:00 local time. Just over 11% of all lightning flashes are observed between 07:00 and 11:00 local time, which represents the contribution of frontal

thunderstorms to lightning activity. The lightning polarity changes throughout the year: during the warmer months positive flashes contribute only 5.9%, whereas this percentage increases to 13.1% in the colder months. The geographical distribution of cloud-to-ground flashes shows a clear relationship with orography, with maximum lightning activity over Pyrenees. The average maximum flash density is found to be $3.3 \text{ flashes km}^{-2}\text{yr}^{-1}$.

1. Introdução

É provável que as descargas eléctricas atmosféricas ocorram na Terra há biliões de anos. Também, é possível que elas tenham contribuído para a geração de moléculas orgânicas, necessárias à formação de qualquer forma de vida. Uma tempestade eléctrica constitui um fenómeno atmosférico de beleza ímpar. Mas, a ocorrência de descargas eléctricas atmosféricas pode gerar transtornos para a sociedade. As descargas podem provocar colapsos na rede de distribuição de energia eléctrica, incêndios, acidentes de aviação e náuticos, danos nos sistemas de telecomunicações podendo, inclusive, provocar mortes de seres humanos e de animais.

A Península Ibérica, devido à sua extensão, orografia e localização geográfica, apresenta uma actividade de descargas eléctricas nuvem-solo intensa. A ausência de rede de detectores de descargas eléctricas atmosféricas em Portugal até 2002 sempre obstaculizou a uma análise integrada da Península Ibérica. Espera-se que a instalação da rede de observação em Portugal permita agora uma análise pormenorizada da distribuição espaço-temporal das descargas eléctrica em Portugal, e permita também fazer um estudo integrado da Península Ibérica. Outros objectivos do projecto RAIDEN são :

- i) a identificação no território de Portugal das áreas de maior incidência das descargas eléctricas, avaliando níveis de susceptibilidade aos perigos associados;
- ii) a investigação do contexto atmosférico responsável pelo desencadeamento das trovoadas em Portugal, identificando os seus principais controlos meteorológicos;
- iii) a identificação dos principais impactos sócio-económicos das descargas eléctricas em Portugal, avaliando os efeitos das trovoadas, com vista a propor medidas mitigadoras e linhas orientadoras para melhor proteger pessoas, sistemas de transporte e redes de energia eléctrica, assim como salvaguardar outras actividades económicas. São estes os objectivos do Projecto “Descargas eléctricas atmosféricas em Portugal: Padrões de variabilidade e impactos sócio-económicos (RAIDEN)”, com referência PTDC/CTE-ATM/101931/2008. O Projecto está na sua fase inicial, pelo que este trabalho pretende ilustrar parte do que nos propomos fazer, recorrendo a registos da rede de observação Espanhola em três anos previamente seleccionados.

2. Dados

A rede de observação de descargas eléctricas do Instituto de Meteorologia de Portugal é composta por quatro detectores localizados em Braga, Castelo Branco, Alverca e Olhão, a funcionar desde Junho de 2002. Até ao momento, o IM ainda não disponibilizou os dados à equipa de investigação do Projecto RAIDEN, pelo que seleccionamos três anos de registos da base de dados do Instituto de Meteorologia de Espanha a fim de exemplificar a metodologia que vamos aplicar em Portugal para a análise da distribuição espaço-temporal das descargas eléctricas. O exemplo escolhido aplicar-se-á aos anos de 1992 a 1994. A rede de observação é constituída por treze detectores distribuídos em território Espanhol conforme apresentado na Figura1.

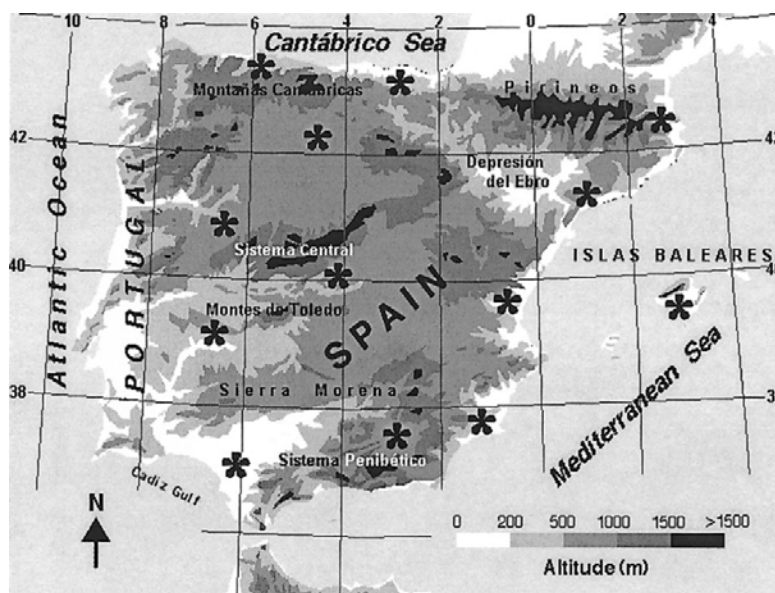


Figura. 1. Localização dos detectores de descargas eléctricas da rede Espanhola (indicados por *), tendo por fundo a orografia da Península Ibérica.

Este sistema de detecção de descargas eléctricas usa o modelo ALDF 141-T fornecido pela *Lightning Location and Protection Inc.*, está descrito desenvolvidamente por Krieder et al (1976) e foi planeado para detectar apenas descargas eléctricas nuvem-solo e ignorar descargas entre nuvens. O erro máximo para a localização das descargas na Península Ibérica é de 12 km. (Martin, 1995).

Para este estudo consideramos a região com latitude entre 36°N e 43.8°N e longitude entre 3.2°E e 9.6°W. A análise temporal foi feita à escala anual, mensal e horária. Para analisar a distribuição geográfica das descargas os dados de base foram referenciados a uma grelha de 0.2°x0.2° de latitude (368 km²). Adoptamos esta dimensão de célula para que o erro na localização das descargas eléctricas não afectasse significativamente os resultados.

Não está calculada a eficiência desta rede, mas sabemos que a eficiência na região oeste da Península Ibérica era inferior à do resto da Península, em virtude de, no momento da realização deste estudo, ainda não estarem em funcionamento detectores no território Português. Para permitir a comparação dos resultados com outros obtidos noutras regiões do mundo tornou-se necessário corrigir os registos do número de descargas. Assim, o número de descargas e a densidade das descargas neste trabalho resultam da multiplicação dos valores registados por um factor arbitrário de 1.4. A escolha deste factor deve-se à experiência recolhida com vários sistemas de detecção instalados (por exemplo, NLDN nos E.U.A.; LPATS na Alemanha e no Brasil).

3. Resultados e Discussão

O número de descargas eléctricas nuvem-solo registado foi de 557 163 em 1992, 545 717 em 1993 e 437 859 em 1994. Foi calculado um total de 2 157 000 descargas nuvem-solo, uma média anual de 720 000 descargas e uma frequência média de descargas de 1.4 por minuto.

Para proceder à caracterização do ciclo anual calculamos as médias mensais do número de descargas nuvem-solo para todo o período de registo, considerando a totalidade de descargas positivas e negativas. Os resultados são apresentados na Figura 2. Entre Maio e Setembro foram observados 79% de todas as descargas eléctricas. Abril e Outubro marcam o início e o fim da estação convectiva. De notar que o padrão desta configuração se aproxima bastante do ciclo anual da distribuição da temperatura à superfície.

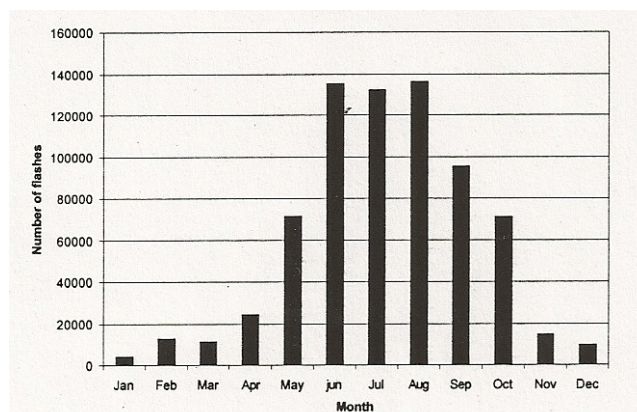


Figura 2. Variação mensal do número de descargas eléctricas nuvem-solo.

A Figura 3 mostra a distribuição ao longo do dia das descargas eléctricas nuvem-solo. Os valores mínimos são observados entre as 09:00 e as 11:00 do tempo local. Aproximadamente 11% de toda a actividade eléctrica está distribuída homogeneamente ao longo do dia e dá-se na ausência de forçamento convectivo por aquecimento da superfície. Representa a contribuição dos sistemas frontais para a actividade eléctrica (Finke et al, 1996). De notar ainda que a intensificação da actividade eléctrica até atingir o seu máximo é mais marcada do que o abrandamento que se lhe segue.

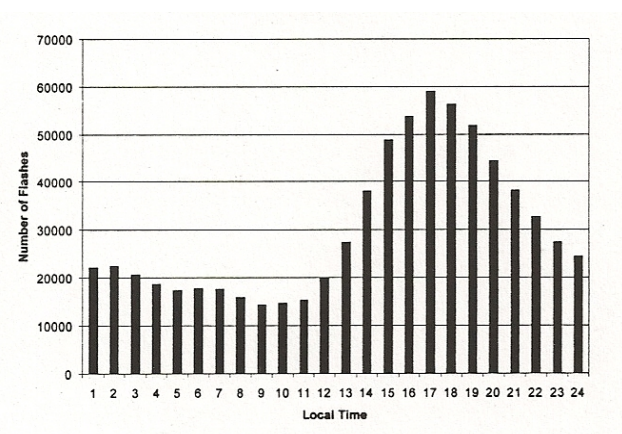


Figura 3. Ciclo diário do número de descargas eléctricas nuvem-solo.

A Figura 4 mostra as distribuições diária e anual da percentagem de descargas positivas e negativas na região em estudo. A percentagem de descargas positivas é maior nos meses de Inverno do que nos de Verão. A percentagem de descargas positivas não apresenta grande variabilidade ao longo do dia, embora pareça haver uma percentagem superior de descargas positivas durante o mínimo de actividade da manhã (cerca de 9% entre as 7:00 e as 11:00 do tempo local) e uma percentagem inferior durante o máximo de actividade da parte da tarde (cerca de 7% das 15:00 às 19:00 hora local).

a)

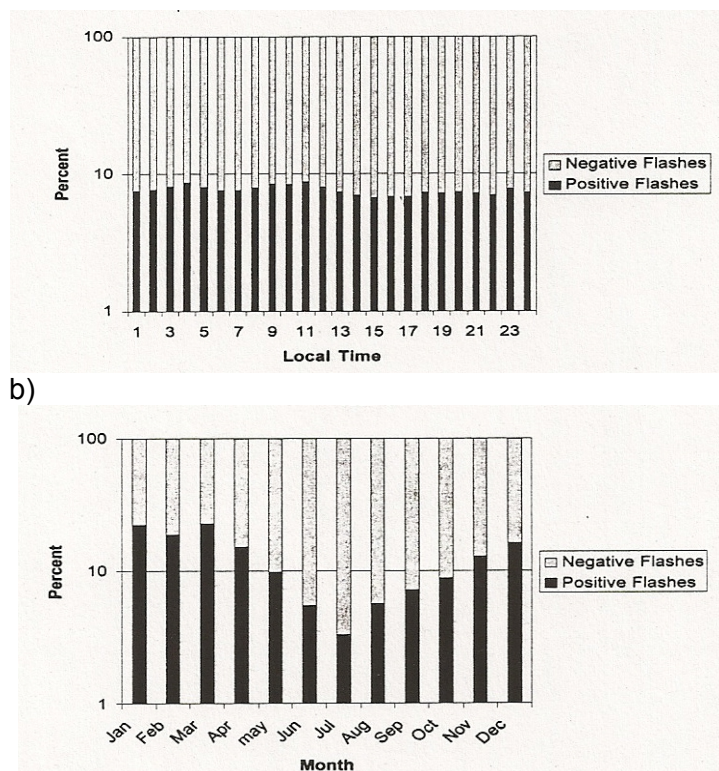


Figura 4. Distribuição (a) diária e (b) mensal das percentagens de descargas eléctricas positivas e negativas. De realçar a escala logarítmica.

A Figura 5 apresenta a distribuição da intensidade do pico de corrente para descargas positivas e negativas na região em estudo e para os 3 anos que seleccionamos. De notar que, em percentagem, o decréscimo para intensidades de corrente superiores é mais suave para as descargas positivas. Em média, a intensidade do pico de corrente é de 32.4 kA para descargas negativas e de 69.3 kA para descargas positivas. A intensidade média para descargas positivas é maior do que a registada e publicada por Orville *et al* (1999). Uma explicação possível é a de que o sistema ALDF tem uma eficiência menor na detecção da intensidade de picos de corrente mais baixos. As descargas positivas, apesar da sua raridade, são mais destrutivas porque, em média, são mais intensas do que as descargas negativas.

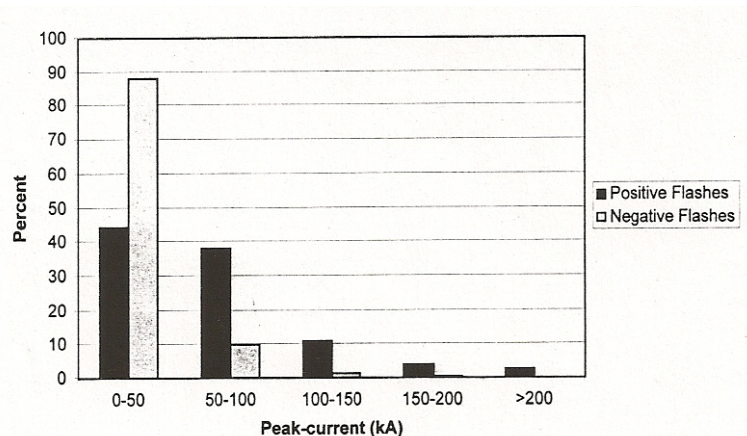


Figura 5. Distribuição da intensidade do pico de corrente, para todo o período de registo.

A Figura 6 mostra a distribuição geográfica da densidade de descargas eléctricas nuvem-solo para todo o período de registo. O valor máximo da densidade média é de 3.3 descargas

$\text{km}^{-2}\text{ano}^{-1}$. Este valor condiz com os encontrados por outros autores para outras regiões da Europa (Finke et al., 1996). O padrão de distribuição espacial das descargas nuvem-solo está relacionado claramente com a orografia. Assim, a área que apresenta o máximo de actividade eléctrica são os Pirenéus. São observados máximos relativos associados a outros sistemas montanhosos, como o Sistema Ibérico, a Cordilheira Cantábrica e o Sistema Central (ver também Figura 1). Estes resultados estão em concordância com as correlações elevadas entre descargas nuvem-solo e a altitude obtidos para Espanha por Rivas (2001).

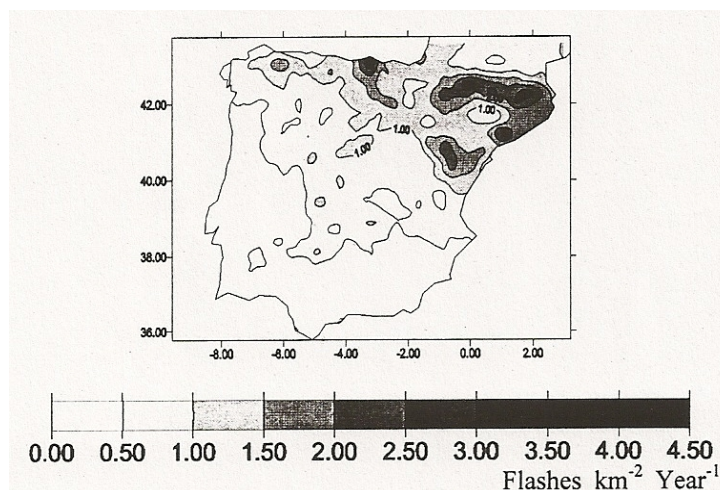


Figura 6. Distribuição geográfica da densidade de descargas eléctricas nuvem-solo

Na Figura 7 apresenta-se a distribuição geográfica das descargas positivas e negativas, em média, para os 3 anos de registo. Ambas as distribuições apresentam um padrão semelhante ao da densidade de descargas eléctricas nuvem-solo. O valor máximo da densidade média é de 3.1 descargas $\text{km}^{-2}\text{ano}^{-1}$ para as descargas negativas e de 0.2 descargas $\text{km}^{-2}\text{ano}^{-1}$ para as descargas positivas.

Na Figura 8 apresenta-se a distribuição geográfica da intensidade média do pico de corrente para descargas positivas e negativas. Os valores da intensidade variam entre 15.9 kA e 68.1 kA para descargas negativas e 27.9 kA e 134 kA para descargas positivas. O padrão espacial de distribuição da intensidade do pico de corrente não está relacionado com a orografia: as intensidades máximas distribuem-se ao longo da costa oeste e sul da Península Ibérica e as intensidades mínimas distribuem-se pela região central da Península Ibérica e pelas bacias do Ebro e Júcar. Os valores mais elevados que se observam na costa oeste da Península Ibérica poderão, provavelmente ficar a dever-se ao facto de a zona estar claramente fora da rede de observação, portanto com um erro de medição mais elevado. Alguns dos núcleos de valores mais elevados que surgem no padrão de distribuição são facilmente explicados pela proximidade dos detectores.

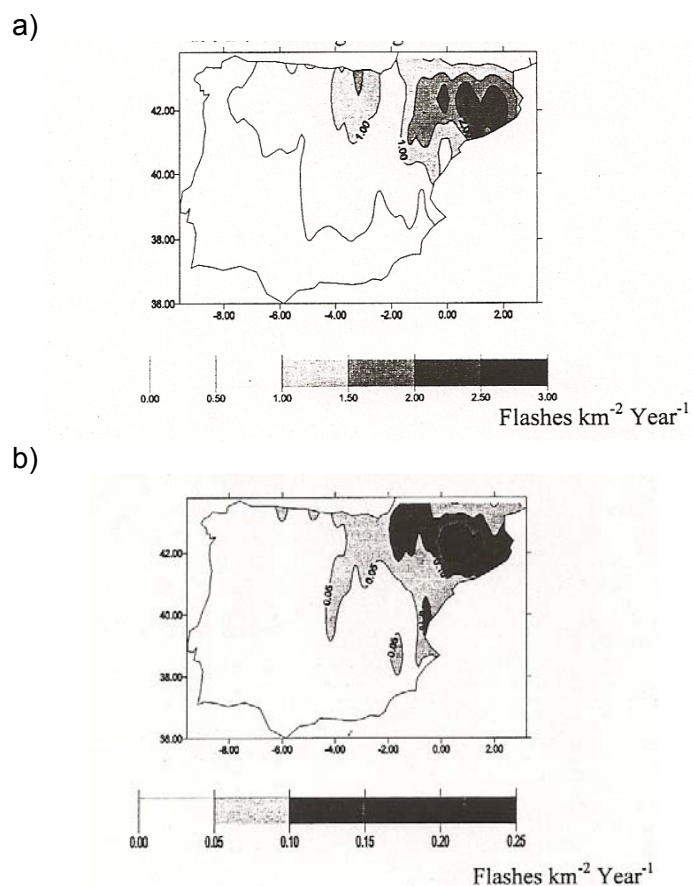


Figura 7. Distribuição geográfica da densidade de descargas eléctricas nuvem-solo (a) negativas e (b) positivas.

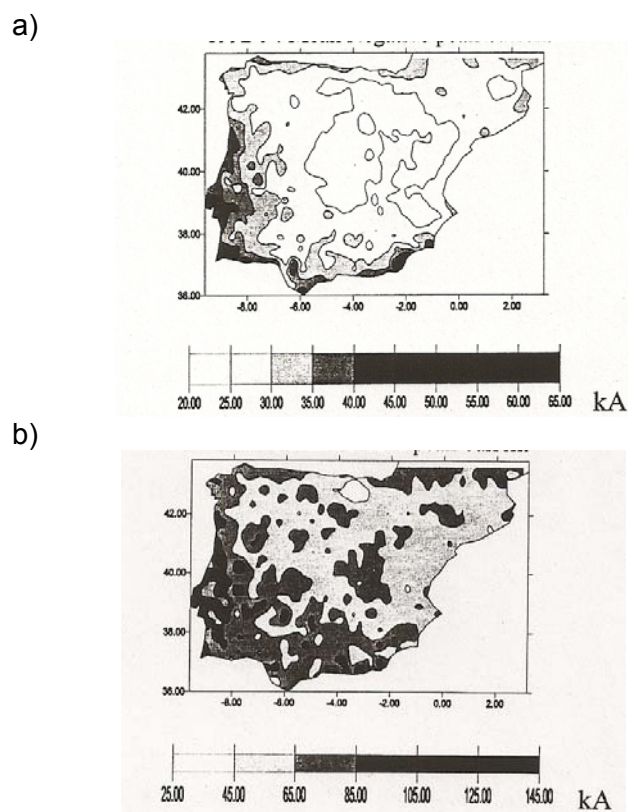


Figura 8. Distribuição geográfica da intensidade média do pico de corrente para descargas positivas e negativas

Agradecimentos

Este trabalho foi desenvolvido no âmbito do Projecto “Descargas eléctricas atmosféricas em Portugal: Padrões de variabilidade e impactos sócio-económicos (RAIDEN)”, PTDC/CTE-ATM/101931/2008, tendo como Coordenador Prof. Doutor Marcelo Henrique Carapito Martinho Fragoso) e no âmbito do Centro de Investigação e Tecnologias Agro-Ambientais e Biológicas (CITAB).

Referências bibliográficas

- Finke, U. & Hauf, T., 1996. The characteristics of lightning occurrence in Southern Germany. Beitr. Phys. Atmosph, 69: 361-374.
- Krieder, E.P., Noggle, R.C. & Uman, M.A., 1976. Agate, wideband magnetic direction finder for lightning return strokes. J. Appl. Meteor., 15: 301-306
- Martin, F., 1995. Actividad tormentosa en la Península y áreas limítrofes durante el verano de 1994. Technical note nº23, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 27pp
- Orville, R.E.. & Huffines , G. R., 1999. Lightning ground flash measurements over de contiguous United States: 1995-1999. Mon. Weather Rev, 127: 2693-2703.
- Rivas, L., Pablo, F. & García, E., 2001. Meteorological and geo-orographical relationships with lightning activity in Castilla-Leon (Spain). Meteorol. Appll, 8: 179-165.

Vulnerabilidade urbana ao calor extremo: o caso de Lisboa

Henrique Andrade^a; Helena Nogueira^b, Paulo Canário^c; Liliane Morais^d

^a Centro de Estudos Geográficos da Univ. de Lisboa, Edifício da Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa Email: henr.andr@gmail.com

^b Centro de Estudos em Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Coimbra, Largo da Porta Férrea, 3004-530, Coimbra Email: helenamarquesnogueira@gmail.com

^c Centro de Estudos Geográficos da Univ. de Lisboa, Edifício da Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa Email: pmscanario@gmail.com

^d Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Edifício da Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa Email: lilianemorais7@hotmail.com

Resumo

Desenvolveu-se um modelo espacial de vulnerabilidade das populações em relação a situações de calor extremo, aplicado à cidade de Lisboa. Os dados de base são o número diário de óbitos por freguesia, a temperatura máxima em Lisboa/Gago Coutinho e diferentes indicadores demográficos, socioeconómicos e urbanísticos. Foram seleccionados, como amostra para o estudo, os 10% de dias com temperatura do ar máxima mais elevada entre 1998 e 2008. A análise baseou-se na regressão linear múltipla entre a taxa de mortalidade e a razão padronizada de mortalidade (como variáveis dependentes) e os referidos indicadores, como variáveis explicativas. Verificou-se que a variação espacial da taxa de mortalidade é essencialmente explicada pelos indicadores demográficos: estrutura etária e taxa de feminilidade (com R^2 de 0.73); de acordo com o esperado, há uma forte relação da taxa de mortalidade com o envelhecimento da população e o índice de feminilidade. A razão padronizada de mortalidade (que retira o efeito da estrutura etária e do sexo, permitindo salientar a importância de outros factores) apresenta uma relação significativa com diferentes indicadores demográficos (a percentagem de população estrangeira), socioeconómicos (nomeadamente as taxas de desemprego e de analfabetismo) e urbanísticos (o índice de envelhecimento dos edifícios e a área verde privada por habitante). O modelo explicativo da Razão Padronizada de Mortalidade (juntando os dois sexos), tem um R^2 de 0.61 e relaciona esta variável com diferentes indicadores. Em termos gerais, a RPM é mais elevada nas áreas com edifícios mais envelhecidos e com menos espaço verde privado e de arruamento, com piores condições socioeconómicas e menor percentagem de população emigrante.

Abstract

A model has been developed to assess the spatial vulnerability of populations in relation to extreme heat situations, applied to the city of Lisbon. The selected basic data are the daily number of deaths, by city district, the maximum temperature in Lisbon/Gago Coutinho and different demographic, socioeconomic and urbanistic indicators. 10% of the days that recorded the highest maximum air temperature between 1998 and 2008 were selected, as a sample for this study. The analysis was based on a multiple linear regression between the Mortality Rate and the Standardised Mortality Rate (as dependent variables) and the indicators referred previously, as explaining variables. There is evidence that the spatial variation of the Mortality Rate can be essentially explained by the following demographic indicators: age structure and female rate (with R^2 of 0.73); according to what was anticipated, there is a strong relation between the Mortality Rate, the ageing of the population and the Female Rate. The Standardised Mortality Rate (which cuts out the effects of age structure and sex, underpinning the influence of other factors) presents a noteworthy relation with different demographic (the proportion of foreign population), socioeconomic (namely, unemployment and illiteracy rates) and urbanistic indicators (the buildings ageing rate and the private green area per inhabitant). The explaining model of the Standardised Mortality

Rate (gathering both sexes), displays a R^2 of 0.61 and relates this variable with different indicators. In general, the SMR is higher in areas with older buildings, less private green spaces and street trees, with poorer socioeconomic conditions and lower percentages of emigrant population.

1. Introdução

As situações de calor extremo têm fortes impactes sobre a saúde humana (Dessai, 2002; 2003; Hutter *et al.*, 2007; Kovats & Hajat, 2008; Tan e tal., 2007; Knowlton *et al.*, 2009). O interesse por este tipo de eventos meteorológico cresceu, sobretudo na sequência da vaga de calor de 2003, na Europa, a qual provocou a morte de mais de 70000 pessoas (Robine *et al.* 2008). Esses impactes poderão ser aumentados num cenário de alterações climáticas (Casimiro *et al.*, 2006; Meehl & Tebaldi, 2004; Patz *et al.*, 2005), no qual o conhecimento dos factores de vulnerabilidade será particularmente importante, na medida em que a adaptação às alterações passa, essencialmente, pela manipulação desses factores. Além das temperaturas elevadas, o ozono (O_3) poderá ser um factor importante no desencadear da mortalidade em dias muito quentes (Fischer *et al.*, 2004; Lacour *et al.*, 2006; Pelegrini *et al.*, 2007). O principal objectivo deste trabalho é a definição de um modelo espacial de vulnerabilidade das populações ao calor extremo; a área de estudo é o concelho de Lisboa. Este estudo encontra-se integrado no âmbito de uma investigação mais ampla, ainda em desenvolvimento.

O impacto do calor na saúde humana é condicionado por factores de vulnerabilidade de carácter demográfico, socioeconómico e urbanístico. Os idosos e os indivíduos com patologias específicas (nomeadamente problemas dos aparelhos respiratório e circulatório - Paixão *et al.*, 2006; Patz *et al.*, 2005; Haines *et al.*, 2006; Kovats & Hajat, 2008) são mais vulneráveis aos extremos térmicos. A vulnerabilidade é também acrescida em grupos socioeconómicos mais desfavorecidos (Harlan *et al.*, 2006) e nas áreas densamente urbanizadas (Silva *et al.* 2010; Tan *et al.*, 2010)

Os efeitos do calor sobre a saúde têm sido abordados sobretudo a nível regional ou nacional. Contudo, observam-se também variações locais, no aumento da mortalidade associada ao calor. Essas dissimetrias espaciais poderão dever-se, por um lado, aos contrastes climáticos locais (devidos por exemplo à ocupação do solo) e, por outro lado, à desigual vulnerabilidade das populações. Pretende-se neste trabalho desenvolver um modelo espacial da vulnerabilidade das populações às situações de calor extremo para a cidade de Lisboa. O trabalho integra-se num estudo mais abrangente sobre a relação entre extremos térmicos e mortalidade na Área Metropolitana de Lisboa, ainda em desenvolvimento.

2. Materiais e métodos

A vulnerabilidade é aqui definida no contexto de um modelo de Perigosidade-Vulnerabilidade-Risco (Zêzere *et al.*, 2008; Canário, 2010). Considera-se que o risco de morrer numa situação de calor extremo é o produto da perigosidade pela vulnerabilidade. A perigosidade corresponde à probabilidade de ocorrência do fenómeno potencialmente perigoso – neste caso temperaturas muito elevadas e outros factores ambientais associados. A vulnerabilidade, por sua vez, depende da sensibilidade dos indivíduos e do nível de exposição dos indivíduos ao fenómeno perigoso. Os factores de vulnerabilidade podem ser de diferentes níveis (desde o nacional ao individual; Metzger *et al.* 2006); entre os factores individuais contam-se as características demográficas (essencialmente sexo e idade), socioeconómicas e constitucionais (como o estado de saúde) (Nogueira, 2008). As características do espaço urbano (densidade de construção, nível de impermeabilização dos solos, presença de vegetação, entre outras) condicionam quer a perigosidade (através da sua influência no clima urbano – Alcoforado e Andrade, 2006; Andrade e Alcoforado, 2008;

Alcoforado *et al.*, 2009), quer a vulnerabilidade, condicionando os estilos de vida e a mobilidade das populações. Numa perspectiva espacial e integrada, ao nível local, as características do espaço urbano são aqui consideradas como factores de vulnerabilidade.

2.1 Dados

Foram utilizados os seguintes dados:

a) Dados de mortalidade diária por freguesia, entre 1998 e 2008, com indicação de sexo e idade, fornecidos pelo Instituto Nacional de Estatística (INE);

b) Dados horários de temperatura do ar (também entre 1998 e 2008), da estação meteorológica de Lisboa/Gago Coutinho, fornecidos pelo *Nacional Climatic Data Center*;

c) Dados de indicadores demográficos e socioeconómicos por freguesia, fornecidos pelo INE.

d) Dados sobre áreas verdes por freguesia, recolhidos em Santos (2009)

Os indicadores mencionados no Quadro 1 foram seleccionados com base na sua disponibilidade e em estudos anteriores sobre a vulnerabilidade ao calor:

Quadro 1. Indicadores de vulnerabilidade ao calor extremo

Indicadores demográficos	Indicadores socioeconómicos	Indicadores urbanísticos
estrutura etária da população	taxa de desemprego	idade dos edifícios
taxa de feminilidade	taxa de analfabetismo	área verde
% população estrangeira;	% população com ensino superior	área impermeabilizada
		área bruta de construção

2.2 Procedimentos

O trabalho foi desenvolvido em duas fases:

a) Tratamento preliminar dos dados

Foram identificadas os valores de temperatura máxima diária, para os períodos de Junho a Setembro entre 1998 e 2008 e seleccionados os 10% de dias com temperatura máxima mais elevada (135 dias); as temperaturas máximas desses dias variaram entre 33.3°C e 41.7°C, com uma média de 35.2°C. Esses dias passaram a constituir a amostra a analisar.

As freguesias muito pequenas do centro de Lisboa (18 freguesias), por serem de dimensões reduzidas (o que não permite um tratamento estatístico adequado) foram agrupadas numa única área (denominada área histórica); essa área passa a corresponder a uma das unidades espaciais de análise, sendo as outras as restantes 35 freguesias de Lisboa.

Foi calculada a taxa de mortalidade para cada unidade de análise ($Txm = (\text{número de óbitos/população}) \times 10000$). Neste caso, foi considerada como base a população de 2001 (INE), corrigida por grupos de freguesias de acordo com os cenários demográficos apresentados pela CML (2009); posteriormente, foi calculada a Txm média de cada unidade de análise.

Foi calculada igualmente a razão padronizada de mortalidade. A mortalidade é um acontecimento fortemente influenciado pelas características da população, nomeadamente, sexo e idade. Deste modo, os valores brutos da mortalidade, como as taxas brutas, incluem todas as variáveis que a podem afectar, havendo muitas vezes a necessidade de controlar o efeito dessas variáveis. Esse controlo é possível recorrendo à padronização dos valores de mortalidade. A taxa de mortalidade padronizada é ajustada para diferenças na composição entre a população ou território estudado e uma população padrão. A padronização deve ser aplicada quando estão em causa populações que possuam estruturas e composições

diferentes (Nogueira, 2008). Efectuou-se neste caso uma padronização pelo método indirecto, para sexo e idade, que recorre a taxas de mortalidade específicas por idade e sexo da população padrão (correspondendo esta à AML), estimando, a partir delas, os óbitos esperados numa dada região. Obteve-se uma Razão Padronizada de Mortalidade (RPM), que relaciona o número de óbitos observados na população de uma região, com o número de óbitos esperados nessa mesma população.

$RPM = (O_r/O_{er}) \times 100$; O_r é o número de óbitos observados na freguesia; O_{er} é o número de óbitos esperados na freguesia (obtem-se multiplicando a taxa de mortalidade específica por idades para a população padrão, TM_{ip} , pelo número de pessoas no grupo de idade na população da freguesia, P_{ir}). TM_{ip} resulta da divisão do número de casos observados em cada grupo etário da população padrão pelo total da população no grupo etário (Nogueira e Remoaldo, 2010). Valores superiores a 100 revelam uma mortalidade superior à verificada na população padrão – 100 – enquanto valores inferiores assinalam uma mortalidade inferior à dessa população.

b) Modelação da vulnerabilidade para a taxa de mortalidade não padronizada e para a razão padronizada de mortalidade

O método utilizado para analisar a relação entre *Txm* média e *RPM*, por freguesia, e os indicadores de vulnerabilidade, foi a regressão linear múltipla, recorrendo-se em vários casos à transformação matemática das variáveis. Procurou-se, através da regressão passo a passo (*stepwise regression* – Wilks, 1993), seleccionar o conjunto de variáveis independentes (indicadores demográficos, socioeconómicos e urbanísticos) que melhor explica a variação espacial da mortalidade. Os resultados são comparados através do coeficiente de determinação (R^2) e validados através do *p-value*.

3. Resultados e discussão

3.1 Modelação da taxa de mortalidade

A regressão entre a *Txm* média por freguesia e as diferentes variáveis de vulnerabilidade permite concluir que a estrutura etária da população e a taxa de feminilidade são os factores mais importantes da vulnerabilidade, explicando por si só 73 % da variância do logaritmo natural de *Txm* ($p < 0.05$).

$$\ln(Txm) = -0.56652 + 0.027725 \cdot X1 + 0.008497 \cdot X2 \quad (1)$$

Sendo $X1$ a % de população com 65 anos ou mais e $X2$ a taxa de feminilidade da população idosa. A importância relativa das duas variáveis, avaliada através dos coeficientes de regressão normalizados (coeficiente β), é praticamente igual.

A incidência da mortalidade associada ao calor sobre a população idosa é um facto largamente conhecido, com os indivíduos com mais de 75 anos a corresponderem, em Portugal, a 58 % dos óbitos na vaga de calor de 2003 (Marto, 2005). Embora as crianças sejam também, teoricamente, um grupo de risco, o impacto do calor sobre este grupo é actualmente reduzido, devido à grande protecção que têm actualmente (McGregor *et al.*, 2007; Kovats & Hajat, 2008). Se a um cenário de aumento da intensidade e frequência das vagas de calor (Casimiro *et al.*, 2006; Meehl & Tebaldi, 2004) se juntar um previsível envelhecimento da população (CML, 2009), parece provável que o risco associado ao calor venha a crescer no futuro. A maior vulnerabilidade das mulheres em situações de calor é também citada em diferentes estudos (Garcia-Herrera *et al.* 2005; Nogueira *et al.*, 2005), podendo ter causas quer de carácter biológico, quer socioeconómico (Havenith, 2006; Kovats & Hajat, 2008).

3.2 Modelação da razão padronizada de mortalidade

A análise de regressão entre a RPM e diferentes indicadores permitiu chegar a um modelo explicativo de 61 % da variância ($p < 0.05$). A equação é a seguinte:

$$RPM = 190.262 + 1.923564 \cdot X1 - 0.37725 \cdot X2 - 2.66264 \cdot X3 - 12.353 \cdot X4 - 0.8973 \cdot X5 + 6.481618 \cdot X6 \quad (1)$$

Sendo $X1$ um índice de envelhecimento dos edifícios, $X2$ a superfície de espaço verde privado e de arruamento por habitante, $X3$ a % de população estrangeira a residir na freguesia, $X4$ a taxa de desemprego, $X5$ a % de população com ensino superior e $X6$ a taxa de analfabetismo.

As variáveis incluídas no modelo são indicadas no quadro 2, juntamente com os coeficientes β . A relação positiva com a taxa de analfabetismo está de acordo com o esperado e é consistente com a bibliografia (Harlan *et al.*, 2006; Hutchinson *et al.*, 2009); a relação inversa com a taxa de desemprego, contudo, é mais difícil de explicar, devendo-se essencialmente ao comportamento da freguesia da Charneca, que tendo, em 2001, a taxa de desemprego mais elevada de Lisboa, apresenta um valor de RPM baixo. Note-se que quando considerada a regressão linear simples entre a RPM e a taxa de desemprego, a relação é positiva (Figura 1). O sinal negativo do coeficiente na equação de regressão múltipla surge como uma compensação pelo valor baixo de RPM na Charneca.

Quadro 2. Coeficientes β do modelo de regressão

Índice de envelhecimento dos edifícios	0.21742
Espaço verde privado/hab.	-0.60374
% População Estrangeira	-0.27452
Taxa Desemprego	-1.02893
% população com ensino superior	-0.424
Taxa Analfabetismo	0.874327

A relação “anómala” entre RPM e desemprego na Charneca pode dever-se a diferentes factores. Nesta freguesia, o desemprego associa-se a um baixo nível socioeconómico e a uma população extremamente jovem, mais saudável e menos vulnerável ao efeito da temperatura. Por outro lado, o facto da padronização da mortalidade ter tido, como referência, a população de 2001 (devido à inexistência de dados etários, ao nível de freguesia, para os restantes anos), enquanto o período em análise é muito mais extenso, pode introduzir uma distorção considerável na relação entre as variáveis; nomeadamente, é possível que a população imigrante tenha aumentado fortemente na freguesia da Charneca, entre 2001 e 2008. É sabido que a chegada de imigrantes tem habitualmente um efeito de melhoria do estado de saúde das populações (o chamado *Healthy Immigrant Effect* - Ray *et al.*, 2007; Kenedy *et al.*, 2006). Isto significa que a população real, correspondente ao período em que ocorre a mortalidade, pode ser consideravelmente mais saudável do que a população de referência de 2001, justificando os valores de RPM muito baixos. Outra razão para a baixa RPM na Charneca pode ser, contudo, de carácter climático. A periferia Norte de Lisboa tem, em geral, valores mais baixos de temperatura do que o centro da cidade (Alcoforado & Andrade, 2006; Andrade *et al.*, submetido), o que pode reflectir-se num menor impacto das situações de calor extremo sobre a saúde. A investigação sobre esta questão encontra-se em curso (Canário, 2010).

A superfície de espaço verde por habitante (considerando-se aqui apenas o espaço verde privado e de arruamento) tem uma forte relação negativa com a RPM. Este facto pode ser interpretado de diferentes formas: por um lado, os espaços verdes têm funções biofísicas importantes, nomeadamente em termos climáticos, podendo atenuar localmente as temperaturas elevadas (Andrade e Vieira, 2007). Os espaços verdes favorecem a actividade física e consequentemente a saúde, sobretudo entre os idosos (Groenewege *et al.*, 2006; Nielsen & Hansen, 2007); além disso, uma elevada superfície de espaço verde privado por habitante (assim como um número elevado de indivíduos com ensino superior) associa-se

habitualmente com um nível socioeconómico elevado, o que indica a possibilidade de haver uma redundância com outros factores condicionantes da mortalidade, não incluídos neste estudo. O índice de envelhecimento dos edifícios tem uma óbvia relação com as condições de habitação, as quais, além de se relacionarem com as condições socioeconómicas, em termos gerais, têm um reflexo directo na temperatura do interior das habitações.

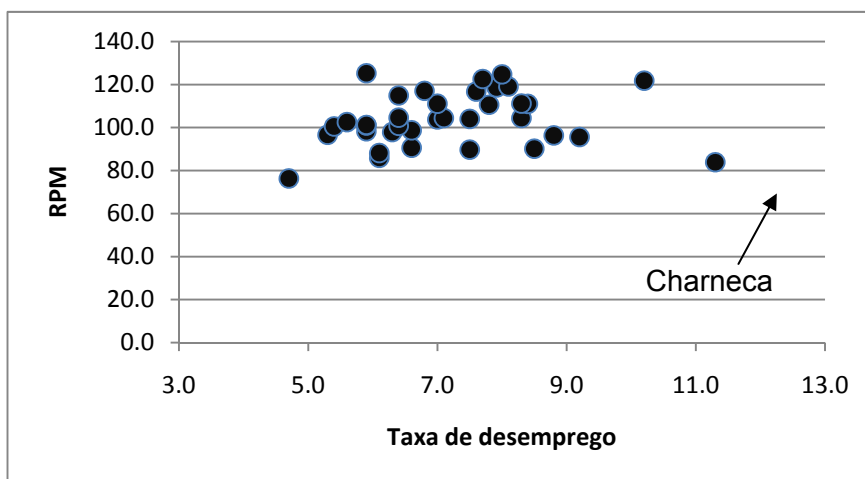


Fig. 1. Relação entre a taxa de desemprego e a RPM

Verifica-se assim um padrão de relação entre a RPM e o conjunto de factores condicionantes: as áreas com mais baixo nível socioeconómico, parque habitacional mais envelhecido, menos área verde privada e de arruamento são também, claramente, desfavorecidas em termos de mortalidade.

4. Conclusão

O trabalho desenvolvido mostra que é possível modelar espacialmente a vulnerabilidade da população urbana ao calor extremo, na escala local. Os principais factores que condicionam essa vulnerabilidade são a estrutura etária e a taxa de feminilidade, que explicam, por si só, 73 % da variância da mortalidade diária. Num segundo nível de análise, eliminando a influência da idade e do sexo, através da padronização da taxa de mortalidade, verificou-se que a vulnerabilidade é ainda condicionada por diferentes factores, chegando a um modelo explicativo ($R^2 = 61\%$), de acordo com o qual a RPM mais baixa corresponde às áreas mais desfavorecidas em termos socioeconómicos, com maior % de população emigrante e mais superfície de área verde privada ou de arruamento. A adaptação a futuras alterações climáticas, no que diz respeito aos seus impactos na saúde deverá assim passar pela modificação destes factores de vulnerabilidade.

A investigação sobre esta temática encontra-se ainda em curso.

Agradecimentos

Agradecemos à Raquel Machete a tradução do *abstract*.

Referências bibliográficas

Alcoforado, M.J.; Andrade, H., 2006. Nocturnal urban heat island in Lisbon (Portugal): Main features and modelling attempts. *Theor. Appl. Climatol.*, 84 (1–3): 151-159.

- Alcoforado, M.J.; Andrade, H.; Lopes, A.; Vasconcelos, J., 2009. Application of Climatic Guidelines to Urban Planning. The example of Lisbon (Portugal), *Landscape Urban Plan*, 90: 56-65.
- Andrade, H.; Alcoforado, M.J., 2008. Microclimatic variation of thermal comfort in a district of Lisbon (Telheiras) at night. *Theor. Appl. Climatol.*, 225 (3-4): 225-237.
- Andrade, H. ; Vieira, R., 2007. A climatic study of an urban green space: the Gulbenkian Park in Lisbon (Portugal). *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*, XLII (84): 27-46.
- Andrade, H.; Alcoforado, M.J.; Canário, P., (submetido) Estimating the anthropogenic component of the urban thermal field; an application to Lisbon, submetido a *Build Environ*.
- Câmara Municipal de Lisboa, 2009. Cenários demográficos. Relatório da proposta preliminar da revisão do PDM – sumário executivo, Câmara Municipal de Lisboa. Lisboa
- Canário, P., 2010. Methodology to assess thermal extremes mortality risk in urban areas *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*, XLIV, 89:167-173.
- Casimiro, E.; Calheiros, C.; Santos, F.D.; Kovats, S., 2006. National assessment of human health effects of climate change in Portugal: approach and key findings. *Environ Health Perspect* 114:1950-1956.
- Dessai, S., 2002. Heat stress and mortality in Lisbon Part I - Model construction and validation. *Int J Biometeorol* 47:6-12
- Dessai, S., 2003. Heat stress and mortality in Lisbon Part II. An assessment of the potential impacts of climate change. *Int J Biometeorol*, 48: 37-44
- Fischer, P.; Brunekeerf B.; Lebrete E., 2004. Air pollution related deaths during the 2003 heat wave in the Netherlands. *Atmos Environ*, 38:1083-1085.
- García-Herrera, R.; Díaz, J.; Trigo, R.; Hernández, E., 2005. Extreme summer temperatures in Iberia: health impacts and associated synoptic conditions. *Ann Geophys*, 23: 239-251.
- Groenewegen, P.P.; van der Berg A.E.; de Vries S.; Verheij R.A., 2006. Vitamin G: effects of green space on health, well-being, and social safety. *BMC public health*. 6:149.
- Haines, H.; Kovats, R.S.; Corvalan, C., 2006. Climate change and human health - impacts, vulnerability, and mitigation. *Lancet*, 367: 2101-09.
- Harlan, S.; Brazel, A.; Prashad, L.; Stefanov, W.; Larsen, L., 2006. Neighborhood microclimates and vulnerability to heat stress. *Soc Sci Med*, 63: 2847-2863.
- Havenith, G. (2005), Temperature Regulation, Heat Balance and Climatic Stress. In W. Kirch, B. Menne, R. Bertollini (eds), *Extreme Weather Events and Public Health Responses*: 69-80.
- Hutchinson, R.N.; Putt, M.A.; Dean, L.T.; Long, J.A.; Montagnet, C.A.; Armstrong, K., 2009. Neighborhood racial composition, social capital and black all-cause mortality in Philadelphia. *Soc Sci Med*, 68 (10): 1859-1865.
- Hutter, H.P.; Moshhammer, H.; Wallner, P.; Leitner, B.; Kundi, M. Heatwaves in Vienna: effects on mortality. *Wien Klin. Wochenschr.* 2007, 119, 223-227.
- Kennedy, S.; McDonald, J.T.; Biddle, N, 2006. The Healthy Immigrant Effect and Immigrant Selection: Evidence from Four Countries. SEDAP Research Paper No. 164, Hamilton, Ontario, Canada.
- Knowlton, K.; Rotkin-Ellman, M.; King, G.; Margolis, H.G.; Smith, D.; Solomon, G.; Trent, R.; English, P., 2009. The 2006 California Heat Wave: Impacts on Hospitalizations and Emergency Department Visits. *Environ Health Persp*, 117 | (1): 61-67.
- Kovats, R.S.; Hajat, S., 2008- Heat stress and public health: a critical review. *Annu Rev Publ Health*, 29: 41-55.
- Lacour, A.A; Monte, M.; Diot, P.; Brocca, J.; Veron, N.; Colin, P.; Leblond, V., 2006. Relationship between ozone and temperature during the 2003 heat wave in France: consequences for health data analysis. *BMC Public Health*, 6: 1-8.
- Marto, N., 2005. Ondas de calor, impacto sobre a saúde, *Acta Med Port* 2005, 18: 467-474
- McGregor, R.G.; Pelling, M.; Wolf, T.; Gosling, S., 2007. The social impacts of heat waves, Environment Agency, Rio House, Waterside Drive

- Meehl, G.; Tebaldi, C., 2004. More Intense, More Frequent, and Longer Lasting Heat Waves in the 21st Century. *Science* 305: 994-997
- Metzger, M.J.; Schröter, D., 2006. Towards a spatially explicit and quantitative vulnerability assessment of environmental change in Europe. *Reg Environ Change* 6: 201–216
- Nielsen, T.S.; Hansen, K.B., 2007. Do green areas affect health? Results from a Danish survey on the use of green areas and health indicators, *Health Place*, 13(4): 839-850,
- Nogueira, P.J.; Falcão, J.M.; Contreiras, M.T.; Paixão, E, Brandão, J.; Batista, I., 2005. Mortality in Portugal associated with the heat wave of august 2003: early estimation of effect, using a rapid method. *E u r o s u r v e i l l a n c e*, 1 0: 150-153.
- Nogueira, H., 2008. *Os Lugares e a Saúde. Investigação em Geografia da Saúde*. Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra,.
- Nogueira, H.; Remoaldo, P., 2010, *Olhares geográficos sobre a saúde*. Edições Colibri, Lisboa.
- Paixão, E.; Nogueira, P.; Nunes, A.; Nunes, B.; Falcão, J. ,2006. Onda de calor de Julho de 2006: Efeitos na mortalidade - Estimativas preliminares para Portugal Continental. Instituto Nacional de Saúde Dr.Ricardo Jorge, Lisboa.
- Patz, J.A.; Campbell-Lendrum, C.; Holloway, T.; Foley, J.A., 2005. Impact of regional climate change on human health. *Nature*, 438: 310-317.
- Pellegrini, E.; Lorenzini, G.; Nali, C.; 2007. The 2003 European Heat Wave: Which Role for Ozone? Some Data from Tuscany, Central Italy, *Water Air Soil Pollut* 181: 401–408.
- Ray, J.G.; Vermeulen, M.J.; Schull, M.J.; Singh, G.; Shah, R.; Redelmeier, D.A., 2007. Results of the Recent Immigrant Pregnancy and Perinatal Long-term Evaluation Study (RIPPLES) *Can Med Assocn J*, 176 (10): 1419-1426.
- Robine, J.; Cheung, S.L.K.; Sophie, L.R.; Herman, V.O.; Clare,, G.; Michel, J.; Herrmann, F.R., 2008. Death toll exceeded 70,000 in Europe during the summer of 2003. *C. R. Biologies* 331: 171–178
- Santos, M.J.V., 2009. Utilização de imagem liss III para análise de espaços verdes em lisboa. Dissertação de mestrado, ISEG, Lisboa.
- Silva, H.R.; Phelan, P.E.; Golden, J.S., 2010. Modeling effects of urban heat island mitigation strategies on heat-related morbidity: a case study for Phoenix, Arizona, USA. *Int J Biomet*, 54: 13–22.
- Tan, J.; Zheng, Y.; Tang, G.; Changy, L.; Liping, S.; Guixiang, X *et al.*, 2010. The urban heat island and its impact on heat waves and human health in Shanghai. *Int J Biometeorol*, 54: 75–84.
- Wilks, D., 1995. *Statistical methods in the atmospheric sciences.*, Academic Press, San Diego.
- Zêzere, J.L.; Garcia, R.A.C.; Oliveira, S.C.; Reis, E., (2008) Probabilistic landslide risk analysis considering direct costs in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology* 94: 467-495.

Avaliação da concentração diária da precipitação em Portugal Continental e no arquipélago de Cabo Verde

Marcelo Fragoso^a; Ezequiel Correia^a ; Mónica Santos^b

^aCentro de Estudos Geográficos (CEG/FL/UL), Cidade Universitária, 1600-214 Lisboa

^bDepartamento de Geografia, Universidade do Porto Email: mfragoso@campus.ul.pt

Resumo

Apresenta-se a aplicação de um índice (CI), que avalia a importância relativa das classes de maior abundância diária da precipitação para a precipitação total, proposto por Martín-Vide (2004), aos territórios de Portugal Continental (116 postos pluviométricos) e Cabo Verde (22 postos). O índice CI foi desenvolvido tendo em vista permitir quantificar a irregularidade pluviométrica à escala diária e avaliar o carácter mais ou menos torrencial das precipitações. Os resultados obtidos são bem reveladores das diferenças entre os dois contextos geográficos e climáticos, pertencentes às faixas subtropical e tropical do Atlântico Norte-Oriental, no que diz respeito à relevância das precipitações diárias abundantes no regime pluviométrico.

Abstract

An index (CI) that evaluates the contribution of the days of abundant rainfall to the total amount, proposed by Martín-Vide (2004), is applied to 116 rainfall stations across Portugal and 22 stations from Cape Verde archipelago. The CI index was established to evaluate the degree of irregularity on daily precipitation regime and to assess the relative contribution of torrential rainfalls. The achieved results clearly show the strong contrast between the two geographic and climatic contexts of the subtropical and tropical areas of the Eastern North Atlantic, concerning the contribution of heavy daily rainfall to the precipitation regime.

1. Introdução

A ocorrência de chuvas muito abundantes em curtos períodos de tempo é um aspecto de grande relevância no estudo dos regimes da precipitação, dado que pode significar um factor de desencadeamento de fenómenos perigosos ou gravosos, como cheias rápidas, inundações urbanas, deslizamentos, destruição de culturas agrícolas, entre outras possíveis consequências. O tratamento de dados diários de precipitação pode, nesta perspectiva, ser conduzido com vista à identificação da importância relativa das chuvas com carácter mais ou menos torrencial no regime pluviométrico de um dado local, ou de uma dada região.

Martín-Vide (2004) propôs um índice simples – que designou de “CI” (*concentration index*) - e que avalia o contributo relativo das classes de maior abundância diária da precipitação na precipitação total. Deste modo, o índice CI permite quantificar a irregularidade pluviométrica à escala diária e avaliar o carácter mais ou menos torrencial das precipitações. A determinação deste índice para uma amostra de 41 estações climatológicas da Península Ibérica (apenas 9 de Portugal Continental) foi mais tarde efectuada por Sánchez-Lorenzo & Martín-Vide (2006), produzindo um mapa em que se esboçam os principais contrastes regionais na incidência espacial de chuvas diárias muito abundantes. Neste estudo, pretende-se efectuar a avaliação e a comparação do índice CI em dois territórios situados em diferentes contextos climáticos – Portugal Continental e Cabo Verde – procurando, por um lado, verificar a utilidade do índice como parâmetro descritivo das características das precipitações diárias e, por outro, contribuir para expressar de modo mais objectivo algumas singularidades do regime pluviométrico de ambas regiões.

2. Dados

Como foi referido na secção anterior, neste trabalho utilizam-se dados diários de precipitação das redes pluviométricas de Portugal Continental e de Cabo Verde.

No que se refere a Portugal Continental, foram utilizadas 116 postos pluviométricos com dados de precipitação diários no período 1960 – 2000. Os dados foram recolhidos no sítio *internet* do SNIRH (Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos) do INAG.

Foram realizados testes de homogeneidade e consistência em relação às séries de dados de todos os postos utilizados neste estudo. O ensaio da dupla acumulação é um dos procedimentos mais frequentemente adoptados na validação dos registos pluviométricos. Utilizou-se o método gráfico para as precipitações anuais, que possibilita relacionar os registos acumulados de uma estação com o registo médio acumulado de várias estações. No presente estudo, optou-se por analisar graficamente os totais acumulados de precipitação anual de cada estação com os totais anuais acumulados das 6 estações com maior correlação. Assim, foram, construídos os gráficos de dupla acumulação para todas as estações em análise, no período de 1960/61 a 1999/00, ou seja, para cada uma das estações foi construída uma série de referência com a média das estações com maior correlação. Se não se identificarem variações abruptas de declive para um período consecutivo superior a cinco anos ($> 10\%$), justifica-se o ajustamento do registo de precipitação (Chow, 1964). Os ensaios de dupla acumulação das 116 séries de precipitação foram desenvolvidos sem preenchimento das falhas apresentadas por alguns registos de precipitação.

Para Cabo Verde, foram utilizados os dados de precipitação diária registados no período de 1956/57 a 1996/97, disponíveis até 1977 em ORSTOM (1983) e recolhidos no Instituto Nacional de Investigação e Desenvolvimento Agrário de Cabo Verde, para o período posterior. Com o propósito de se utilizarem séries regulares com uma dimensão de 40 anos para o maior número de postos pluviométricos do arquipélago, a sua selecção teve em conta apenas o número de registos em falta, considerando-se aceitáveis todas as séries que não possuíssem mais de 10% de lacunas nos registos diários, após se ter excluído o ano de 1977 devido à falta de registos na maior parte dos postos. Apesar do critério pouco restritivo, apenas foi possível seleccionar 22 postos pluviométricos, 17 dos quais nas ilhas de Santiago e do Fogo.

3. Metodologia

A aplicação do índice CI realizada neste estudo seguiu, rigorosamente, os procedimentos de cálculo propostos por Martín-Vide (2004). Para o cálculo do índice CI é necessário dispor de séries longas e contínuas de observação. A frequência de dias muito chuvosos é reduzida comparativamente à frequência de dias com mais baixos quantitativos de precipitação, e a distribuição das precipitações pode ser convenientemente ajustada por uma função exponencial negativa. Para determinar o impacto das diferentes classes de precipitação diária e, sobretudo, para avaliar o contributo relativo dos dias mais chuvosos para os totais de precipitação, é necessário relacionar as percentagens acumuladas de precipitação, Y , e as percentagens acumuladas dos dias, X , em que as mesmas ocorreram (Martín-Vide, 2004):

$$Y = aX \exp(bX) \quad (1)$$

As constantes a e b podem calcular-se pelo método dos mínimos quadrados (Martín-Vide, 2004):

$$\ln a = \frac{\sum X_i^2 \sum \ln Y_i + \sum X_i \sum X_i \ln X_i - \sum X_i^2 \sum \ln X_i - \sum X_i \sum X_i \ln Y_i}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2} \quad (2)$$

$$b = \frac{N \sum X_t \ln Y_t + \sum X_t - N \sum X_t \ln X_t - \sum X_t \sum \ln Y_t}{N \sum x_t^2 - (\sum X_t)^2} \quad (3)$$

Uma vez determinadas as constantes, a integral definida pela curva exponencial ente 0 e 100 dá a superfície compreendida entre a curva, o eixo das abcissas e ordenada a 100 o que equivale a (Martín-Vide, 2004):

$$S = \left[\frac{a}{b} e^{bx} \left(x - \frac{1}{b} \right) \right]_0^{100} \quad (4)$$

Assim, quanto maior o afastamento à linha de equi-distribuição, maior a irregularidade e a concentração diária da precipitação. A concentração diária é proporcional à área compreendida entre a curva teórica e a recta de equi-distribuição (Martín-Vide, 2004):

$$CI = 2S/10000 \quad (5)$$

Um valor de CI igual a 0.66 significa que, aproximadamente 75% da precipitação total se deve ao contributo de apenas 25% dos dias chuvosos, correspondentes às classes de maior abundância pluviométrica.

De referir que os resultados do CI obtidos em relação a Cabo Verde, dado o reduzido número de estações utilizado, não permitem uma representação espacial através de uma modelação com classes de valor e isolinhas. Por este motivo, procedeu-se a uma implantação pontual dos valores de CI nos locais das 22 estações meteorológicas utilizadas. No caso de Portugal Continental, tendo sido possível reunir informação de 116 locais, procedeu-se a uma modelação espacial, com recurso à extensão *Geostatistical Analyst* do programa ArcGis 9.2. Assim, a representação espacial do CI em Portugal Continental teve por base um modelo de interpolação realizada em função do inverso da distância com uma potência (Santos & Fragoso, 2010).

4. Resultados e discussão

Nas figuras 1 e 2 apresentam-se, respectivamente, os mapas com a distribuição dos valores do CI obtidos nos territórios de Portugal Continental e de Cabo Verde.

Os resultados respeitantes a Portugal Continental revelam contrastes muito acentuados, embora não seja muito fácil definir um padrão na variação espacial dos valores. Os mais baixos valores ocorrem sempre em áreas mais interiores, pertencentes aos distritos de Bragança, Guarda (o mais baixo CI verificou-se em Codeceiro, com 0.45), Castelo Branco, Évora e Beja. Grande parte do restante território regista valores entre 0.51 e 0.56. O índice CI atinge os valores mais altos no Minho, na região do Douro e, sobretudo, no Algarve, com destaque para o sotavento. De referir ainda, por último, que os valores máximos do CI em Portugal Continental estão claramente abaixo dos valores extremos da Península Ibérica, identificados por Martín-Vide (2004) e Sánchez-Lorenzo e Martín Vide (2006) na fachada mediterrânica de Espanha, nomeadamente no litoral da província de Valência, onde os valores variam entre 0.70 e 0.80. Assim, apenas no Algarve Oriental se verifica um grau de concentração diária da precipitação comparável, ainda assim, bem inferior (os valores mais altos correspondem às estações de Loulé e São Brás de Alportel, com CI de 0.64).

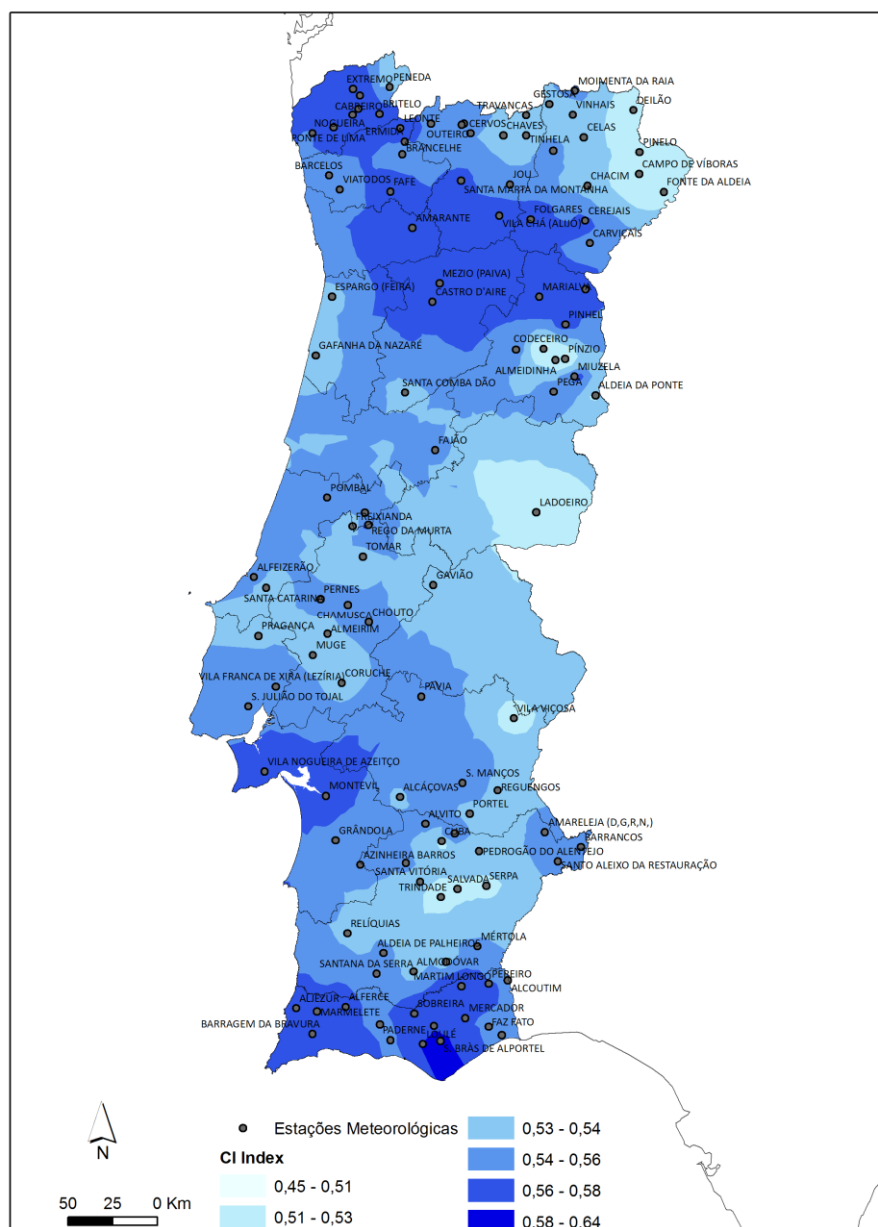


Figura 1. Índice de concentração diária da precipitação em Portugal Continental.

Os valores do índice CI das estações cabo-verdianas (figura 2), variam entre 0.77 e 0.92, e são muito superiores aos obtidos em relação às estações de Portugal, cujos valores determinados estão compreendidos entre 0.45 e 0.64. O contraste entre os valores dos dois territórios é bem impressionante e revelador das diferenças nos regimes diários da precipitação que marcam os contextos climáticos de Cabo Verde – semiárido ou com regime pluviométrico tropical seco com forte concentração estacional das chuvas – e de Portugal Continental, tipicamente mediterrânico. O contributo relativo dos dias muito chuvosos para os totais anuais de precipitação em Cabo Verde é, assim, muito importante em todo o arquipélago, significando que as características pluviométricas de um dado ano hidrológico são essencialmente definidas em função da ocorrência ou ausência de registo de um número relativamente restrito de episódios ou sequências de dias com chuva, como havia já sido demonstrado por Correia (1998) e Amaral (2007), em relação à ilha de Santiago. Os valores de CI determinados são muito aproximados na generalidade dos 22 postos utilizadas pertencentes a seis das ilhas do arquipélago, não se encontrando variações muito

significativas, mesmo comparando locais do grupo setentrional (Santo Antão, S. Nicolau) com os do grupo meridional (Brava, Fogo, Santiago e Maio).

A ilha do Fogo, para a qual foi possível calcular o índice em 10 postos distribuídos pela ilha, é aquela que revela maior diversidade de valores. Reflectindo de forma evidente a influência da exposição na concentração da precipitação, os valores mais baixos, não só da ilha como de todo o arquipélago, registam-se nas áreas mais altas da fachada nordeste, diminuindo com a altitude, entre 0.87 em Feijoal (285m) e 0.77, em Monte Velha (1340m). À medida que se acentua o efeito de abrigo face ao fluxo dominante, decorrente da forma peculiar da ilha (um cone quase regular, de grandes dimensões), aumenta o CI, atingindo os valores mais altos a sudeste, mesmo em postos de elevada altitude como, por exemplo, em Monte Grande, a 892m, onde o CI é de 0.91, bastante superior ao que se regista em Cocho, 0.78, que se situa a 800m na vertente NE.

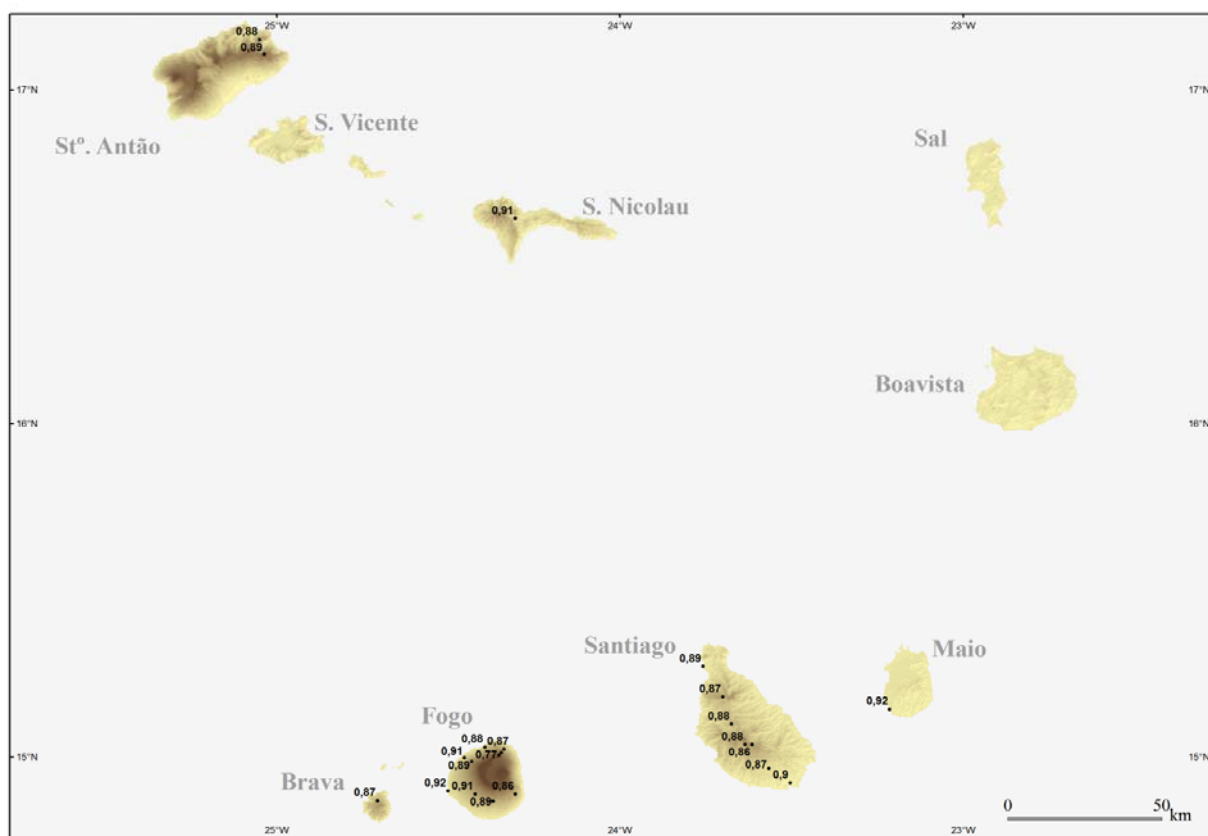


Figura 2. Índice de concentração diária da precipitação em Cabo Verde.

A insuficiência de dados não permite confirmar nas outras ilhas, a distribuição do CI detectada no Fogo, claramente influenciada pela exposição. Todavia, os valores que se registam nos postos da ilha de Santiago não revelam uma importância decisiva deste factor. Embora não se possuam elementos para as áreas mais baixas das fachadas oriental e ocidental, na ilha de Santiago, os valores não variam de modo significativo, registando-se os mais elevados, 0.9 e 0.89, respectivamente, nos litorais meridional (Praia) e noroeste (Chão Bom). Nos outros postos, posicionados ao longo do alinhamento montanhoso central e nas áreas mais húmidas da ilha, o valor do CI é superior a 0.86. Os valores que se determinaram para as outras ilhas confirmam, essencialmente, o carácter concentrado e frequentemente torrencial da precipitação no arquipélago. Na ilha do Maio regista-se, a par de S. Filipe, no Fogo, o CI mais elevado de Cabo Verde (0.92), e em S. Nicolau, o valor é de 0.91. Em Santo Antão, apesar das estações se situarem no sector mais húmido da ilha, os valores são igualmente bastante elevados.

4. Conclusões

O índice CI afigura-se como um parâmetro estatístico interessante no tratamento de dados diários de precipitação, tendo em vista a quantificação do grau de irregularidade pluviométrica, permitindo avaliar a importância relativa dos dias muito chuvosos na precipitação total. O trabalho desenvolvido permitiu também confirmar a utilidade do índice CI para estabelecer uma comparação entre em dois contextos geográficos e climáticos diferentes, pertencentes às faixas subtropical e tropical do Atlântico Norte-Oriental, no que diz respeito à relevância das precipitações diárias abundantes no regime pluviométrico.

Referências bibliográficas

- Amaral, I., 2007. Santiago de Cabo Verde, a Terra e os Homens, Assoc. das Univ. de LÍng. Portuguesa, C.E.G, IICT, Univ. Algarve, Univ. de Cabo Verde, 444p.
- Chow, V. T., 1964. Handbook of applied hydrology: a compendium of water-resources technology, New York, McGraw-Hill.
- Correia, E., 1998. Condições pluviométricas para a cultura do milho na ilha de santiago (Cabo Verde), Instituto de Investigação Científica Tropical, Ministério da Ciência e Tecnologia, 112 p.
- Martín-Vide, J., 2004. Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain, Int. J. of Climat. 24, 959-971.
- ORSTOM, 1983. République du Cap-Vert. Précipitations journalières de l'origine des stations a 1977, Bondy, République du Cap-Vert, Ministère de l'Agriculture/République Française, Ministère des Relations Extérieures, Coopération et Développement, 1039 p.
- Sánchez-Lorenzo, A.; Martín-Vide, J., 2006. Distribución espacial de la concentración pluviométrica diaria en la Península Ibérica Spatial distribution of the daily precipitation concentration in the Iberian Peninsula. 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geología y Geofísica Sevilla.
- Santos, M.; Fragoso, M., 2010. Modelação espacial do Índice de Concentração Diária da Precipitação em Portugal Continental, Actas do VI Seminário Latino-Americano de Geografia Física/II Seminário Ibero-Americano de Geografia Física Universidade de Coimbra, Maio de 2010, 9 p.

Episódios de ventos fortes na região de Lisboa: classificação de tipos de circulação e caracterização de um caso de estudo notável

Marcelo Fragoso^a; António Lopes^a; Pedro Tildes Gomes^a

^aCentros de Estudos Geográfico, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Portugal, Email, mfragoso@campus.ul.pt

Resumo

Numa investigação anterior (Lopes et al, 2008) foi organizada uma base de dados sobre episódios de vento forte no concelho de Lisboa), construída após uma selecção sistemática de eventos de vento forte responsáveis por danos e quedas de árvores (1241 ocorrências entre 1990 e 2006). Neste trabalho, apresenta-se uma classificação de tipos de circulação atmosférica de larga-escala associados à ocorrência de situações de vento forte na região de Lisboa. A classificação é aplicada a campos médios diários de pressão ao nível do mar, no período 1990-2000, sendo utilizados dados das reanálises-2 (NCEP, NCAR). Obtiveram-se três tipos distintos de circulação atmosférica de larga-escala associados a dias de vento forte na região de Lisboa. Procedeu-se ainda à caracterização de um episódio notável, a tempestade de 23 de Dezembro de 2009, que atingiu a região Oeste, não tendo sido muito significativos, no entanto, os seus impactos na cidade de Lisboa.

Abstract

Prior research has allowed the building of a windstorm database in the Lisbon City Council, (LCC) Portugal (Lopes et al., 2008), based on a systematic selection of strong wind events responsible for damage, and tree falls (1241 occurrences from 1990 to 2006). The present research will focus on the classification of large-scale atmospheric circulations associated with strong wind days in Lisbon region, using sea level pressure fields data from the reanalysis-2 NCEP dataset. Three main types were identified and their features and frequency will be discussed. Finally, a notable case study of wind episode will be briefly presented and characterised – the windstorm of the 23th December 2009 – whose impacts were very harmful in the Oeste region, but not so severe, however, in the Lisbon area.

1. Introdução

Sendo conhecidos os seus efeitos benéficos para o ambiente urbano, as árvores representam um também perigo para as populações e infra-estruturas nas cidades, particularmente em situações de ventos fortes, que podem desencadear a sua queda ou provocar a quebra e projecção de ramos e pernadas, tanto em espaços públicos como privados. Os danos dos temporais nas árvores dependem largamente das condições físicas inerentes ao ambiente urbano. Foi constituída uma base de dados de episódios de vento forte, assente na ocorrência de quedas de árvores em Lisboa (com início em 1990 e mantendo-se em actualização), compilando informação recolhida e arquivada pelo Regimento de Bombeiros Sapadores (Lopes et al, 2008; Lopes & Fragoso 2009). A análise deste inventário de eventos de ventos fortes tem permitido a sua exploração sob diferentes perspectivas, desenvolvidas no âmbito do projecto UrbKlim (ver mais informação em <http://www.ceg.ul.pt/urbklim/index.html>), e centradas no estudo do ambiente atmosférico associado aos eventos de ventos fortes na região de Lisboa, desde a larga-escala à escala local. As situações de ventos fortes em Lisboa podem ocorrer em todas as estações do ano, mas os controlos da circulação atmosférica sinóptica são muito diferentes quando se comparam os episódios típicos do Verão com os que ocorrem fora da estação quente.

Durante o Verão, o regime de vento na cidade de Lisboa é dominado pelos ventos relativamente fortes de Norte que sopram ao longo da costa ocidental portuguesa, a conhecida *Nortada*. Esta circulação regional estabelece-se quando se forma um forte gradiente de pressão entre uma depressão térmica persistente presente no interior da Península Ibérica, muito quente, e o Anticiclone dos Açores que se reforça sobre o oceano, muito mais fresco. O fenómeno oceânico de *upwelling* gera mais arrefecimento do mar costeiro, reforçando o gradiente de pressão e levando ao incremento das velocidades do vento junto à superfície e, por vezes, provocando ventos muito fortes. As situações de ventos fortes que ocorrem fora do Verão estão associadas, predominantemente (mas não de modo exclusivo), a circulações ciclónicas que sucedem com maior frequência durante o Inverno, quando os fluxos de Oeste são mais intensos, permitindo trajectórias das perturbações frontais mais próximas das latitudes de Portugal Continental. Diversas investigações têm sido realizadas e que se centram na identificação de tipos básicos de circulação de larga-escala associados a regimes e padrões de distribuição espacial da precipitação em Portugal (Santos *et al* 2005; Fragoso & Gomes, 2008), mas persistem pouco estudados os controlos atmosféricos relacionados com as situações de ventos fortes neste território. Uma primeira tentativa foi levada a cabo com uma classificação preliminar (Fragoso & Lopes, 2008), cujos resultados serão discutidos neste trabalho, sendo apresentadas algumas situações de ventos fortes ilustrativas dos tipos básicos estabelecidos.

Neste trabalho procede-se ainda, com o objectivo de ilustrar a relevância do estudo das situações de ventos fortes na região de Lisboa, a uma breve caracterização de um episódio notável, a tempestade de 23 de Dezembro de 2009. Neste dia, a região Oeste de Portugal foi atingida por uma tempestade extratropical com origem numa ciclogénese rápida, que causou ventos muito fortes à superfície, com rajadas superiores a 40 m/s (142 km/h) nalguns locais. Os efeitos destruidores dos ventos violentos fizeram-se sentir no derrube de infra-estruturas como torres de alta tensão (mais de duas dezenas, provocando cortes no abastecimento de energia) e também na queda de árvores em muitos dos concelhos da região. As consequências mais graves ocorreram sobretudo nos distritos de Lisboa, Leiria e Santarém, em relação aos quais se procedeu a uma análise dos impactos, com base na informação das acções de socorro, disponibilizada pela Autoridade Nacional de Protecção Civil. Foram sobretudo as quedas de árvores que constituíram a maior parte das ocorrências observadas, sendo por isso necessário e urgente proceder-se à realização de inventários municipais (ou supra-municipais) com o estado fitossanitário da floresta urbana.

2. Dados e métodos

2.1 Dados utilizadas na classificação de tipos de circulação atmosférica

O tratamento da base de dados de quedas de árvores no concelho de Lisboa (Lopes e tal 2008), referida na secção anterior, permitiu a constituição de um inventário de 128 dias de ventos fortes em Lisboa, seleccionados no período 1990-2006. O critério que conduziu à definição desta amostra baseia-se na combinação de três condições que têm de ser observadas: em primeiro lugar, foram apenas considerados os dias em que se registaram, pelo menos, três ocorrências de quedas de árvores na cidade de Lisboa; em segundo lugar, foram somente considerados os dias cujas quedas de árvores ocorridas foram antecedidas (6 horas antes da chamada) do registo de velocidades do vento superiores ou iguais a 7 m/s (medidas na estação de Lisboa/I.Geofísico); por fim, nos dias que satisfazem as condições anteriores, foram seleccionados apenas aqueles em que as chamadas dos bombeiros ocorreram entre as 9 e as 15 horas, em virtude de se pretender também analisar o as condições atmosféricas locais com base nas informações das radiosondagens de Lisboa/Gago Coutinho, que se efectuam diariamente ao meio-dia. Os resultados dessa análise, apresentados noutro trabalho (Fragoso & Lopes, 2009), não serão aqui retomados. Definida a amostra de dias de ventos fortes em Lisboa, procedeu-se à recolha de dados atmosféricos com vista à correspondente classificação dos tipos de circulação atmosférica

de larga-escala, escolhendo a pressão ao nível do mar como variável mais ilustrativa deste controlo. Deste modo, em relação aos 128 dias seleccionados, foram recolhidos os dados em grelha dos campos de pressão ao nível do mar (médias diárias) das reanálises do National Centre for Environmental Prediction (NCEP reanalysis-2 database, Kanamitsu et al., 2002), para o janela geográfica definida pelas latitudes de 25 e 65°N e pelas longitudes de 25°W e 10°E, compreendendo um total de 323 pontos da malha regular (figura 1). À matriz global contendo os 128 campos médios diários de pressão extraídos foi aplicada uma análise em componentes principais (ACP), sem rotação, seguindo-se uma análise de clusters com o método das k-médias, em relação às primeiras 5 componentes obtidas. São, deste modo, classificados os 128 dias da amostra, com um método que visa minimizar as variâncias inter grupos e maximizar as variâncias entre grupos. Esta metodologia havia já sido utilizada numa investigação anterior, centrada na classificação de tipos de circulação associados a episódios de precipitações abundantes no Sul de Portugal (Fragoso & Gomes, 2008).

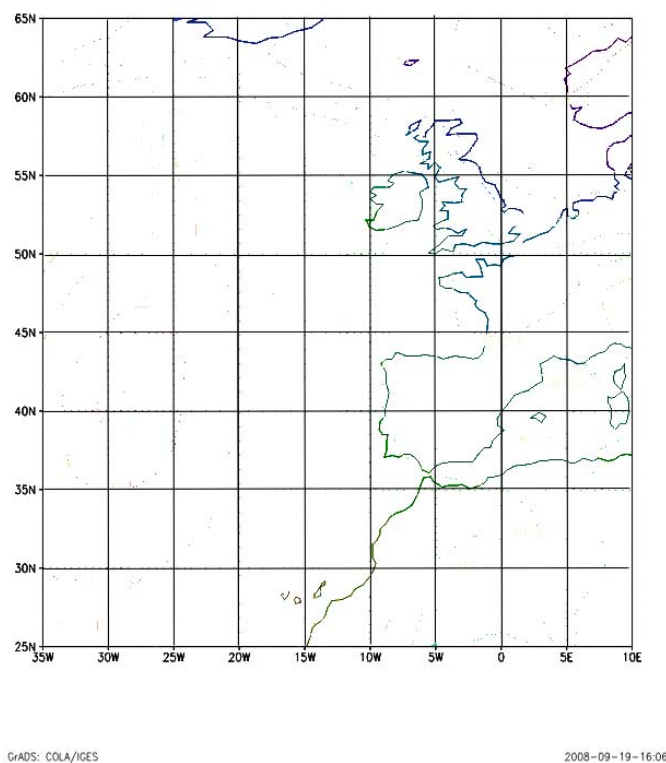


Figura 1 – Área geográfica utilizada na classificação de tipos de circulação de larga-escala.

2.2. Informação utilizada na caracterização do evento de 23/12/2009

Na caracterização da situação meteorológica em que se desenvolveu a tempestade e na análise dos impactos associados foram utilizados diferentes tipos de informação.

a) Cartas sinópticas publicadas pelo Meteorological Office do Reino Unido e cartas sinópticas do Deutscher Wetterdienst Offenbach (Alemanha), disponíveis no portal <http://www2.wetter3.de/>.

b) Dados de reanálises, úteis para a reconstrução de campos de pressão ao nível do mar e de geopotencial (diferentes níveis troposféricos). Foram usados dados das reanálises ERA-Interim e do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP). As reanálises ERA-Interim são disponibilizadas pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts e estão acessíveis com uma resolução de 1,5° latitude x 1,5° longitude para o período entre 1989 e a actualidade. São disponibilizadas em <http://data.ecmwf.int/data>; As reanálises do NCEP, serviram também para elaborar pseudo-sondagens aerológicas e foram recolhidas no sítio <http://nomad3.ncep.noaa.gov/>. Estão disponíveis com uma resolução de 2,5° latitude x 2,5° longitude, para o período entre 1948 e a actualidade. No tratamento destes dados de reanálises (ERA-Interim e NCEP) utilizou-se o software GrADS 2.0.

c) Imagens de satélite Meteosat, recolhidas no sítio www.eumestad.de e imagens de satélite Modis, difundidas pela Dundee Satellite Receiving Station (Reino Unido, <http://www.sat.dundee.ac.uk/>);

d) Dados de estações meteorológicas. Foram analisados dados das estações com valores das intensidade máximas horárias e direcção do vento, disponibilizados pelo Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (SNIRH - <http://www.snirh.pt/>). Foram igualmente analisados dados de pressão atmosférica da estação de Cabo Carvoeiro (disponíveis de 3 em 3 horas), recolhidos no sítio www.ncdc.noaa.gov do National Climatic Data Center (Estados Unidos);

e) Os dados utilizados na análise dos impactes do vento na área de estudo foram cedidos pelos Comandos Distritais de Operações de Socorro (CDOS, Autoridade Nacional de Protecção Civil) de Lisboa, Santarém e Leiria, e referem-se às operações de auxílio dos dias 23 e 24 de Dezembro de 2009. As bases de dados permitem uma análise fina das ocorrências, já que contêm as freguesias e coordenadas geográficas dos locais afectados, bem como o tipo de ocorrência. Toda a informação não relevante para este estudo foi retirada e só foi utilizada aquela claramente relacionada com o evento estudado. A natureza das ocorrências consideradas abrangeu: a) na categoria de “Infra-Estruturas e Vias de Comunicação - Queda Árvore” (código da natureza da ocorrência - 3100); Inundação (código 3500); Desentupimento/Tamponamento (código 3600); Dano / Queda Cabos Eléctricos (código 3700); Dano/Queda Estruturas” (código 3800). b) na categoria “Serviços - Limpeza de Via” - Conservação (sinalização de Buraco)” (código 7200).

3. Resultados e discussão

3.1 Tipos de circulação atmosférica de larga-escala

Os resultados essenciais dos procedimentos de classificação automática sumarizados na secção anterior concretizam-se numa tipologia de circulações atmosféricas de larga-escala que compreende três clusters fundamentais (figura 2). Os três tipos de circulação ilustrados foram determinados após a classificação dos loadings das 128 unidades de análise (dias de vento forte) nos vectores próprios das cinco primeiras componentes principais, que explicam 80,2% da variância total da matriz inicial.

O tipo “H” corresponde a situações de vento forte de Norte, resultantes da actuação combinada da margem (E) de um anticiclone no Atlântico Oriental e um sistema de baixa pressão situado sobre o centro da Península Ibérica (sobretudo, durante o Verão) ou sobre o Mediterrâneo Ocidental/Costa levantina-catalã (meses de Inverno, Primavera e Outono). O tipo “L1” é ilustrativo de eventos de temporais relacionados com a actividade de intensas depressões frontais que se deslocam pelo Atlântico, em geral às latitudes das Ilhas Britânicas, ou pouco mais a Sul. Estas situações ocorreram com maior frequência no Inverno e favorecem a acção de ventos fortes de Oeste ou Sudoeste sobre Portugal Continental. Finalmente, o tipo “L2” é o tipo básico representativo de situações em que os ventos fortes são controlados pela acção de sistemas depressionários de posição mais meridional, cujo centro tende a situar-se a Noroeste da Galiza ou a Oeste da costa ocidental portuguesa. Neste contexto de circulação atmosférica junto à superfície, são ventos muito

fortes de Sudoeste ou Sul que atingem o território de Portugal Continental, como sucedeu no evento notável que, sucintamente, se caracteriza na secção seguinte.

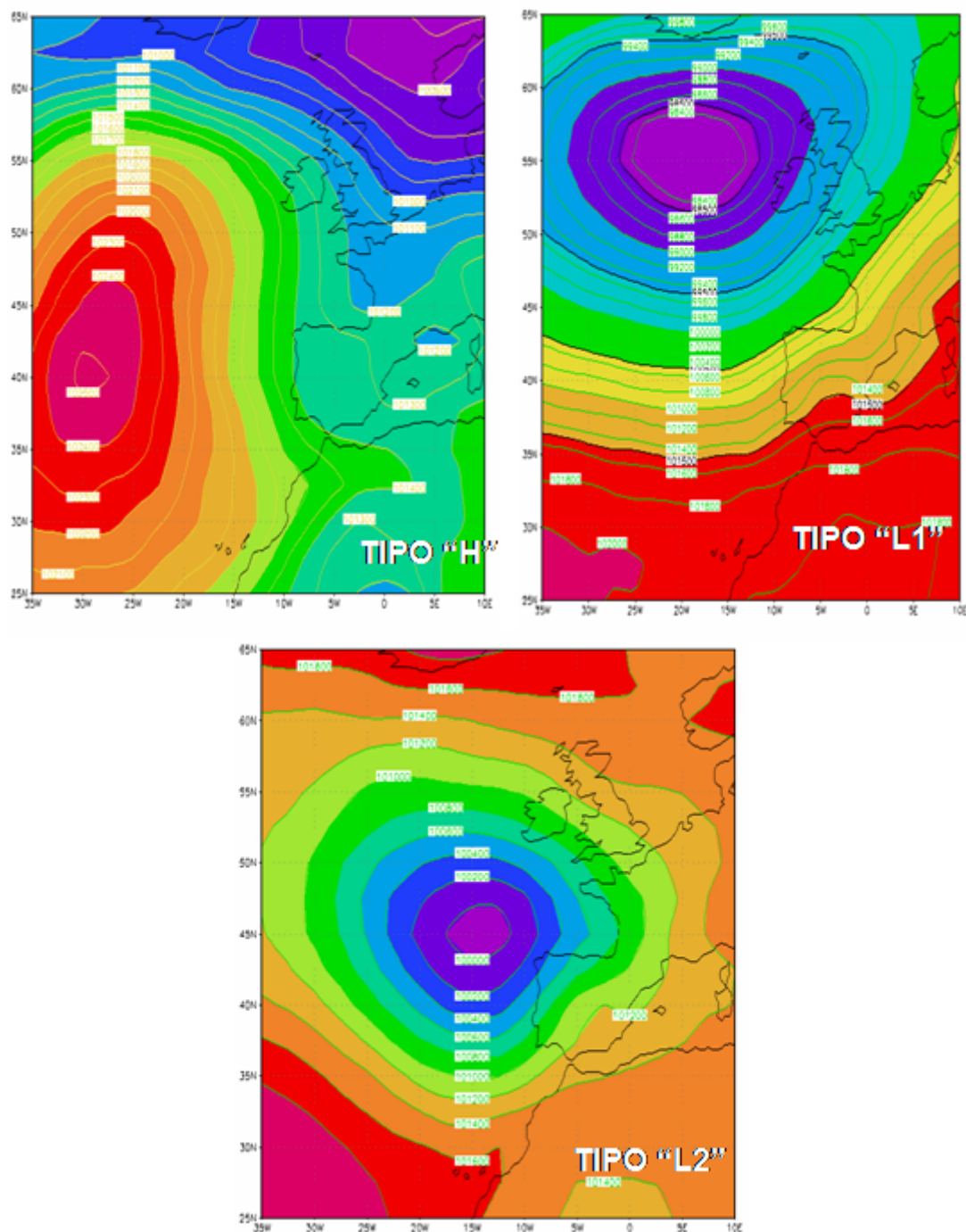


Figura 2 – Tipos de circulação atmosférica de larga-escala associados a situações de ventos fortes na cidade de Lisboa.

3.2 O evento notável de 23 de Dezembro de 2009

A tempestade extratropical que afectou sobretudo a região Oeste de Portugal no dia 23 de Dezembro de 2009 teve como causa meteorológica uma ciclogénese rápida, que se desenvolveu num contexto de circulação zonal de Oeste muito veloz. A situação responsável por ventos muito fortes à superfície, com rajadas por vezes superiores a 40 m/s (142 km/h na estação de Dois Portos) e intensidades médias horárias na ordem dos 30 m/s

(108 km/h), caracterizou-se pela evolução rápida de um sistema ciclónico (figura 3) que, em apenas 12 a 15 horas, atingiu o seu estágio de maturidade, acompanhando um cavamento barométrico que chegou a ser superior a 4mb/hora, entre 0:00 e as 3:00 UTC. As cartas sinópticas de superfície consultadas a partir do boletim meteorológico alemão, disponíveis de 3 em 3 horas (não apresentadas neste trabalho), sugerem que o começo da individualização deste centro de baixas pressões ocorreu entre a 12:00 h e as 15:00 h UTC do dia 22 de Dezembro. O centro de baixas pressões progrediu de Sudoeste para Nordeste e o seu núcleo atingiu a costa ocidental portuguesa precisamente na área do litoral da Estremadura, sensivelmente próximo do Cabo Carvoeiro.

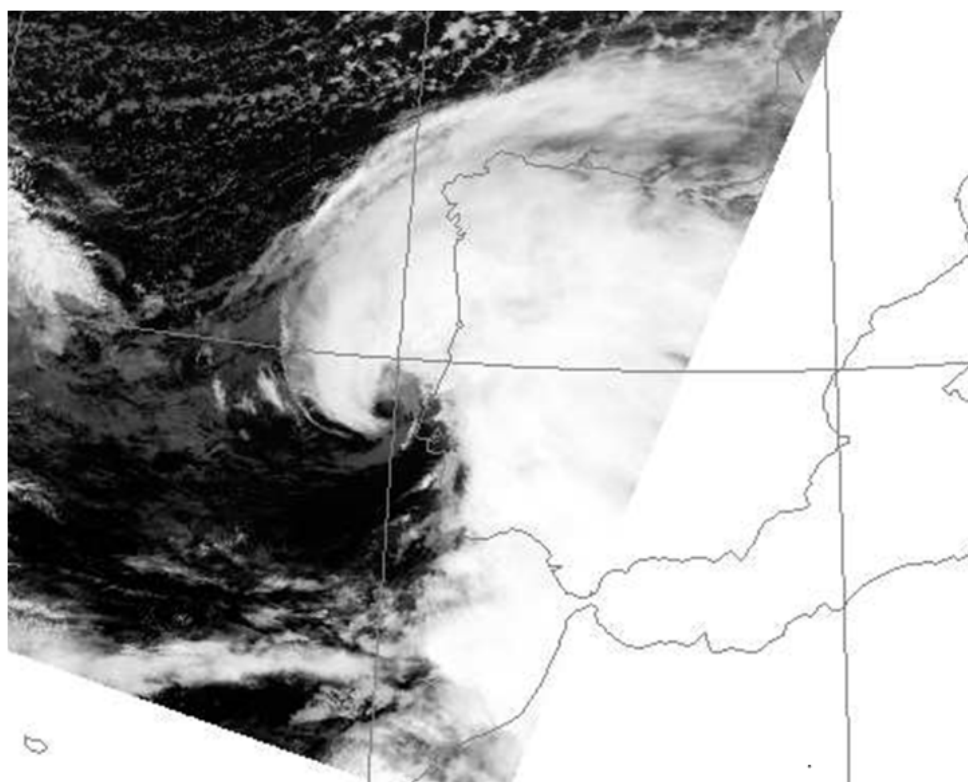


Figura 3 - Imagem do canal 31/infra-vermelho térmico do sensor MODIS (10,780-11,280 μ m, extracto de imagem “quicklook”), captada às 03:11:52 UTC do dia 23/12/2009. (Fonte: NERC Satellite Receiving Station, Dundee University, Scotland, www.sat.dundee.ac.uk)

As consequências dos ventos fortes ocorreram em maior número junto ao litoral, numa faixa com orientação definida pela linha de trajectória do centro da depressão. O maior número de ocorrências foi registado no distrito de Lisboa (67%), apesar da cidade praticamente não ter sido afectada. Foram sobretudo a quedas de árvores e cabos eléctricos (69 % nos 3 distritos) que dominaram as atenções nesse dia. No entanto, pelo valor económico, muitas outras estruturas (sobretudo estufas e poste de alta tensão) foram literalmente arrancadas do chão, deixando muitas dezenas de famílias sem energia e com as culturas de estufa totalmente perdidas.

Devido ao grande número de árvores caídas em meio urbano (mais de 3 centenas), conforme a base de dados da ANPC, insiste-se na ideia de que é urgente fazer um inventário das árvores, especialmente em meio urbano, onde se inclua, entre outras informações, a idade e o estado fitossanitário da floresta urbana, de modo a se saber exactamente quais as espécies mais adaptadas aos solos e ambientes urbanos e as que melhor resistem aos fenómenos extremos.

4. Conclusões

Foi estabelecida uma classificação automática de tipos de circulação atmosférica de larga-escala associados a dias de vento forte na região de Lisboa, sendo definidos três tipos básicos, um anticiclónico e dois ciclónicos. Entre os principais impactos dos episódios de vento forte encontra-se a queda de árvores, fenómeno cuja perigosidade é maior em áreas urbanas, tendo sido mostrada a sua relevância no caso da cidade de Lisboa. Os ventos violentos produzidos numa tempestade extratropical, como a que atingiu a região Oeste no dia 23 de Dezembro de 2009 – são responsáveis por impactos sócio-económicos muito diversos e significativos, como se documenta, igualmente, nesta contribuição.

Referências bibliográficas

- Fragoso, M. & Tildes Gomes, P., 2008. Classification of daily abundant rainfall patterns and associated large-scale atmospheric circulation types in Southern Portugal, *Int. J. of Climat.*, 28: 4, p. 537-544., 2008.
- Fragoso, M. & Lopes, A., 2009. Large-scale atmospheric circulation and sounding derived parameters associated with windstorm events in Lisbon, Sustainable Development and Bioclimate, Proc. Eds. Pribulova and Bicarova, Stará Lesná, 2009, p. 12-13
- Kanamitsu, M., Wesley, E., Woolen, J., Shi-Keng Yang, J., Hnilo, J., Fiorino, M. & Potter, G., 2002. NCEP_DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bull. of the Am. Met. Soc.*, 1631-1643, 2002.
- Lopes A. & M. Fragoso, 2009. Tree damages in Lisbon during southern windstorms. In Mayer, H.; Schindler, D. (Eds.) Proc. of the 2nd Int. Conf. Wind Effects on Trees, Albert-Ludwigs-University of Freiburg, Germany, 13-16 October. Berichte des Meteorologischen Instituts der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Nr. 19., 195-200.
- Lopes, A, Oliveira, S.; Fragoso, M; Andrade, J. & Pedro, P., 2008. Wind risk assessment in urban environments: the case of falling trees during windstorm events in Lisbon, in *Bioclimatology and Natural Hazards*, Springer, p. 55 – 74
- Lopes, M. & Fragoso, M., 2010. A tempestade de 23 de Dezembro de 2009. Causas meteorológicas e impactes na região oeste (submetido à revista Territorium)
- Santos, J.A.; Corte-Real, J.; Leite, S.M., 2005. Winter regimes and their connection to the winter rainfall in Portugal, *Int. J. of Climat.* 25: 33-50

Análise de Eventos Extremos no Alentejo

Elsa Sampaio, Madalena Moreira, João Corte-Real, Ana Martelo

ICAAM_ASC, Universidade de Évora, 7000-083, Herdade da Mitra, Valverde, Évora, Portugal,
jmcr@uevora.pt

Resumo

São analisados fenómenos meteorológicos extremos no Alentejo, sul de Portugal, susceptíveis de contribuir para o risco de desertificação, através da aplicação de métodos estatísticos multivariados (PCA) e usando observações em 9 estações climatológicas, cedidas pelo Instituto de Meteorologia (IM), as quais incluem valores diários das temperatura máxima e mínima e os totais diários de precipitação. Deste trabalho concluiu-se que a análise em componentes principais é um instrumento adequado para a detecção da variabilidade espaço-temporal de fenómenos extremos, tendo permitido identificar os índices de extremos mais significativos na região Alentejo, bem como as zonas de maior risco para a sobrevivência da vegetação e, consequentemente, mais vulneráveis à erosão e ao risco de desertificação.

Abstract

Extreme meteorological events in Alentejo, southern Portugal, contributing to the risk of desertification, are analyzed, through the application of multivariate statistical methods (PCA), and using observed data in 9 climatological stations, kindly provided by the Meteorological Institute (IM), and including daily maximum and minimum temperatures and total precipitation amounts. From this research, it is concluded that principal components analysis (PCA) is an adequate tool for the detection of the spatial-temporal variability of extreme events, allowing the identification the most significant indices of extremes in Alentejo, as well as, the sub-regions where the risk for the survival of vegetation is highest, and consequently where vulnerability to erosion and the risk of desertification deserve to be considered with attention.

1. Introdução

Neste trabalho, a área de estudo é o Alentejo, região do sul de Portugal. Trata-se de uma região com uma topografia ondulada, com alguns relevos residuais rochosos, em que o clima é semi-árido Mediterrânico, com uma estação de chuvas ligeiras (Novembro a Abril) e uma estação seca e quente (Maio a Outubro): A precipitação média anual é da ordem de 450 mm; a média anual das temperaturas máximas diária é 21 °C e a média anual das mínimas diárias 11 °C.

O objectivo deste estudo foi, estudar a distribuição espacial e a evolução temporal de extremos meteorológicos, os quais são relevantes, dado a região considerada ser vulnerável a processos de degradação do potencial biológico dos solos, i.e. à desertificação.

2. Dados e Metodologia de Análise

Neste estudo seleccionaram-se 9 estações climatológicas, designadamente Sines, Alcácer do Sal, Alvalade, Viana do Alentejo, Mértola, Vila Fernando, Beja, Elvas, e Portalegre, sendo os dados de base constituídos pelos valores diários da precipitação, temperatura máxima e temperatura mínima, no período 1961-1990. Calculara-se, em seguida, para cada estação, e para cada ano: valor médio das temperaturas máximas diárias (T), valor médio das

temperaturas mínimas diárias (t), valor médio da amplitude térmica diária (AT), número de dias com temperatura máxima superior a 32 °C (DT), número de dias com temperatura mínima inferior a 5 °C (dt), número de dias sem precipitação (N) e número de dias com precipitação superior a 20 mm (P). Utilizaram-se, igualmente, os dados de uma estação no Norte de Portugal (Pinhão – St. Bárbara), como um suplemento da análise cujo interesse se justifica pela hipótese de similaridade nos padrões de investigação utilizados que, a ser verificada, é o primeiro passo para a extensão da análise a outras regiões.

Estes índices de extremos foram de seguida utilizados para aplicação de métodos de análise multivariada (PCA).

Uma análise da colinearidade, avaliada através das correlações temporais entre os índices de extremos referidos, em diferentes estações, levou à redução do número de índices de 7 para 5, tendo sido retidos apenas: AT, DT, dt, N e P. Assim, formou-se uma matriz de 10 colunas (estações climatológicas) e 150 linhas (5 índices ao longo de 30 anos) sobre a qual incidu a Análise em Componentes Principais (PCA), tendo sido retidas para posterior consideração as 3 primeiras componentes (PCs), que explicam em conjunto 76.79 % da variância total do conjunto de índices entre 1961 e 1990, e as correspondentes funções empíricas ortogonais (EOFs).

3. Resultados e Discussão

Os resultados da PCA efectuada estão representados na Figura. 1 e na Figura 2.

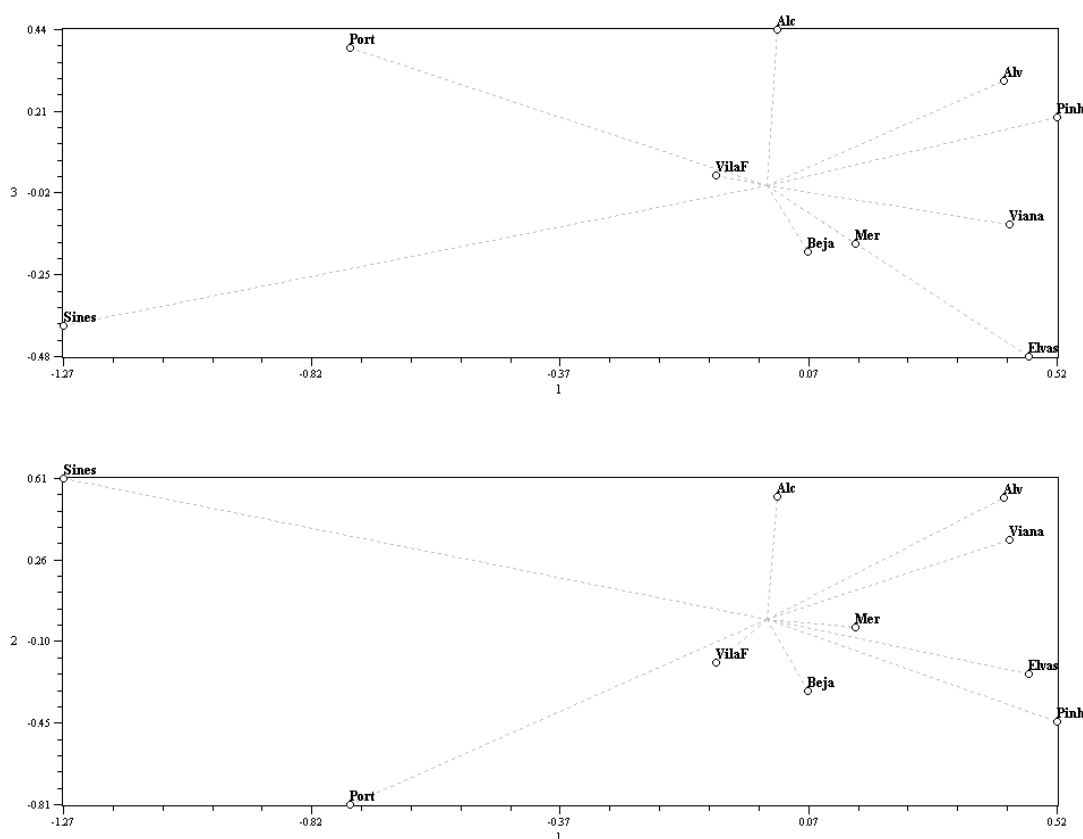


Fig. 1: Projecções dos grupos de estações nos eixos das EOF1 (X) e EOF3 (Y) (em cima) e EOF1 (X) e EOF2 (Y) (em baixo).

A primeira PC, PC1, representa 40.46 % da variância total, e diferencia as estações quanto à amplitude térmica AT. A PC2, explica 24.70 % da variância total e diferencia as estações climatológicas quanto aos índices N e P, sendo clara a diferença de comportamento entre a década de 60 e as décadas de 70 e 80. A PC3 representa apenas 11.63 % da variância total

do índice dt, com riscos para a sobrevivência do coberto vegetal, com as consequências já mencionadas na erosão e desertificação.

A Tabela 1 sumariza a variabilidade espacial de fenómenos extremos.

Tabela 1 – Distribuição espacial da variabilidade de fenómenos climáticos extremos (ver significado das siglas no texto)

Estações Índices	Alv	Viana	Sines	Alc	Port	VilaF	Elvas	Pinh	Mert	Beja
AT	+	+	-	+	-	-	+	+	-	-
P	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
DT			-		+	-	-	-	-	-
dt	+/-	+	-	+/	-	-	-	-	-	-
N	+/-	-	-	+/-	-	-	+	-	-	-
+ = muito - = pouco +/- = algum = sem significado										

4. Conclusões

Neste trabalho, foi apresentado um estudo de fenómenos extremos no Alentejo, com base em análises em componentes principais de índices de extremos definidos para 10 estações climatológicas, no período 1961-1990, designadamente os índices AT (amplitude térmica média anual), DT (número de dias por ano com temperatura máxima superior a 32 °C), dt (número de dias por ano com temperatura mínima inferior a 5 °C), N (número de dias por ano sem precipitação) e P (número de dias por ano com precipitação superior a 20 mm).

As principais conclusões deste trabalho são: a variabilidade temporal encontrada no período 1961-90, indica que, dos anos 60 para os anos 80 houve um acréscimo nos valores dos índices AT, DT, dt e P. As zonas de maior risco identificadas são Portalegre (P), Viana do Alentejo, Mértola e Beja (DT), Elvas, Alvalade e Pinhão (dt). As zonas de menor vulnerabilidade são as de Sines, Alcácer do Sal e Vila Fernando. Concluiu-se ainda, que o este tipo de estudo se pode estender a outras regiões hipoteticamente semelhantes.

Agradecimentos

Este trabalho foi parcialmente suportado pelo Projecto Europeu: Desurvey, Integrated Project Contract No. 003950.

Os autores agradecem ao Instituto de Meteorologia (IM) a disponibilização da informação meteorológica de base nas estações consideradas neste trabalho.

Referências bibliográficas

- Coppi R, Bolasco S. 1989. Multiway data analysis 552 pp North Holland, Amsterdam.
- Prince S.D. 2002. Spatial and temporal scales for detection of desertification. In Reynolds J. F, Stafford Smith, D.M Eds. Global Desertification: Do Humans Create Deserts?. Berlin.
- Salvati L, Zitti M. 2005. Assessing the impact of ecological and economic factors on land degradation vulnerability through multiway analysis. Ecological Indicators. 9: 357-363.

Clima e Carbono & Clima e Recursos Energéticos

Comportamento fisiológico de clone de *Eucalyptus* à variação da radiação fotossinteticamente ativa

Raquel Couto Evangelista Baesso^a; Murilo Mesquita Baesso^b; Aristides Ribeiro^a, Fernando Palha Leite^c; Mariana Gonçalves dos Reis^a

^aUniversidade Federal de Viçosa, 36570-000, Viçosa-MG, Brasil, Email: raquel.evangelista@ufv.br

^bUniversidade Federal Rural do Rio de Janeiro, IT, Seropédica-RJ, Brasil, Email: baesso@ufrj.br

^cCenibra, Belo Oriente-MG, Brasil, Email: fernandoleite@cenibra.com.br

Resumo

O crescimento da planta é determinado pela quantidade de radiação fotossinteticamente ativa absorvida pelo dossel e pela eficiência (fotossintética) com que as folhas usam a radiação (fluxo de fótons) para produzir carboidratos. Realizou-se este estudo com intuito de analisar o comportamento das trocas gasosas de clones de *Eucalyptus* adulto à variação da radiação fotossinteticamente ativa. As curvas de reposta à luz de folhas individuais e de todo dossel da floresta indicam que a taxa fotossintética aumenta com o fluxo de fótons incidente. A condutância estomática foliar apresenta um comportamento crescente à medida que a radiação aumenta e a taxa de transpiração também aumentou em função do incremento nos níveis de radiação. A eficiência instantânea do uso da água é limitada, principalmente, pelo controle estomático da planta à perda de água por meio da transpiração.

Abstract

Plant growth is determined by the amount of photosynthetic active radiation absorbed by the canopy and the efficiency (photosynthetic) leaves to use radiation (photon flux) to produce carbohydrates. We performed this study aiming to analyze the behavior of gas exchange of *Eucalyptus* clones grown to the variation of PAR. The curves of the light response of individual leaves and whole canopy of the forest indicate that the photosynthetic rate increases with the incident photon flux. The leaf stomatal conductance presents an increasing behavior as the radiation increases and transpiration rate also increased with the increase in radiation levels. The instantaneous efficiency of water use is restricted mainly by stomatal control of plant water loss through transpiration.

1. Introdução

A importância econômica do eucalipto é muito grande para o Brasil, pois, seu plantio e beneficiamento geram empregos e divisas comerciais, tendo participação importante no desenvolvimento de grande parte dos setores da economia nas regiões onde é plantado. Segundo o Anuário Estatístico da Associação Brasileira de Produtores de Florestas Plantadas – ABRAF (2008), as áreas de florestas plantadas com eucalipto no Brasil totalizaram, em 2007, 3.549,148 ha, constando um acréscimo de 10,1% em relação a 2005. O eucalipto oferece diversas vantagens em comparação a outras espécies florestais, inclusive as nativas, graças ao clima favorável do Brasil e ao avanço alcançado pelas pesquisas e tecnologia florestal. O eucalipto pode ser colhido num prazo de 5 a 7 anos para a produção de celulose, quando atinge até 35 metros de altura e produtividade que podem superar 40.5 m³ ha⁻¹ ano⁻¹.

A irradiância solar tem um papel fundamental nas trocas gasosas entre o dossel e a atmosfera, logo a exposição das folhas a irradiância solar influencia na magnitude destas trocas. Muitos estudos têm sido realizados, no sentido de quantificar a magnitude destes efeitos sobre o controle estomático das trocas gasosas, destacando-se os realizados por

Landsberg e Butler (1980), Whithead et al. (1981), Schulze et al. (1987), Tenhunen et al. (1987), Mielke et al. (1999), Soares e Almeida (2001).

Nas regiões tropicais, a quantidade de energia radiante e a temperatura são elevadas e uniformemente distribuídas ao longo do ano, a não ser em condições especiais, como em áreas montanhosas, onde durante certa parte do dia as plantas podem não receber luz direta, e em altitudes elevadas, onde a temperatura média é mais baixa. Dessa forma, em geral, esses dois fatores não limitam a fotossíntese, por falta, e nos trópicos é onde podem ser obtidas as maiores produtividades biológicas (Barros e Comerford, 2002).

O crescimento da planta é determinado pela quantidade de radiação fotossinteticamente ativa absorvida pelo dossel e pela eficiência (fotossintética) com que as folhas usam a radiação (fluxo de fótons) para produzir carboidratos. A radiação fotossinteticamente ativa é a radiação com comprimento de onda na banda do visível (0,4 – 0,7 μm). Quando a radiação fotossinteticamente ativa incide sobre a vegetação, parte desta radiação é refletida, absorvida e transmitida através do dossel até o solo. Assim, a radiação fotossinteticamente absorvida é igual a soma da fotossinteticamente ativa incidente e a radiação refletida pelo solo, menos a parcela que é refletida e transmitida pelo dossel.

Segundo Beadle (1997), existe uma relação linear entre a radiação solar interceptada pelo dossel e a produção de biomassa da parte aérea em florestas plantadas. Em termos potenciais os locais que apresentam maior balanço de radiação disponível para o desenvolvimento foliar terão maior produtividade ou maior velocidade de crescimento em relação aos locais com menor balanço de radiação. Quando não há qualquer limitação de recursos, pode-se esperar uma produção de 1,8 a 2,0 g de matéria seca por MJ de radiação fotossinteticamente ativa (Landsberg, 1997).

Este estudo foi realizado com o objetivo de analisar o comportamento das trocas gasosas de clones de *Eucalyptus* adulto à variação da radiação fotossinteticamente ativa.

2. Material e Métodos

O estudo foi conduzido em áreas pertencentes à empresa Celulose Nipo-Brasileira S.A. (CENIBRA). A área escolhida se localiza no projeto Vai e Volta pertence a regional de Cocais, com localização no município de Antônio Dias, região do Vale do Rio Doce, Estado de Minas Gerais, cujas coordenadas geográficas são latitude 19° 29' 19" S e longitude 42° 51' 54" O e altitude média de 1.273 m. A região de Cocais possui relevo forte-ondulado a montanhoso, com solos pouco profundos, argilo-arenosos e pouco férteis. A precipitação média anual é de 1.258 mm, temperatura média anual de 21,2 °C, umidade relativa média anual de 66% e com déficit hídrico de 148 mm.

O estudo foi conduzido em povoamentos clonais (híbrido *E. grandis* x *E. urophylla*), plantados em abril de 2003, com espaçamento de 3,0 x 3,3 m, no início do estudo as árvores terão 5 anos de idade. A coleta dos dados foi realizada no período chuvoso do ano 2009.

Para realizar a coleta das variáveis fisiológicas e meteorológicas, foi instalada uma torre de 30 metros de altura, no centro de quatro árvores localizadas no centro de cada parcela, em áreas planas que se encontrava em baixadas na região de estudo (Figura 1). A localização da torre permitiu acesso a todo o dossel vegetativo, possibilitando amostrar os quatro quadrantes das quatro diferentes exposições das folhas à radiação solar.



Figura 1. Esquema da torre localizada no centro de quatro árvores.

Foram determinadas a taxa de fotossíntese líquida (A), a taxa de transpiração por unidade de área foliar (E), a condutância estomática (g_s) e a eficiência instantânea do uso da água estimada pelo quociente entre fotossíntese líquida e transpiração, utilizando-se um analisador de gás no infravermelho (IRGA, modelo LCpro+, Analytical Development Company, Hoddesdon, UK), acoplado a uma câmara foliar e a um canhão de luz. De acordo com o manual de instruções do LCpro+ o cálculo dos parâmetros citados acima são realizados pelas seguintes equações (ADC BioScientific Ltd., 2006):

Taxa Fotossintética

$$A = u_s \Delta c \quad (1)$$

onde: A taxa de fotossíntese líquida, $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 u_s massa de fluxo de ar por m^2 de área foliar, $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 Δc diferença de concentração de CO_2 através da câmara, diluição corrigida, $\mu\text{mol mol}^{-1}$

Taxa de transpiração

$$E = \frac{\Delta e u_s}{p} \quad (2)$$

onde: E taxa de transpiração, $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 Δe concentração de vapor de água diferencial, mbar, diluição corrigida
 u_s massa de fluxo de ar por m^2 de área foliar, $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 p pressão atmosférica, mbar

Condutância estomática de vapor de água

$$g_s = \frac{1}{r_s} \quad (3)$$

onde: g_s condutância estomática, $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 r_s resistência estomática ao vapor de água, $\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{mol}^{-1}$

Eficiência Instantânea do Uso da Água

$$EIT = \frac{A}{E} \quad (4)$$

onde: A taxa de fotossíntese líquida, $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 E taxa de transpiração, $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$

3. Resultados e Discussão

As curvas de fotossíntese em relação à luz de folhas individuais e de todo dossel da floresta indicam que a taxa fotossintética aumenta com o fluxo de fótons incidente. A saturação por luz em folhas individuais é atingida rapidamente, enquanto no dossel, em função do sombreamento provocado entre as folhas e ramos da copa, essa saturação em geral não é atingida. Assim, quanto maior a quantidade de radiação recebida maior a produção de biomassa, desde que os outros fatores de crescimento se encontrem em níveis adequados. Foi realizada a medição das trocas gasosas em diferentes níveis de radiação e sob temperatura ambiente em um plantio adulto. A curva de resposta da fotossíntese em função da radiação em clones de eucalipto adulto sob concentrações de CO_2 ambiente $\sim 380 \mu\text{mol mol}^{-1}$ está apresentada na Figura 2. Observa-se a resposta da planta ao aumento de radiação, sendo que a saturação da fotossíntese ocorreu com nível de radiação em torno de $700 \mu\text{mol mol}^{-1}$.

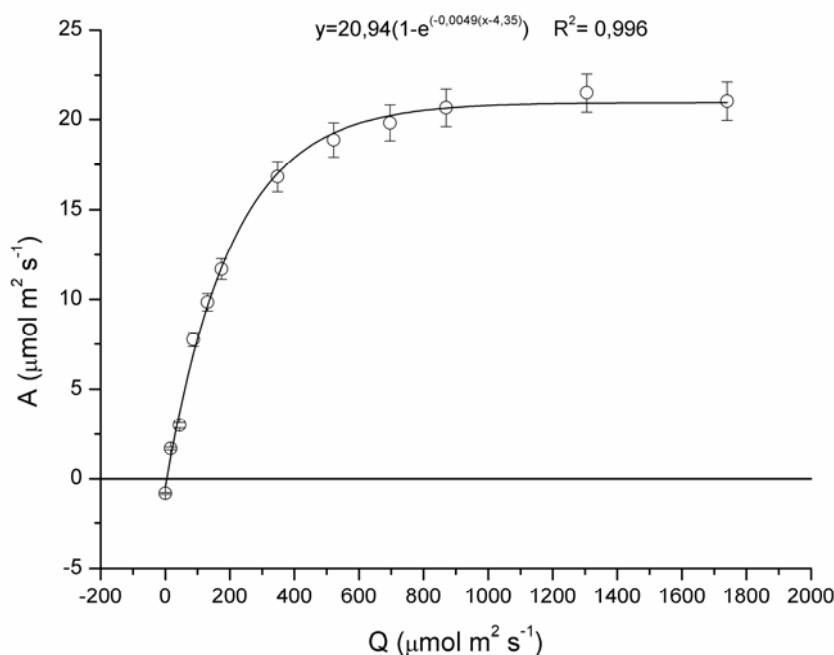


Figura 2. Curva de resposta da fotossíntese (A) em função da radiação (Q) em clone de eucalipto adulto.

A condutância estomática foliar (g_s) apresenta um comportamento crescente à medida que a radiação aumenta, mostrando influencia direta da luz na abertura estomática (Figura 3). Na época seca esperam-se menores valores de condutância estomática, já que vários estudos têm demonstrado que clones de *Eucalyptus* exercem controle estomático eficiente em condições de baixa disponibilidade de água no solo.

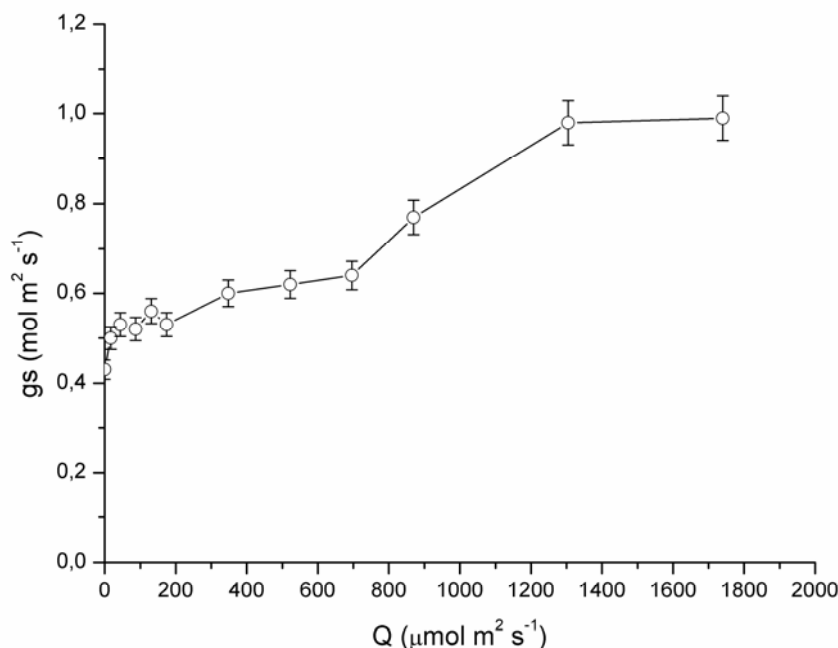


Figura 3. Condutância estomática (gs) em todas as faixas de luz (Q) em clone de eucalipto adulto.

A taxa de transpiração (E) também aumentou em função do incremento nos níveis de radiação (Figura 4). Tatagiba et al. (2007) encontrou maiores valores de transpiração na época chuvosa em clones *Eucalyptus*, quando comparado à época seca no litoral sudeste do Brasil, chegando a valores de $8 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

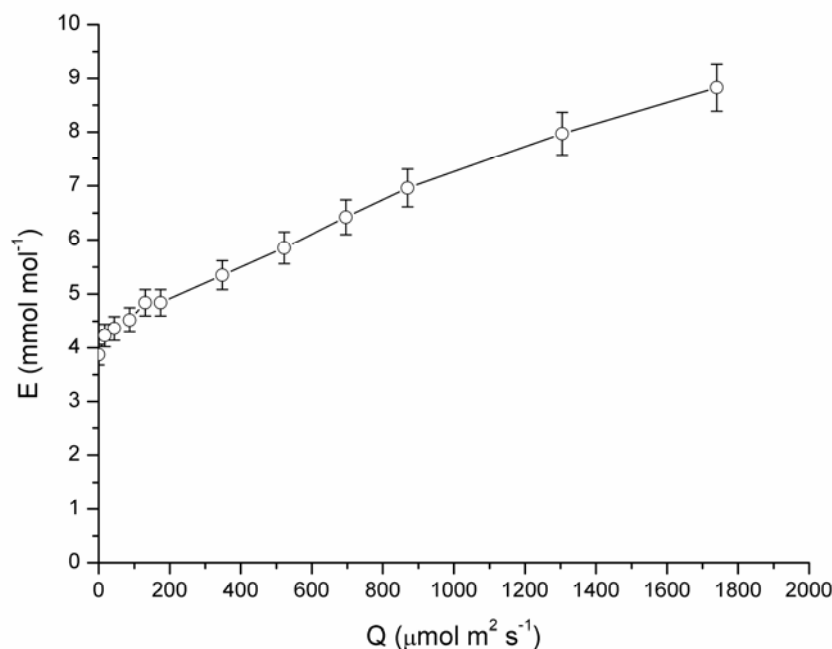


Figura 4. Transpiração (E) em todas as faixas de luz (Q) em clone de eucalipto adulto.

A Eficiência Instantânea da Transpiração (EIT) que relaciona a quantidade de carbono fixado através da fotossíntese (A) por unidade de água transpirada (E) pela planta foi calculada para cada nível de radiação (Figura 5). Pode-se observar que a EIT aumenta até o nível de radiação de $500 \mu\text{mol mol}^{-1}$, em seguida ocorre um ligeiro decréscimo. Segundo

Larcher (2004), a eficiência no uso da água muda quando as condições para a difusão do CO_2 ou da água são alteradas. Quando os estômatos estão totalmente abertos, a absorção de CO_2 é mais limitada pela resistência de transferência do que a perda de água por transpiração. A melhor relação entre absorção de CO_2 e perda de água é alcançada quando os estômatos estão parcialmente fechados. Esta situação ocorre até aproximadamente o nível de radiação de $500 \mu\text{mol mol}^{-1}$.

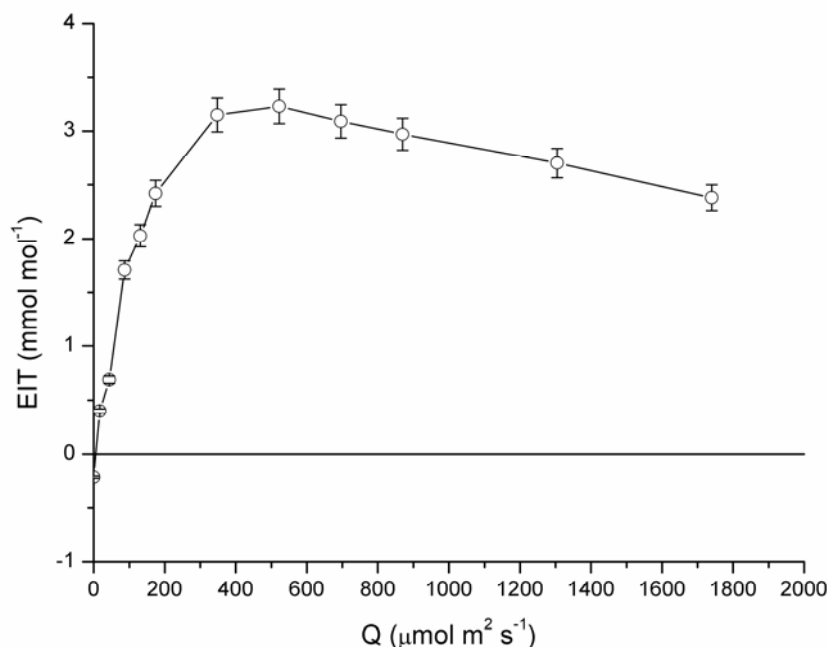


Figura 5 Eficiência Instantânea da Transpiração (EIT) em todas as faixas de luz (Q) em clone de eucalipto adulto.

4. Conclusões

Conclui-se que o clone de *Eucalyptus* reage ao aumento da radiação por meio de aumento na fotossíntese, condutância estomática e transpiração. A eficiência instantânea do uso da água é limitada, principalmente pela resistência de transferência do CO_2 , que pela perda de água por transpiração. Sendo a planta mais eficiente na absorção de carbono nos níveis de radiação próximos de $500 \mu\text{mol mol}^{-1}$.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Empresa Nipo-Brasileira S.A. (CENIBRA) e ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq).

Referências Bibliográficas

- ABRAF, 2008. Anuário estatístico da associação brasileira de produtores de florestas plantadas: ano base 2007. ABRAF, Brasília, 90 pp.
- ADC BioScientific Ltd. 2006. LCpro+ Portable Photosynthesis System. Instruction Manual. Hoddesdon, UK. 100p.
- Barros, N.F., Comerford, N.B., 2002. Sustentabilidade da produção de florestas plantadas na região tropical. In: Alvarez, V.H., Schaefer, C.E.G.R., Barros, N.F., Mello, J.W.V. de, Costa, L.M. da. Tópicos em ciência do solo, v.2, Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p.487-592.

- Beadle, C.L., 1997. Dynamics of leaf and canopy development. In: Nambiar, E.K.S., Brown, A.G. Management of soil, nutrients and water in tropical plantations forest. Australian Centre for international agricultural research – ACIAR, p.169-212.
- Larcher, W., 2000. Ecofisiologia vegetal. RiMa. São Carlos. 531pp.
- Landsberg, J. J., Butler, D. R. 1980. Stomatal response to humidity: Implications for transpiration. Plant, cells and environment, v.3, p. 29-33.
- Landsberg, J.J., 1997. The biophysical environment. In: Nambiar, E.K.S., Brown, A.G., eds. Management of soil, nutrients and water in tropical plantation forests. Canberra, ACIAR, p.65-96.
- Mielke, M. S., Oliva, M. A., Barros, N. F. de, Penchel, R. M. 1999. Stomatal control of transpiration in the canopy of clonal Eucalyptus grandis plantation. Trees, v.13, p.152-160.
- Schulze, E. D., Turner, N. C., Gollan, T., Shackel, K. A. 1987. Stomatal responses to air humidity and to soil drought. In: ZEIGER et al. (eds.). Stomatal function. Califórnia Stanford University Press. p. 311-321.
- Soares, J. V., Almeida, A. C. 2001. Modeling the water balance and soil water fluxes in a fast growing Eucalyptus plantation Brazil. Journal of Hidrology, v.253, p.130-147.
- Tatagiba, S.D., Pezzopane, J.E.M., Reis, E.F., Dardengo, M.C.J.D., Effgen, T.A.M., 2007. Comportamento fisiológico de dois clones de Eucalyptus na época seca e chuvosa. Cerne, v.13, p.149-159.
- Tenhunen, J. D., Pearcy, R. W., Lange, O. L. 1987. Diurnal variation in leaf conductance and gas exchange in natural environments. In: ZEIGER et al. (eds.). Stomatal function, Califórnia Stanford University Press, p. 323-351.
- Whitehead, D., Okali, D. U. U., Fasehun, F. E. 1981. Stomatal response to environmental variables in two tropical species during the dry season in Nigeria, Journal of applied ecology, v.18, p.571-587.

Perda de carbono orgânico por erosão hídrica em povoamentos florestais recém instalados

Felícia Fonseca^a; Tomás de Figueiredo^a, Afonso Martins^b

^aCentro de Investigação de Montanha (CIMO), Instituto Politécnico de Bragança (ESAB / IPB), Apartado 1172, 5301-855 Bragança, Portugal, ffonseca@ipb.pt.

^bUniversidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Apartado 1013, 5001-911 Vila Real, Portugal, amartins@utad.pt.

Resumo

A perda de carbono através dos sedimentos produzidos por erosão hídrica, para além de representar um prejuízo económico constitui também um factor de degradação ambiental. O solo constitui o maior reservatório de carbono na biosfera terrestre e pequenas variações negativas aí registadas podem conduzir a mudanças substanciais na concentração atmosférica de CO₂, com implicações sobre o clima global. O presente estudo tem por objectivo avaliar a perda de carbono por erosão hídrica em povoamentos florestais instalados sob 4 técnicas com diferente intensidade de preparação do solo (tratamentos). O ensaio foi instalado em Lamas de Podence, concelho de Macedo de Cavaleiros, a 700 m de altitude, com precipitação média anual de 655 mm e temperatura média anual de 12°C. O delineamento experimental incluiu 6 micro-parcelas de erosão (repetições) por tratamento, onde se procedeu à recolha de sedimento e escoamento superficial. Os resultados apresentados referem-se aos primeiros 13 eventos, num total de cerca de 1200 mm de precipitação num ano, durante os quais se acompanharam as perdas de água e sedimento em micro-parcelas de 2,3 a 2,9 m². A perda de sedimento no solo sem intervenção mecânica (TSMO) foi de 22,9 g m⁻² num ano. Nas áreas sujeitas a preparação do terreno e plantadas, os valores da perda de sedimento foram 7 a 11 vezes superiores. Como esperado, a perda de solo foi superior no tratamento de maior intensidade de mobilização do solo (RCVC), equivalente a 2,5 t ha⁻¹ num ano. A perda de carbono apresenta uma relação muito estreita com a perda de sedimento ($r^2 = 0,989$). O efeito das técnicas de preparação do terreno nas perdas de sedimento e carbono não é muito expressivo, no entanto, estes parâmetros tendem a aumentar com a intensidade da mobilização. Efeitos locais, ao nível da micro-parcela, como o declive, o coberto superficial e a rugosidade superficial, contribuem para explicar os resultados obtidos.

Abstract

The organic carbon loss through the sediments produced by erosion, in addition to representing an economic loss is also a factor in environmental degradation. The soil is the major reservoir of carbon in the terrestrial biosphere and small negative changes may lead to substantial changes in atmospheric CO₂ concentration, with implications on global climate. This study aims to evaluate the carbon loss by erosion in forest stands installed under four techniques with different intensity of site preparation (treatments). The experimental area is located near Bragança, NE Portugal, at 700 m height, mean annual rainfall 655 mm, mean annual temperature 12°C and Mediterranean climate conditions. Soil and water lost were collected after each period of precipitation (named event) from small plots with 2.3 a 2.9 m², six replicates per treatment. Results now reported are related to the first 13 events, summing about 1200 mm precipitation in one year. Soil loss in the original soil was 22.9 g m⁻² in one year. In all areas treated and planted, values of soil loss were 7 to 11 times higher. As expected, soil loss was sharply higher on treatment with high intensity site preparation (RCVC), equivalent to 2.5 t ha⁻¹ in one year. Carbon loss has a very close relationship with sediment loss ($r^2 = 0.989$). Differences in soil loss and carbon as affected by site-preparation techniques are not substantial; nevertheless, they show a tendency to increase with tillage

intensity. Local effects at small erosion plot level, such as slope and surface roughness, help explaining results found.

1. Introdução

A erosão hídrica é um processo natural que, pode assumir dimensões causadoras de elevados prejuízos do ponto de vista económico, social e ambiental (Kosmas *et al.*, 1997; Andreu *et al.*, 1998; Basic *et al.*, 2001; Bertol *et al.*, 2007). Trata-se de um fenómeno complexo que envolve o destacamento e transporte de partículas de solo, seja por acção directa da chuva, seja por escoamento superficial também sob a sua influência. A importância e magnitude destes processos dependem, entre outros factores, do clima, propriedades do solo, condições topográficas, práticas de mobilização e coberto vegetal (Bienes *et al.*, 1999; Römken *et al.*, 2001). Frequentemente, após a mobilização do solo, os agregados da camada superficial são destruídos por acção da precipitação e transportados como sedimento na água de escoamento superficial, conduzindo a perdas importantes de carbono (Poesen & van Wesemael, 1995; Lal, 2004). Estima-se que cerca de 1,14 Pg de carbono são anualmente emitidos para a atmosfera por acção dos processos erosivos (Lal, 2001). A correcta instalação de povoamentos florestais, que se traduza em melhor produtividade e menores impactes no solo e no ambiente, prende-se ainda com a crescente preocupação sobre os efeitos na mitigação dos riscos do aquecimento global (Birdsey *et al.*, 1993; Lal, 2004).

As elevadas taxas de erosão que se verificam na Região Mediterrânica são atribuídas ao regime climático, sendo o coberto vegetal e o uso da terra factores muito importantes no controlo da intensidade e frequência dos processos erosivos (Bryan & Campbell, 1986). A incapacidade do solo armazenar água está geralmente relacionada com elevada compactação e baixa taxa de infiltração, motivadas por escassez de matéria orgânica e uma estrutura débil no horizonte superficial (Bienes *et al.*, 1999). A formação da crosta inicia-se após a ocorrência de precipitação sendo a sua formação mais rápida em solos secos que em solos húmidos, devido à baixa resistência dos agregados quando do processo de humedecimento, assumindo o teor inicial de água no solo elevada importância (Le Bissonnais & Singer, 1993). Por outro lado, a compactação da camada superficial do solo constitui uma barreira física de elevada importância, pois impede o estabelecimento e desenvolvimento do coberto vegetal. Durante o processo erosivo ocorre uma perda preferencial de matéria orgânica devido a esta encontrar-se frequentemente associada à argila, apresentar baixa densidade e estar concentrada nas proximidades da superfície do solo (Rimal & Lal, 2009). A erosão é um processo selectivo e tende a remover as partículas mais finas, arrastando com elas elementos essenciais à nutrição das plantas (Gachene *et al.*, 1997).

Com o presente trabalho, pretende-se quantificar as perdas de carbono por erosão hídrica e verificar a sua relação com as perdas de sedimento em povoamentos florestais recém instalados sob diferentes técnicas de preparação do terreno.

2. Material e métodos

O campo experimental foi instalado em Lamas de Podence, concelho de Macedo de Cavaleiros, com as coordenadas geográficas 41° 35' N e 6° 57' W, situado entre os 660 e os 701 m de altitude. A temperatura média anual é de 12°C e a precipitação média anual de 655 mm com uma distribuição sazonal tipicamente mediterrânea (INMG, 1991). Os solos originais integram-se na associação de unidades Leptosolos dístricos órticos de xistos e Cambissolos dístricos crómicos de xistos (Agroconsultores & Caba, 1991).

O delineamento experimental totaliza 6 repetições e 4 modalidades de preparação do terreno (tratamentos), com diferentes intensidades (da menor para a maior intensidade de mobilização): (1) sem mobilização (testemunha) (TSMO); (2) plantação à cova, com broca

rotativa (SMPC); (3) sem ripagem e armação do terreno em vala e câmor (SRVC); (4) ripagem contínua e armação do terreno em vala e câmor (RCVC).

Para a avaliação da produção de sedimento e do escoamento superficial, delimitaram-se micro-parcelas de erosão rectangulares com chapas galvanizadas enterradas cerca de 10/15 cm no solo, com uma área entre 2,3 m² e 2,9 m² (largura fixa de 1 m e comprimento variável, de acordo com a possibilidade de instalação no terreno), com 6 repetições por tratamento. Na frente de cada micro-parcela, foi colocada, ao nível do solo, uma peça metálica com base triangular, construída para o efeito, com 1 metro de largura e 10 cm de altura, fechada em todos os lados com excepção do voltado para a micro-parcela. Na zona mais afunilada foi aberto um orifício, que comunica com um segmento de tubo de plástico flexível, de modo a permitir o escoamento da água e sedimento para um depósito enterrado no solo, com capacidade de 10 litros.

As colheitas foram realizadas durante 12 meses (Março de 2002 a Março de 2003), após cada evento, totalizando 13 eventos. Definiu-se evento como um período de precipitação (Figueiredo, 2001). O sedimento depositado na peça metálica, foi recolhido com o auxílio de espátulas e pincéis, seco a 105°C e contabilizado juntamente com o sedimento em suspensão na água de escoamento. Em laboratório foi quantificado o volume de água proveniente de cada micro-parcela por evento e retirada, depois de agitação enérgica da água, uma amostra de 100 ml, a qual foi à estufa a 105°C, para avaliação da quantidade de sedimento em suspensão.

Nos cálculos da perda de sedimento e água de escoamento por micro-parcela e evento utilizaram-se as seguintes expressões:

Produção de sedimento

$$PS = ((Csa \times Vae) + Psf) / A \text{ (g m}^{-2}\text{)} \quad (1)$$

Escoamento superficial

$$ES = Vae / A \text{ (mm)} \quad (2)$$

onde: Csa – concentração de sedimento em 100 ml de água de escoamento (g L⁻¹); Vae – volume de água de escoamento (L); Psf – peso de sedimento colhido na frente da micro-parcela (g); A – área da micro-parcela (m²). Utilizou-se a unidade g m⁻² uma vez que é a mais consistente com a escala do dispositivo experimental.

Com o objectivo de avaliar a qualidade dos sedimentos, as amostras de sedimento foram crivadas (crivo de malha de 2 mm) e analisadas para a concentração de carbono. O sedimento recolhido no solo original (TSMO), em nenhum dos eventos foi suficiente para a realização de análises.

A perda de carbono do solo, por acção do processo erosivo, foi avaliada através do recurso a índices de enriquecimento (IE). Para o cálculo dos IE utilizou-se a razão (Gachene *et al.*, 1997; Jin *et al.*, 2009):

$$IE = \text{concentração de carbono no sedimento} / \text{concentração de carbono no solo original} \quad (3)$$

Assim, sempre que os IE são superiores à unidade significa que o sedimento foi enriquecido em carbono em relação ao solo original, podendo indicar a ocorrência de perda de carbono do solo por acção do processo erosivo.

3. Resultados e discussão

A análise do processo erosivo ao nível do evento não permite estabelecer uma relação directa entre precipitação e perda de sedimento (Figuras 1 e 2). De facto, nem sempre os eventos de maior precipitação coincidem com os picos de maior perda de sedimento e, quando essa coincidência ocorre, as micro-parcelas dos tratamentos não são afectadas com

a mesma extensão, permitindo inferir que o estado e as características da superfície do solo modelam a resposta erosiva.

A resposta erosiva das micro-parcelas dos tratamentos às precipitações traduz-se numa maior perda de sedimento nos eventos 1 (8 de Fevereiro a 21 de Março de 2002), 3 (23 de Abril a 15 de Maio de 2002) e 6 (12 de Setembro a 29 de Setembro de 2002) (Figura 2). O evento mais erosivo (evento 6) ocorreu após o período estival do ano 2002 (ano da mobilização do solo), onde a intensidade máxima da precipitação atingiu $11,7 \text{ mm h}^{-1}$ (a maior intensidade registada até esta data) (Fonseca, 2005), sendo esta característica da precipitação que melhor explica a perda de sedimento no período Primavera/Verão (Fonseca, 2005). A ocorrência de precipitações significativas no semestre seco leva a perdas de solo tendencialmente elevadas (Figueiredo 2001), contribuindo o evento referido com cerca de 1/3 do total da perda de sedimento. Por outro lado, o baixo teor de água no solo, antes da ocorrência de precipitação após o período estival, pode contribuir para um aumento da ruptura dos agregados devido à saída rápida do ar do solo, favorecendo o destacamento pelo impacto da chuva e subsequente transporte na água de escoamento superficial (Rudolph *et al.*, 1997; Rimal & Lal, 2009).

A quantidade média de carbono perdido no sedimento é de $5,2 \text{ g m}^{-2}$, apresentando, de um modo geral, o tratamento de maior intensidade de mobilização do solo (RCVC) as maiores perdas (Figura 3). Contudo, estas perdas podem ser consideradas baixas, o que é principalmente explicado pelos baixos valores de perda de sedimento que variam de $0,23 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (TSMO) a $2,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (RCVC). A perda de carbono está estritamente relacionada com a perda de sedimento (Figura 4), pelo que se devem preferir técnicas de preparação do terreno que melhorem os processos da água no solo evitando, assim, a produção de sedimento e consequente degradação do solo com libertação de carbono para a atmosfera (Birdsey *et al.*, 1993; Lal, 2001).

As curvas cumulativas da perda de carbono mostram aumentos até ao final do Verão do ano da instalação dos povoamentos em todos os tratamentos, mantendo-se estáveis a partir daí (Figura 5). Isto coloca em evidência que a fase de instalação dos povoamentos florestais e as fases iniciais do desenvolvimento das árvores são críticas, dado que, normalmente, nestas fases a vegetação ainda não assegura uma cobertura do solo suficientemente eficaz (Lucci *et al.*, 1994).

O efeito das técnicas de preparação do terreno (tratamentos) nas perdas de sedimento e carbono não é muito expressivo, revelando no entanto, que estas variáveis tendem a aumentar com a intensidade da mobilização, isto é, de SRVC para RCVC (Figuras 2 e 3).

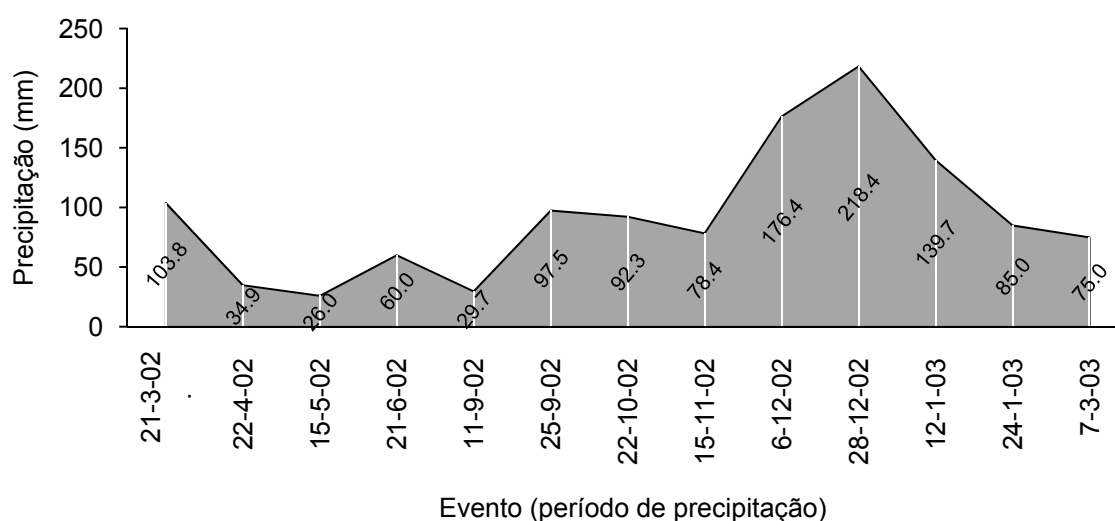


Figura 1. Precipitação (mm) por evento. As datas representam os eventos (datas de colheita)

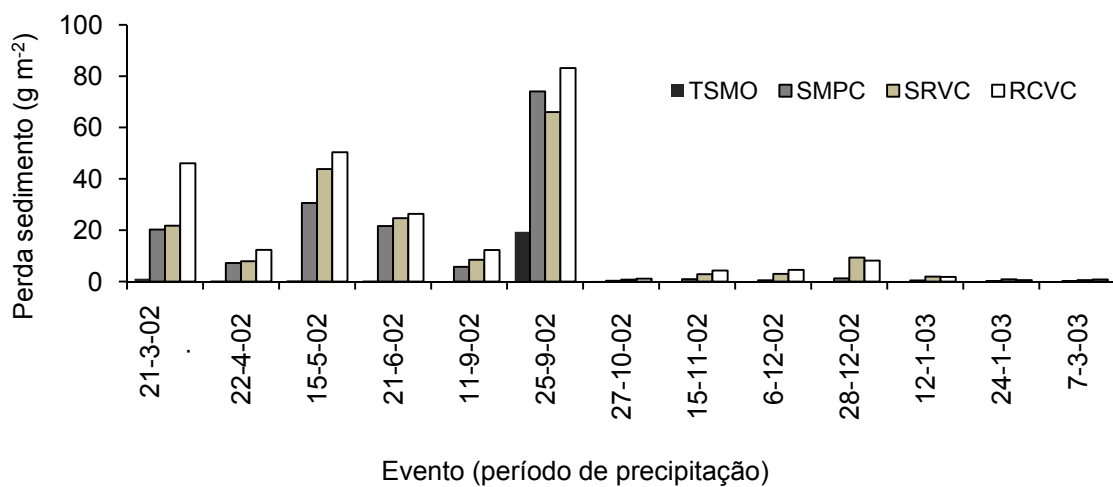


Figura 2. Perda de sedimento (g m^{-2}) por evento, segundo os tratamentos. As datas representam os eventos (datas de colheita)

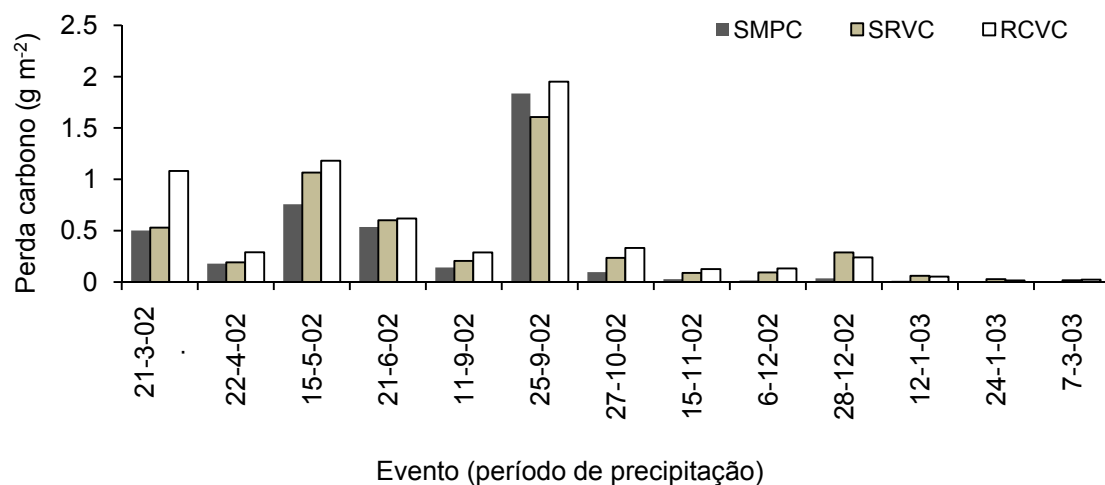


Figura 3. Perda de carbono (g m^{-2}) por evento, segundo os tratamentos. As datas representam os eventos (datas de colheita)

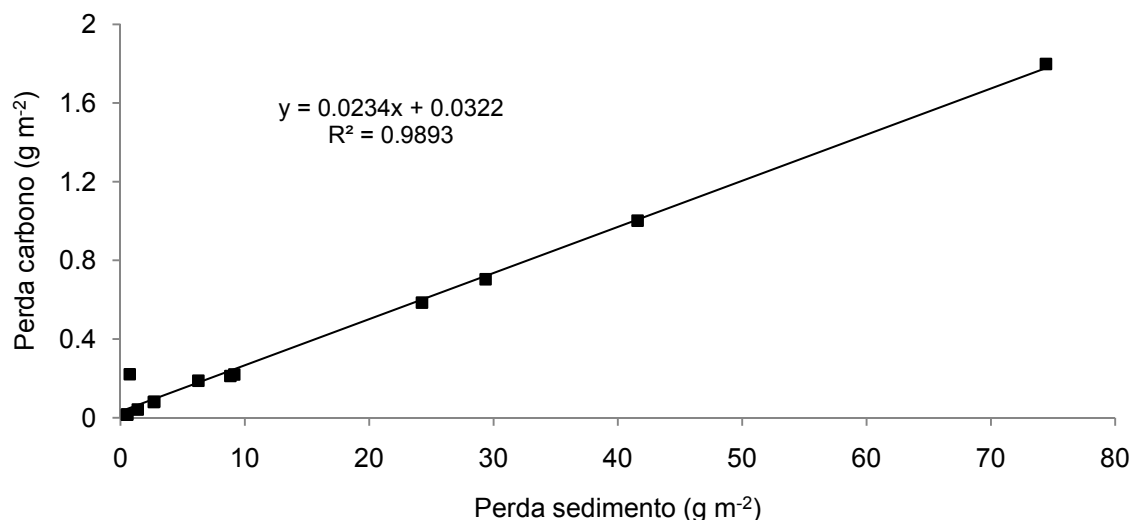


Figura 4. Relação entre perda de sedimento vs perda de carbono no total de eventos

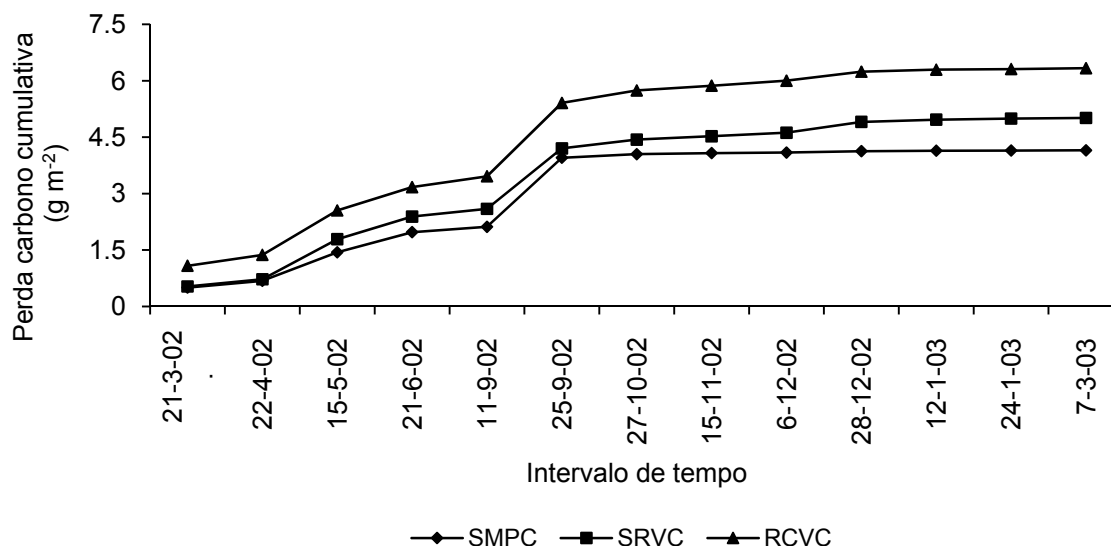


Figura 5. Curvas cumulativas de carbono (g m⁻²), segundo os tratamentos

Na Figura 6 apresentam-se os valores dos índices de enriquecimento do sedimento (IE) em carbono. Os valores são sempre superiores à unidade o que indica ter ocorrido um enriquecimento do sedimento em carbono relativamente ao solo original. No intervalo de tempo de 21 de Março a 25 de Setembro, onde a perda de sedimento foi mais elevada (Figura 2), os IE são baixos (Figura 6), o que indica que o sedimento foi pouco enriquecido em carbono. Os maiores valores de IE (27 de Outubro a 7 de Março), indicam um maior enriquecimento do sedimento de carbono, mas as perdas são pouco expressivas na medida em que neste período a quantidade de sedimento perdido foi muito baixa. Por outro lado, verifica-se que a tendência de enriquecimento do sedimento em carbono diminui da técnica de preparação do terreno mais ligeira (SMPC) para a mais intensiva (RCVC), tendência inversa à registada para a produção de sedimento. A reduzida perda de carbono está principalmente associada à baixa transferência de argila no sedimento verificada para esses povoamentos (Fonseca, 2005).

Embora o IE do carbono não seja muito elevado, uma perda continuada de carbono pode produzir efeitos adversos em propriedades físicas e químicas do solo, para além de estas pequenas variações no armazenamento de carbono no solo poderem conduzir a mudanças substanciais na concentração atmosférica de CO₂, com implicações nas alterações climáticas ao nível do globo (Lal, 2004).

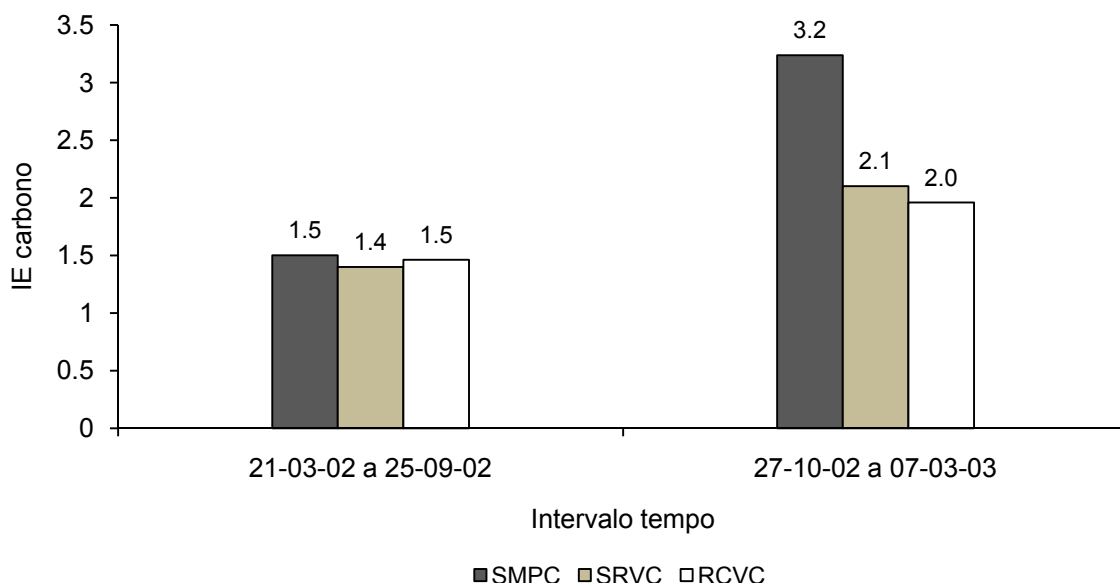


Figura 6. Índices de enriquecimento (IE) do sedimento perdido em carbono

4. Conclusões

Globalmente, as perdas de sedimento e de carbono são pouco expressivas com valores médios de 157,5 e 5,2 g m⁻² num ano, respectivamente. No entanto, estas perdas tendem a aumentar com a intensidade de mobilização do solo, sendo sempre mais elevadas no período Março/Setembro do ano da plantação, com registos insignificantes a partir daí. A perda de carbono mostrou uma boa relação com a perda de sedimento, pelo que se deve preferir técnicas de preparação do terreno que favoreçam os processos hidrológicos do solo e conseqüente redução da perda de sedimento.

Referências bibliográficas

- Agroconsultores e Coba. 1991. Carta dos Solos, Carta do Uso Actual da Terra e Carta de Aptidão da Terra do Nordeste de Portugal. UTAD/PDRITM, Vila Real.
- Andreu, V., Rubio, J.L., Gimeno-García, E., Llinares, J.V., 1998. Testing three Mediterranean shrub species in runoff reduction and sediment transport. *Soil & Till. Res.*, 45: 441-454.
- Basic, F., Kisic, I., Butorac, A., Nestroy, O., Mesic, M., 2001. Runoff and soil loss under different tillage methods on Stagnic Luvisols in central Croatia. *Soil & Till. Res.*, 62: 145-151.
- Bertol, I., Engel F.L., Mafra, A.L., Bertol, O.J., Ritter, S.R., 2007. Phosphorus, potassium and organic carbon concentrations in runoff water and sediments under different soil tillage systems during soybean growth. *Soil & Till. Res.*, 94: 142-150.
- Bienes, R., Guerrero, J., Gómez, B., Nicolau, J. M., Espigares, T., 1999. Influencia de la cubierta vegetal sobre la evolución del coeficiente de escorrentía en campos agrícolas. XIV Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo, 4 pp (CD-ROM). Pucon, Chile.
- Birdsey, R.A., Plantinga, A. J., Heath, L.S., 1993. Past and prospective carbon storage in United States forests. *Forest Ecology and Management*, 58: 33-40.
- Bryan, R.B., Campbell, I.A., 1986. Runoff and sediment discharge in a semi-arid drainage basin. *Z. Geomorphol*, 58: 121-143.
- Figueiredo, T. F. R. 2001. Pedregosidade e erosão hídrica dos solos em Trás-os-Montes: Contributo para a interpretação de registos em vinhas ao alto na região do Douro. Dissertação de Doutoramento. UTAD, Vila Real.

- Fonseca, F., 2005. Técnicas de preparação do terreno em sistemas florestais: Implicações no solo e no comportamento das plantas. Tese Doutoramento. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real.
- Gachene, C.K.K., Jarvis, N.J., Linner, H., Mbuvi, J.P., 1997. Soil erosion effects on soil properties in a highland area of central Kenya. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61: 559-564.
- INMG.1991. Normais Climatológicas da Região de “Trás-os-Montes e Alto Douro” e “Beira Interior” Correspondentes a 1951-1980. Fascículo XLIX, Volume 3, 3ª Região, Lisboa.
- Jin, K., Cornelis, W.M., Gabriels, D., Baert, M., Wu, H.J., Schiettecatte, W., Cai, D.X., De Neve, S., Jin, J.Y., Hartmann, R., Hofman, G., 2009. Residue cover and rainfall intensity effects on runoff soil organic carbon losses. *Catena*, 78: 81-86.
- Lal, R., 2001. Fate of eroded soil carbon: emission or sequestration. In: R. Lal (Ed.), *Soil Carbon Sequestration and the Greenhouse Effect*. Soil Science Society of America Special Publication, vol. 57. Madison, WI, pp. 173-181.
- Lal, R., 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 123: 1-22.
- Kosmas, C., Danalatos, N.G., Cammeraat, L.H., Chabart, M., Diamantopoulos, J., Farand, R., Gutierrez, L., Jacob, A., Marques, H., Martinez-Fernandez, J., Mizara, A., Moustakas, N., Nicolau, J.M., Oliveros, C., Pinna, G., Puddu, R., Puigdefabregas, J., Roxo, M., Simao, A., Stamou, G., Tomasi, N., Usai, D., Vacca, A., 1997. The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena*, 29: 45-59.
- Le Bissonnais, Y., Singer, M.J., 1993. Seal formation, runoff, and interrill erosion from seventeen California soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57: 224-229.
- Lucci, S., Della Lena, S., 1994. Effect of different site preparation techniques on runoff and erosion in plantation forestry. In: R. J. Rickson (Ed.) *Conserving Soil Resources*. CAB International, Wallingford, UK, pp. 379-386.
- Poesen, J.W.A., van Wesemael, 1995. Effects of rock fragments on the structural collapse of tilled topsoils during rain. In: E. Derbyshire, T. Dijkstra and I.J. Smalley (Eds.), *Genesis and Properties of Collapsible Soils*. Kluwer Academic Publishers, Series C: Mathematical and Physical Sciences, Vol. 468: 333-343.
- Rimal, B.K., Lal, R., 2009. Soil and carbon losses from five different land management areas under simulated rainfall. *Soil & Till. Res.*, 106: 62-70.
- Römkens, M.J.M., Helming, K., Prasad, S.N., 2001. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *Catena*, 46: 103-123.
- Rudolph, A., Helming, K., Diestel, H., 1997. Effect of antecedent water content and rainfall regime on microrelief changes. *Soil Technol.*, 10: 69-81.

Fogos Florestais: Risco de Incêndio e Monitorização Diária

Lourdes Bugalho ^a; Luís Pessanha ^a

^a Instituto de Meteorologia, Portugal, Email: lourdes.bugalho@meteo.pt, Luís.Pessanha@meteo.pt

Resumo

Fogos florestais ocorrem todos os anos em Portugal, com incidência especial no final da Primavera e durante o Verão, entre Maio e Outubro, associados a valores elevados de temperaturas do ar, baixos de humidade relativa, e vento. Em Portugal Continental mais de 90% dos incêndios e de área ardida, ocorrem entre Maio e Outubro. No entanto, a origem dos incêndios florestais não está univocamente relacionada com as condições de tempo ainda que estas constituem uma condição necessária (mas não suficiente). Actividade humana constitui a mais importante das causas na deflagração de incêndios. A monitorização dos incêndios florestais é feita de duas formas diferentes: uma pela produção de índices de risco, nomeadamente o FWI (*Fire Weather Index*) e o ICRIF (Índice Combinado de Risco de Incêndio Florestal) e uma outra, recorrendo a produtos LSA SAF, nomeadamente FD&M (*Fire Detection and Monitoring*) que permite a detecção e monitorizando de incêndios florestais que se encontra em fase final de desenvolvimento e pelo FRP-Pixel (*Fire Radiative Power*) que permite a monitorização das emissões de Carbono. Nesta apresentação mostra-se a forma como o cálculo do risco é realizado no IM e, como o acompanhamento da quantidade de carbono e de CO₂ equivalente libertado pela queima da biomassa nos incêndios é efectuado, tirando partido do número de imagens que o satélite MSG da EUMETSAT permite ao possibilitar a integração de resultados de 15 em 15 minutos.

A avaliação do índice de risco de incêndios florestais é efectuada pela comparação com dados das áreas ardidas fornecidos pela AFN (Agência Florestal Nacional) ou pelos dados de incêndios florestais fornecidos pelo produto FRP-Pixel.

A LSA SAF faz parte da rede de SAFs da EUMETSAT com o objectivo de desenvolver, processar e distribuir produtos em diversos domínios, complementando as actividades desenvolvidas centralmente pela EUMETSAT.

Abstract

Forest fires occur every year in Portugal, in particular in late spring and summer, (May to October), linked to higher air temperatures, low values of relative humidity, and wind. In mainland of Portugal, more than 90% of fire occurrences and burned area occur between May and October. The origin of forest fires is not uniquely related to weather conditions but also with other factors as human activity. Forest fire monitoring is done, by IM, in two different ways: by the compute of risk fire indexes, namely the *Fire Weather Index* (FWI) and the Combined Forest Fire Risk Index (ICRIF), and, by the use of Satellite Application Facility on Land Surface Analysis (LSA SAF) products, namely the FD&M (*Fire Detection and Monitoring*), being in final development phase and the already operational product FRP-Pixel (*Fire Radiative Power*) which allows monitoring of Carbon emissions. In this presentation it is shown how the processing of risk is performed at IM and how the monitoring of the amount of carbon or CO₂ equivalent released into atmosphere is done, making use of the EUMETSAT MSG system images allowing the integration of results each 15 minutes.

The evaluation of the performance of the index of risk of forest fires is done comparing data with burned areas provided by the AFN (National Forestry Agency), and forest fires provided by Pixel FRP product.

LSA SAF is part of the SAF Network, a set of specialised development and processing centres, serving as the EUMETSAT (European organization for the Exploitation of

Meteorological Satellites) distributed Applications Ground Segment) and complementing the product-oriented activities at the EUMETSAT Central Facility in Darmstadt.

1. Introdução

Fogos florestais acontecem todos os anos em Portugal, com incidência especial no fim da Primavera e durante o Verão, entre Maio e Outubro, associados a valores elevados de temperatura do ar, baixos de humidade relativa, e vento. Em Portugal Continental mais de 90% da ocorrência de incêndios e da área ardida acontecem entre Maio e Outubro porque é nessa ocasião que são criadas a maioria das condições propícias à deflagração e propagação de incêndios. A origem dos incêndios florestais não está univocamente relacionada com as condições de tempo já que a actividade humana constitui a mais importante das causas na deflagração de incêndios.

Todo o índice de risco de fogo florestal procura modelar as condições de deflagração e propagação de incêndios e mapear os locais de acordo com o risco de incêndio. No entanto, trata-se apenas de um risco e não existe garantias que deflagrem obrigatoriamente incêndios nos locais de maior risco. A consciência deste facto é importante na necessidade de incluir alguma estatística na avaliação de qualquer índice de risco.

Fogos florestais são em todos os anos uma preocupação pelos impactos negativos na economia, no ambiente e nas populações. O Instituto de Meteorologia (IM) de Portugal tem dado a sua contribuição na prevenção e combate apoiando os serviços de Protecção Civil e de Bombeiros. Assim:

1) O IM produz e distribui, desde há vários anos, o FWI (*Fire Weather Index*) índice de risco de incêndio florestal canadiano particularmente associado às condições meteorológicas. Mais recentemente, a partir de 2006, a Divisão de Observação Remota (DORE) associou-se com a produção do Índice Combinado de Risco de Incêndio Florestal (ICRIF), onde para além das condições meteorológicas fornecidas pelo FWI, engloba as condições em que se encontra a vegetação (através de um índice de vegetação) e o tipo de vegetação (através de um índice estrutural calculado a partir da base de dados do CORINE 2000). Este novo índice, produzido e divulgado diariamente, tem mostrado grande utilidade, assumindo-se como um bom indicador de áreas de risco de incêndios florestais. Para além da produção e divulgação do índice com base nas observações das condições meteorológicas este índice é também calculado para as 24 e 48 horas seguintes, com base nas condições meteorológicas previstas pelo modelo de previsão a curto prazo ALADIN.

2) Mais recentemente, está a ser incluída informação fornecida pelo produto Fire Radiative Power-Pixel (FRP-PIXEL), um dos produtos Satellite Application Facility on Land Surface Analysis (LSA SAF) da responsabilidade do IM e que se encontra já na fase operacional. Prevê-se que em breve seja ainda utilizado o produto *Fire Detection and Monitoring* (FD&M) também da LSA SAF ainda em fase desenvolvimento.

2. Incêndios Florestais em Portugal Continental e o Índice ICRIF

2.1 Breve descrição do ICRIF

O ICRIF combina o índice meteorológico FWI com um risco associado ao tipo de coberto vegetal, baseado no CORINE 2000 e um índice de vegetação o *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) que informa o estado em que esta se encontra.

O objectivo de um índice de risco de incêndio florestal é dar indicação se existem, ou não, condições propícias à deflagração e propagação de incêndios florestais. Estas condições estão associadas a factores meteorológicos, que desempenham um papel crucial na ignição e propagação dos fogos, e constituem um factor determinante na severidade dos fogos. Aos factores meteorológicos junta-se ainda o tipo de cobertura do solo, e as condições de secura da vegetação, bem como ainda outros factores naturais, como descargas eléctricas, factores sociais e culturais da população, etc. É também o caso do comportamento cívico das

populações, das técnicas agrícolas utilizadas pela população na ocupação do solo, para além de outros interesses criminosos/intencionais.

A validação é sempre uma tarefa complicada. Validar é sempre comparar com algo independente. Neste caso tem-se procurado a comparação dos resultados com ocorrências (ignição) e áreas ardidas em incêndios florestais.

2.2 Incêndios Florestais em Portugal Continental

Os incêndios ocorreram preferencialmente no Verão em Portugal Continental, de Maio a Outubro, com temperaturas elevadas, humidade relativa baixa e precipitação muito baixa (clima mediterrânico).

Observa-se, no entanto, uma grande variabilidade inter-anual, em que anos muito quentes e secos, ou seja, com valores de anomalia positiva para a temperatura do ar e negativa para a precipitação, alternam com outros, próximos do normal ou mesmo com anomalia de sinal contrário para estes parâmetros.

Na Figura 1 observa-se que a área ardida teve uma forte anomalia positiva nos anos de 2003 e 2005, acompanhadas por anomalias positivas da média da temperatura máxima para o ano e para os meses de Julho, Agosto e Setembro. No entanto, 2005 foi um ano com maior anomalia positiva da média da temperatura máxima no ano e uma quase idêntica anomalia positiva da temperatura máxima média de Julho, Agosto e Setembro (2003 foi de 1,3 e 2005 de 1,4). A anomalia, aqui referenciada, é apenas a diferença para o valor médio do período 1980/2006.

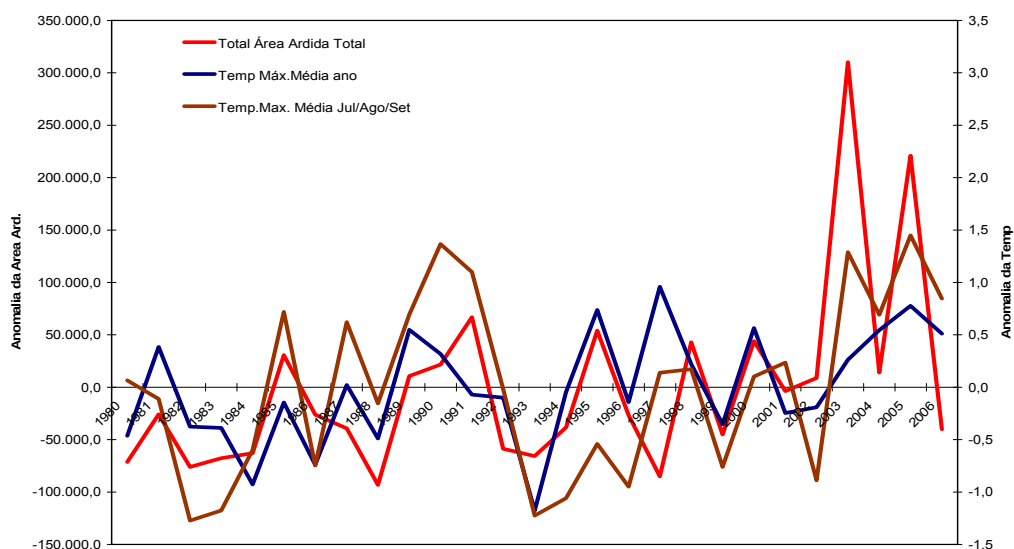


Figura 10 – Anomalia da área ardida (ha), anomalia da média da temperatura máxima do ano e da média temperatura máxima para Julho, Agosto e Setembro, relativamente ao valor médio do período 1980/2006.

Se considerarmos a área ardida por Distrito, (Figuras 2 e 3), verifica-se que os Distritos onde ocorreram grandes incêndios florestais em 2003 e 2005 foram diferentes. Na verdade, as áreas ardidas em 2003 não estavam ainda recuperadas em 2005 o que pode ter condicionado a ocorrência de fogos florestais nessas regiões.

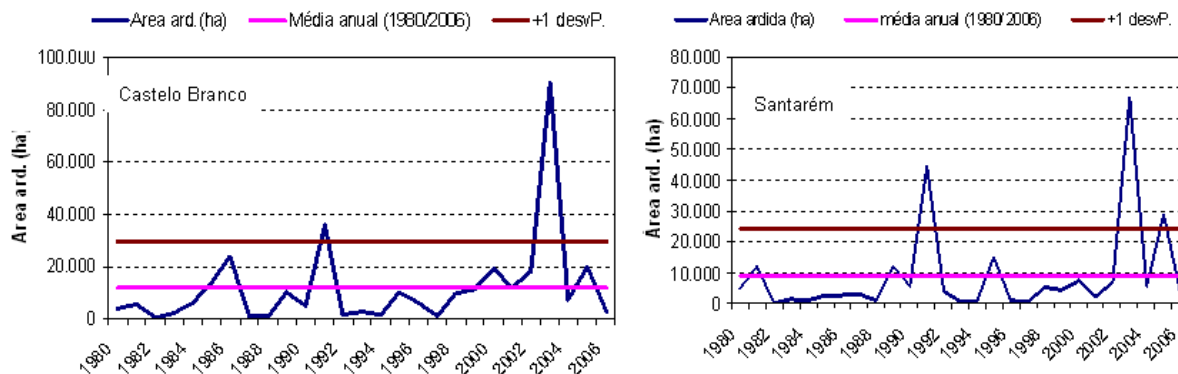


Figura 11 – Área ardida no Distrito de Castelo Branco e Santarém (1980-2006), onde se observa o ano de 2003 muito superior ao valor médio mais um desvio padrão.

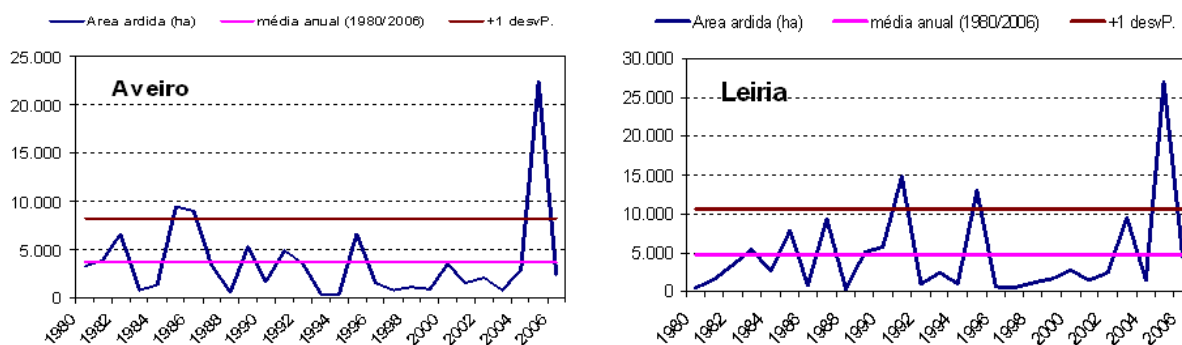


Figura 12 – Área ardida no Distrito de Aveiro e Leiria (1980-2006). Observa-se que a área ardida em 2005 é muito superior à soma do valor médio com um desvio padrão. Tal facto não é observado em 2003 em particular em Aveiro.

2.3 Resultados do ICRIF

Diariamente o IM produz e divulga um mapa (exemplo na Figura 4) com o valor do ICRIF calculado para uma resolução de 1.1km x1.1 km (resolução do satélite NOAA em utilização no IM).

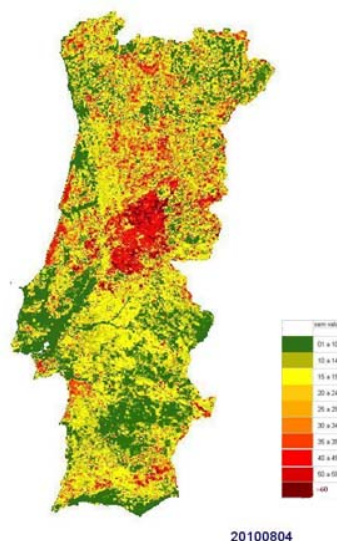


Figura 4 –ICRIF calculado para o dia 4 de Agosto de 2010.

Também diariamente são calculados o número de pixels em cada Distrito, com valor de ICRIF superior a determinados patamares (25 e 35), considerados respectivamente como valores limites para risco de incêndio florestal elevado e muito elevado. Estes valores são comparados com as áreas ardidas, por Distrito, fornecidas semanalmente, pela AFN (Agência Florestal Nacional), ver Figura 5.

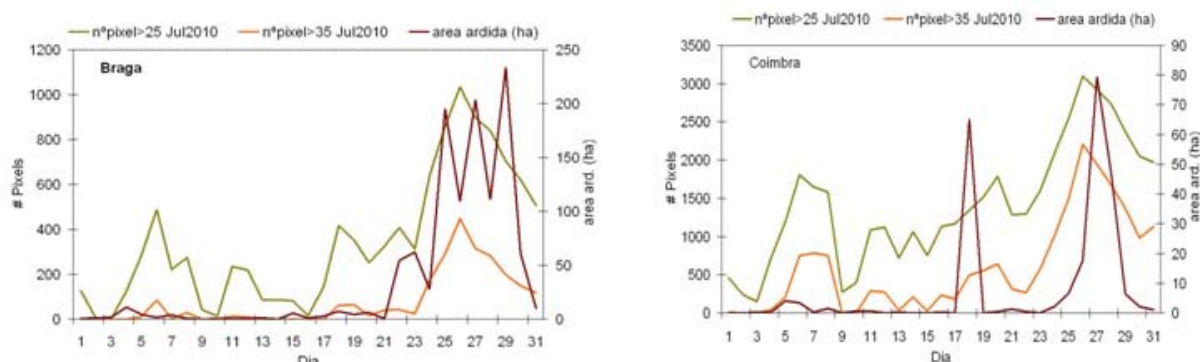


Figura 5 - Número de pixels com ICRIF>25 e 35 e correspondente área ardida (ha) para os Distritos de Braga e Coimbra para Julho de 2010.

3. Estimativa da quantidade de CO₂ libertado pelos Incêndios Florestais com base nos produtos da LSA SAF

3.1 Breve descrição do ICRIF

As SAFs (*Satellite Applications Facilities*) são centros especializados em diferentes áreas de actividade, que fazem parte do segmento solo da EUMETSAT, e representam a descentralização de alguns dos serviços da responsabilidade da EUMETSAT (*European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*). Constituem centros de excelência no processamento de dados de sistemas satélite, em particular dos sistemas da EUMETSAT, sistema MSG (*Meteosat Second Generation*) e EPS (*EUMETSAT Polar System*).

Existem actualmente oito SAFs em diferentes fases de desenvolvimento, cada uma delas dedicada a uma área específica, evitando a sobreposição entre elas e com os serviços centralizados.

O IM é a organização responsável pela LSA SAF (*Land Surface Analysis SAF*) que se responsabiliza pelo desenvolvimento de algoritmos, bem como o processamento, arquivo e distribuição em tempo quase real (NRT) ou diferido (*offline*) de um conjunto de produtos biofísicos ao nível solo, tais como os fluxos radiativos descendentes de pequeno e grande comprimento de onda (DSSF e DSLF), a temperatura da superfície da terra (LST), diversos parâmetros de vegetação (LAI, FVC, fAPAR) e ainda, a potência dos incêndios florestais (FRP). Estão classificados em Operacionais ou pré-operacionais, se atingiram já a maturidade suficiente que permite a sua distribuição, ou em desenvolvimento.

A partir destes parâmetros básicos é possível calcular o balanço radiativo que assume um papel crucial no controlo da humidade do solo e dos processos de evapotranspiração, que por sua vez, dependem do tipo, nível e estado da vegetação e da actividade fotossintética.

Ainda que nem sempre se ajuste a todas as necessidades dos utilizadores, em particular em aplicações que necessitem de maior resolução do que aquela proporcionada por satélites meteorológicos, a sua importância tem vindo a crescer, em particular nas áreas ligadas à monitorização do ambiente e agrometeorologia.

De referir ainda que os produtos são de distribuição gratuita e que existem vários processos de lhes aceder: acedendo directamente à distribuição via EUMETCast, através da página web (landsaf.meteo.pt) ou por distribuição directa via ftp para utilizadores regulares.

Quatro destes produtos estão . Na Tabela I, apresentam-se os produtos e o estado em que se encontram actualmente. A Tabela II apresenta em sumário de algumas das características destes produtos.

Tabela 1 – Produtos LSA SAF relacionados com fogos florestais e estado

Acrónimo	Nome do produto	Estado
FD&M	<i>Fire Detection and Monitoring</i>	Desenvolvimento
RFM	<i>Risk of Fire Map</i>	Desenvolvimento
FRP-Pixel	<i>Fire Radiative Power</i>	Operacional
FRP-GRID	<i>Fire Radiative Power – Gridded</i>	Pré-operacional

Tabela 2 – Sumário de algumas das características de produtos

Acrónimo	Frequência de processamento	Observações
FD&M	15 Minutos	Identificação de pixels potencialmente contaminados com incêndios na Europa e em África
RFM	Diário	Índice relacionado com o risco meteorológico de incêndio
FRP-Pixel	15 Minutos	Potência dos fogos em cada pixel e à resolução MSG
FRP-GRID	Horário	Potência dos fogos numa grelha de 5° de resolução

Apenas o produto FRP-Pixel se encontra neste momento classificado como operacional com distribuição de 15 em 15 minutos via EUMETCast ou *offline* via Web ou ftp.

3.2 FIRE RADIATIVE POWER (FRP)

O **FRP** estima a potência de incêndios florestais. Este valor é calculado em megawatts (MW) e representa a energia radiante libertada por unidade de tempo durante o incêndio florestal (Wooster et al., 2005).

A integração no tempo do **FRP** permite calcular a energia total libertada **FRE** (energia).

A energia libertada está directamente ligada ao processo de combustão e está relacionada com a taxa de combustível consumido, através de uma coeficiente de rendimento térmico, onde o carbono é oxidado libertando CO₂. Uma fracção é emitida em forma de radiação electromagnética, que pode ser avaliada recorrendo à observação remota que pode ser calculado a partir do sensor SEVIRI, instalado no sistema MSG.

A taxa de consumo de biomassa (**TCB**), calculada em kg/s é dada pela expressão seguinte:

$$\text{TCB (kg/s)} = 0.368 (\pm 0.015) \cdot \text{FRP (MW)}$$

O consumo de biomassa (**CB**), estimado em kg, pode ser calculado a partir da expressão seguinte:

$$\text{CB (kg)} = 0.368 (\pm 0.015) \cdot \text{FRE (MJ)}$$

A partir da biomassa libertada é possível, utilizando o valor usual de 0.47, estimar a massa de Carbono (**mC**) libertado para a atmosfera em g de por kg de combustível consumido.

$$\text{mC (g)} = 0.47 \cdot \text{CB (kg)}$$

Na atmosfera, o carbono liga-se ao (abundante) oxigénio para formar CO₂. A relação da massa de CO₂ (**mCO2**) com a massa de Carbono (**mC**) pode ser estimada por:

$$\text{mCO2} = (44/12) \cdot \text{mC}$$

No entanto, como o CO₂ não é o único gás de efeito de estufa (GEE) para as alterações climáticas (os outros 2 mais importantes são o SO₂ e N₂O), utiliza-se em geral um valor

equivalente de CO₂ (**mCO₂_eq**) utilizado na monitorização (e no protocolo de Kyoto). Assim, Quando se fala de **mCO₂_eq**, refere-se à massa de carbono necessária para produzir os mesmos efeitos tendo em conta o efeito adicional dos outros gases de efeitos de estufa. Em termos médios na atmosfera, com a distribuição actual dos GEE:

$$\text{mCO}_2\text{eq} = 1.1 \cdot \text{mCO}_2$$

Assim:

$$\text{mCO}_2\text{eq} = (44/12) \cdot 1.1 \cdot \text{mC} = 4 \cdot \text{mC}$$

3.3 Monitorização do CO₂equivalente

A Tabela seguinte apresenta a estima em toneladas de CO₂ equivalente (**CO₂_eq**) para os anos de 2008 (os valores de FRP_Pixel tiveram início de operações em Março de 2008) a 31 de Agosto de 2010.

	2008	2009	2010
	CO ₂ _eq (t)	CO ₂ _eq (t)	CO ₂ _eq (t)
Jan		0	0
Fev		15.612	0
Mar	2.792	153.202	488
Apr	14.269	5.684	3.630
Mai	14	20.003	2.172
Jun	4.026	7.344	4.966
Jul	31.250	67.713	198.429
Ago	56.830	865.706	1.127.006
Set	44.324	255.709	
Out	29.475	33.947	
Nov	6.856	225	
Dez	6.679	0	
Total	196.514	1.425.145	1.336.690

4. Monitorização diária quantidade de CO₂ equivalente libertado pelos Incêndios Florestais, ICRIF, área ardida

A Figura 6 representa a evolução do ICRIF calculado em Agosto de 2010 da área ardida fornecida AFN (Agência Florestal Nacional) e o CO₂ equivalente estimado pelo FRP-Pixel. É possível verificar o acordo entre os diferentes gráficos independentemente calculados. Pensa-se assim, que o valor das emissões estimadas com base no FRP-Pixel, pode constituir um bom indicador de incêndios florestais e ser por isso também utilizado na validação de produtos de risco de incêndios florestais.

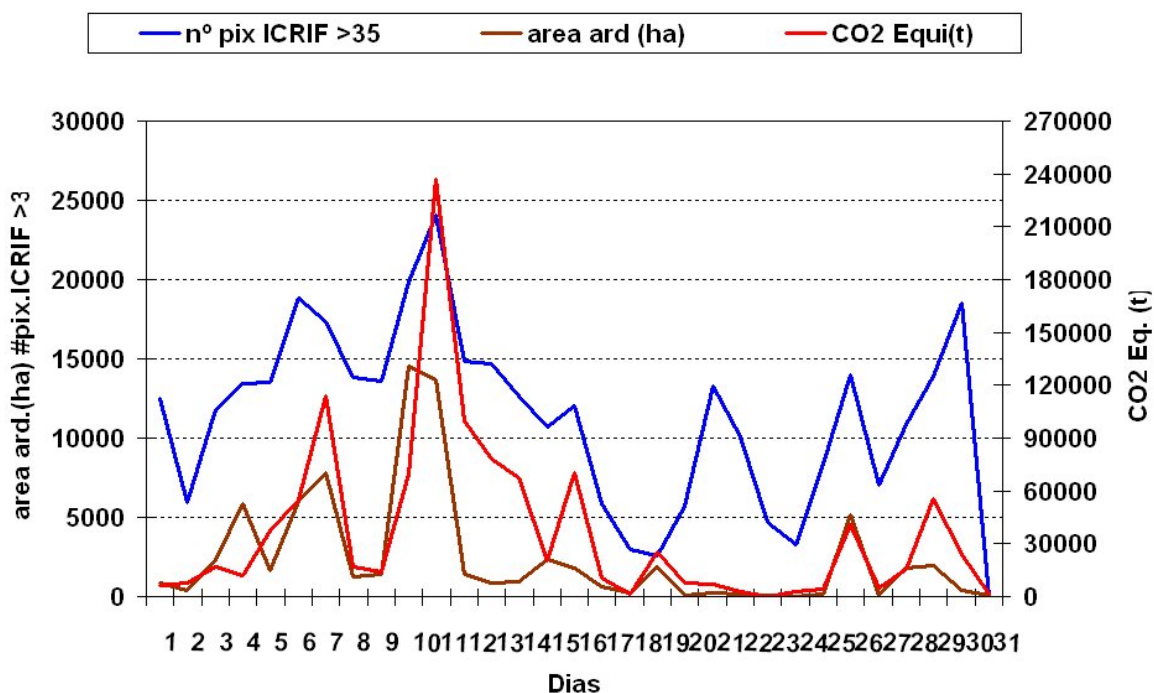


Figura 6 – Evolução do ICRIF calculado em Agosto de 2010, área ardida fornecida AFN (Agência Florestal Nacional) e CO2 equivalente estimado pelo FRP-Pixel

5. Conclusões

O Instituto de Meteorologia participa no esforço que hoje é feito em Portugal no sentido de monitorizar, prevenir e combater fogos florestais. No domínio da prevenção, distribui diariamente mapas de risco de incêndios florestais, ICRIF com base em observações e na previsão para 24 e 48 horas. No domínio da monitorização estima emissões de Biomassa consumida, bem como de Carbono e CO₂ equivalente.

A utilização da informação de risco é feita internamente pelo IM e pelos serviços de protecção Civil e bombeiros. A informação de emissões é de momento utilizada internamente na monitorização de incêndios florestais, como um indicador da ocorrência e dimensão de fogos florestais, sendo por isso também utilizado na validação do ICRIF.

Referências bibliográficas

- Andreae, M.O. and P.Merlet, 2001, Emission of trace gases and aerosols from biomass burning, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol.15, NO.4, pages 955-966.
- Viegas,D.X, T.Abrantes, P.Palheiro, F.E.Santo, M.T.Viegas, J.Silva e L.Pessanha, 2006, Fire weather during the 2003, 2004 and 2005 fire seasons in Portugal, *V.International Conference on Forest Fire Research*
- Wooster, M. J., G. Roberts, G. L. W. Perry, and Y. J. Kaufman, 2005, Retrieval of biomass combustion rates and totals from fire radiative power observations: FRP derivation and calibration relationships between biomass consumption and fire radiative energy release, *J. Geophys. Res.*, 110, D24311, doi:10.1029/2005JD006318
- Validation Report on FRP - Version I/2010, prepared by the LSA SAF Team

O Ciclo da Energética da Atmosfera: estimativas obtidas das reanálises do NCEP e ECMWF

Carlos A.F. Marques^a; Alfredo Rocha^a, João Corte-Real^b

^aCESAM e Departamento de Física, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal, caf@ua.pt e alfredo.rocha@ua.pt

^bICAAM_ASC, Universidade de Évora, 7000-083, Herdade da Mitra, Valverde, Évora, Portugal, jmcr@uevora.pt

Resumo

Apresentam-se estimativas do ciclo global da energética da atmosfera, à escala anual, obtidas das Reanálises 2 do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) e das Reanálises ERA 40 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), para o período 1979-2001.

O esquema de análise é o desenvolvido por E.N. Lorenz (Lorenz, 1995), no sistema de coordenadas p. Foi adoptado um formalismo (Boer, 1982) que evita a utilização de dados sobre superfícies isobáricas, que se encontram abaixo do nível do solo. Os cálculos foram feitos para as formulações " $\overline{\omega\alpha}$ " e " $vgrad\phi$ ".

Não foram encontradas diferenças significativas nas energéticas NCEP e ECMWF.

Abstract

Estimates of the global cycle of atmospheric energetics, at the annual scale, obtained from Reanalysis 2 of the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) and National Center for Atmospheric Research (NCAR), and Reanalyses ERA 40 of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) for the period 1979-2001, are presented.

The analysis scheme is the same as developed by E.N. Lorenz (Lorenz, 1955), in the p-system.

It was adopted a formalism (Boer, 1982) which avoids the use of data over isobaric surfaces, for altitudes below ground. The computations were carried out in the formulations " $\overline{\omega\alpha}$ " and " $vgrad\phi$ ".

No significant differences were found among the NCEP and ECMWF energetics.

1. Introdução

O ciclo global da energética da atmosfera, quantifica as taxas de conversão entre energia cinética e energia potencial disponível, nas formas média zonal e perturbada, bem como as magnitudes das mesmas formas de energia e as correspondentes taxas de dissipação e geração.

As estimativas recentes do ciclo da energética apresentadas neste trabalho, obtidas das reanálises do NCEP/NCAR e ECMWF, são comparadas entre si (para as formulações " $\overline{\omega\alpha}$ " e " $vgrad\phi$ ") e com estimativas anteriores, devidas a Oriol (1982), Kung e Tanaka (1983), Arpe et al. (1986), Ulbrich & Speth (1991) e Hasegawa et al. (1997).

É também referido o impacto no ciclo da energética da utilização de dados de satélite; para o efeito, o ciclo da energética foi também calculado com base em dados do ECMWF relativos ao período 1958-1978.

2. Dados e Metodologia de Análise

Os dados das Reanálises 2 do NCEP/NCAR, extraídos do NOAA-CIRES climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, compreendem valores médios diários da temperatura, do geopotencial e das três componentes do vento, em 17 níveis isobáricos padrão (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa), nos nós de uma rede regular $2.5^\circ \text{ Lat} \times 2.5^\circ \text{ Long.}$, relativos ao período 1979-2001.

As Reanálises ERA 40 do ECMWF, extraídas directamente do servidor deste Centro, consistem em valores médios diários das mesmas variáveis atrás referidas, em 21 níveis isobáricos (os anteriores, mais 7, 5, 3 e 1 hPa), sobre a mesma malha regular e para o período 1958-2001.

O esquema de análise é o desenvolvido por Boer (1982) no domínio espacial, o qual evita a utilização de dados sobre superfícies isobáricas, situadas abaixo do nível do solo. As equações do ciclo da energética estão indicadas no Apêndice, que inclui ainda as expressões dos integrais globais, que permitem calcular as diferentes formas de energia e componentes do ciclo (Marques et al., 2008).

As formas de energia estimadas são a energia potencial disponível média zonal (A_Z) e das perturbações (A_E) e a energia cinética média zonal (K_Z) e das perturbações (K_E). As taxas de conversão entre estas 4 formas de energia representam-se por C_Z ($A_Z \rightarrow K_Z$), C_E ($A_E \rightarrow K_E$), C_A ($A_Z \rightarrow A_E$) e C_K ($K_E \rightarrow K_Z$).

As taxas de geração de A_Z e A_E (respectivamente G_Z e G_E) e de dissipação de K_Z e K_E (respectivamente D_Z e D_E) foram obtidas como quantidades residuais das equações da energética, considerando estacionaridade.

A integração na vertical, foi feita entre 10 e 1000 hPa (NCEP e ECMWF), e também entre 1 e 1000 hPa para os dados do ECMWF.

As formulações “ $\overline{\omega\alpha}$ ” e “ $\overline{vgrad\phi}$ ”, para as taxas de conversão de A em K, embora sejam globalmente equivalentes, conduzem a padrões espaciais diferentes, pois referem-se a processos distintos. No entanto, verificou-se que, numericamente, os valores globais das duas formulações, só coincidem se se utilizar a solução de Boer para o tratamento de dados em superfícies isobáricas subterrâneas.

3. Resultados e Discussão

Os ciclos da energética para 1979-2001, estimados com os dados NCEP e ECMWF, estão representados na Fig. 1 (Marques et al., 2008).

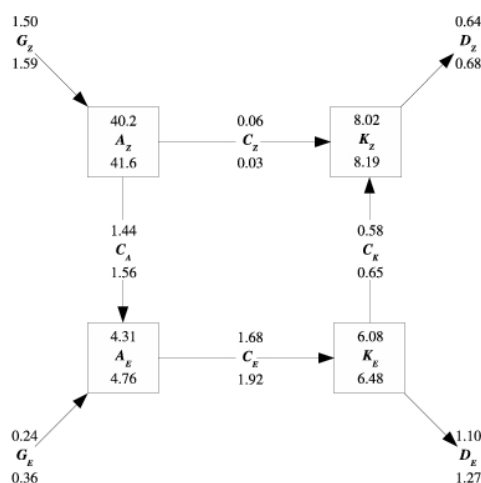


Figura 1- Diagrama do ciclo médio da energética para 1979-2001, obtido das Reanálises do NCEP (valores superiores) e do ECMWF (valores inferiores). Unidades: formas de energia em 10^5 Jm^{-2} e taxas de conversão em Wm^{-2} .

A Fig. 2 mostra os perfis verticais do parâmetro de estabilidade γ .

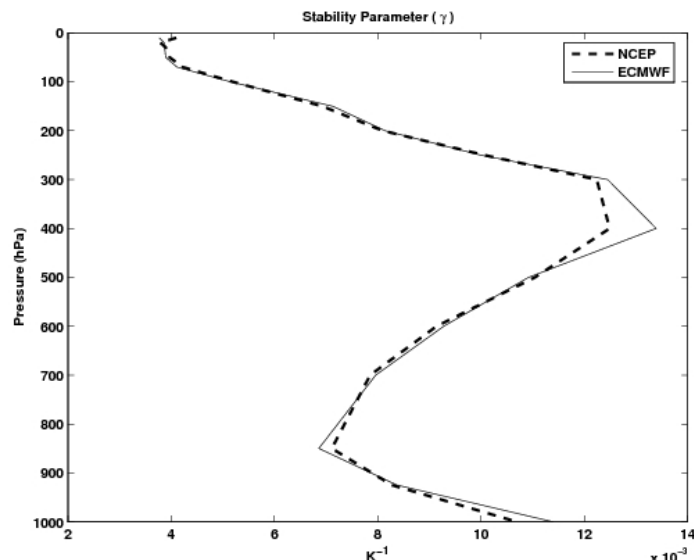


Figura 2 - Perfil vertical do parâmetro de estabilidade médio, relativo a 1979-2001, para as Reanálises do NCEP (curva a tracejado) e do ECMWF (curva a cheio).

As Reanálises do NCEP e do ECMWF conduzem a ciclos globais da energética da atmosfera semelhantes, quer no que respeita aos valores das formas de energia, quer no que concerne à intensidade e direcção das transformações energéticas, embora, no período considerado (1979-2001), as Reanálises do ECMWF estejam associadas a um ciclo ligeiramente mais intenso do que o correspondente às do NCEP. As diferenças entre os dois ciclos, têm a sua origem no hemisfério sul, como pode verificar-se nas Figs. 3 a 5.

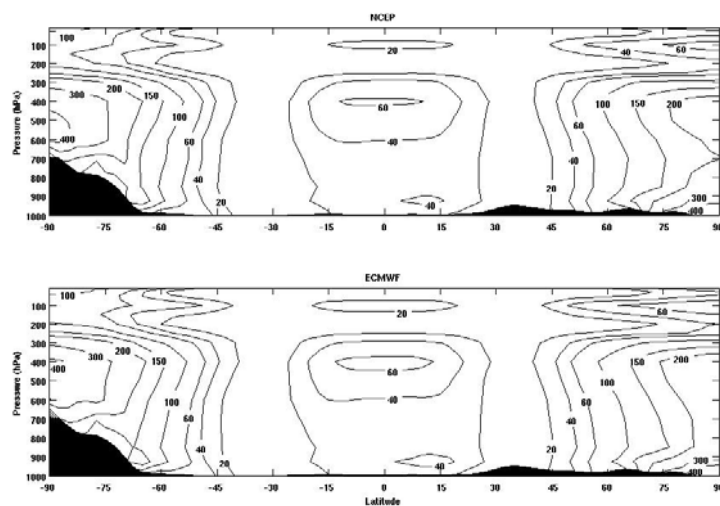


Figura 3 - Perfis latitudinais da integranda da energia potencial disponível média zonal (A_z), relativos a 1979-2001, para as reanálises do NCEP (cima) e do ECMWF (baixo). Unidades: $10^5 Jm^{-2}bar^{-1}$.

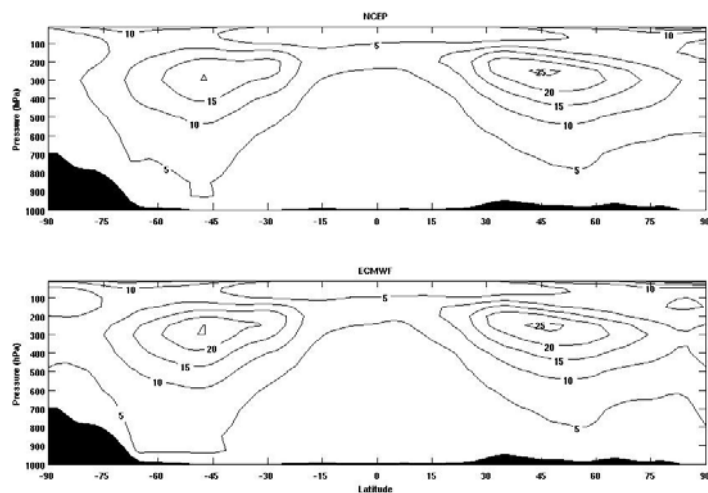


Figura 4 - Perfis latitudinais da integranda da energia cinética média das perturbações (K_E), relativos a 1979-2001, para as reanálises do NCEP (cima) e do ECMWF (baixo). Unidades: $10^5 \text{ Jm}^{-2}\text{bar}^{-1}$.

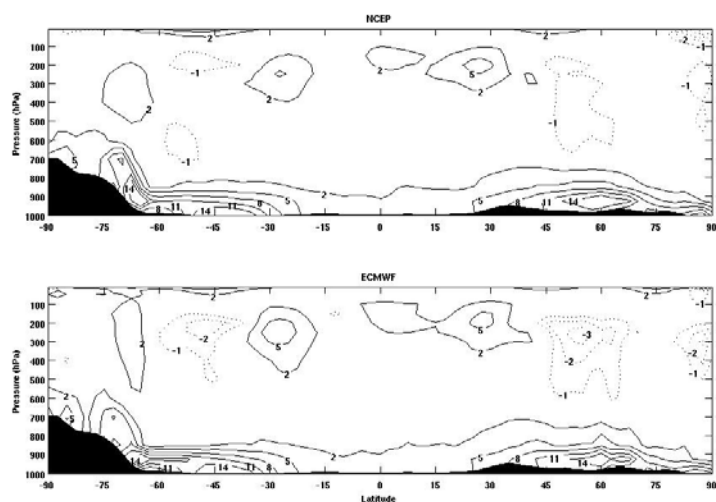


Figura 5 - Perfis latitudinais da integranda da taxa média de conversão C_E (na formulação " $\omega\alpha$ " e " $vgrad\phi$ "), relativos a 1979-2001, para as reanálises do NCEP (cima) e do ECMWF (baixo). Unidades: $\text{Wm}^{-2}\text{bar}^{-1}$.

Deve notar-se que a utilização de dados de reanálises sobre superfícies isobáricas que se encontrem sob a superfície, altera significativamente os valores de certas componentes do ciclo da energética e incrementa as diferenças entre resultados obtidos das reanálises do NCEP e os correspondentes deduzidos das reanálises do ECMWF, como pode ver-se na Tabela I, que contém estimativas da energética global da atmosfera no período 1979-1988. Esta Tabela mostra ainda que, para cada tipo de reanálises, a utilização daquela informação, conduz a diferenças acentuadas nos valores de C_Z e C_E calculados nas formulações " $\omega\alpha$ " e " $vgrad\phi$ ".

Tabela 1 - Energética Global (1979-1988) obtida das Reanálises do NCEP e ECMW: comparação, com o formalismo adoptado, utilizando dados subterrâneos (cheio). Energias em 10^5 Jm^{-2} e taxas de conversão em Wm^{-2} .

	K_Z	K_E	A_Z	A_E	C_Z	$C_Z^{\odot}$	C_E	$C_E^{\odot}$	C_K	C_A	G_Z	$G_Z^{\odot}$	G_E	$G_E^{\odot}$	D_Z	$D_Z^{\odot}$	D_E	$D_E^{\odot}$
	8.06	6.10	45.3	4.75	0.79	0.21	1.77	2.33	0.56	1.65	2.44	1.86	0.12	0.68	1.35	0.77	1.21	1.77
NCEP	8.06	6.04	40.4	4.28	0.07	0.04	1.65	1.69	0.56	1.43	1.50	1.47	0.22	0.26	0.63	0.60	1.09	1.13
	8.22	6.56	46.9	5.32	0.67	0.08	2.00	2.07	0.65	1.82	2.49	1.90	0.18	0.25	1.32	0.73	1.35	1.42
ECMW	8.23	6.52	42.4	4.79	-0.01	0.01	1.92	1.78	0.65	1.62	1.61	1.63	0.30	0.16	0.64	0.66	1.27	1.13
F																		

As reanálises ERA 40 do ECMWF, foram ainda utilizadas para estimar o ciclo global da energética da atmosfera, numa base anual, no período 1958-2001 (Marques et al., 2008), sendo os integrais verticais calculados para a camada 1 a 1000 hPa.

A Fig. 6 resume os resultados obtidos para os períodos 1958-1978 e 1979-2001. A Fig. 7 contém a evolução temporal dos valores anuais de A_E e K_E entre 1958 e 2001.

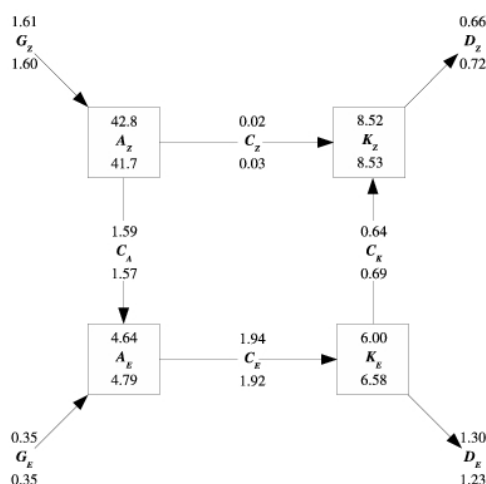


Figura 6 - Diagrama do ciclo médio da energética para 1958-1978 (valores superiores) e 1979-2001 (valores inferiores), obtido das reanálises do ECMWF. Unidades: formas de energia em 10^5 Jm^{-2} e taxas de conversão em Wm^{-2} .

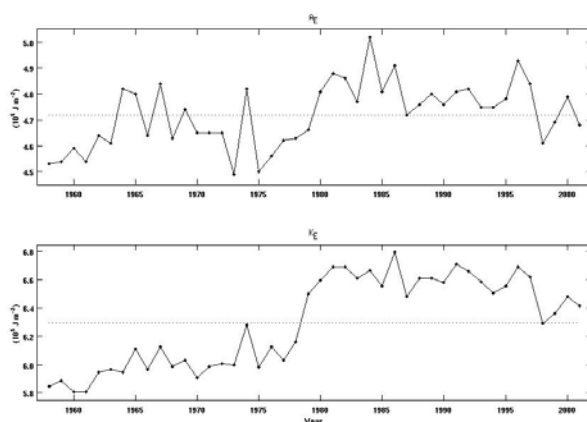


Figura 7 - Evolução temporal, entre 1958 e 2001, da energia potencial disponível das perturbações (cima) e energia cinética das perturbações (baixo), para as reanálises do ECMWF. Linhas a pontuado representam valores médios no período considerado.

As interessantes diferenças na energética global, calculada para os dois períodos referidos, estão, como mostra a Fig. 8, associadas ao Hemisfério Sul e à alta atmosfera subtropical do Hemisfério Norte. Em ambas as regiões, em que a cobertura pelo sistema de observação tradicional é deficiente, o impacto dos satélites meteorológicos é certamente significativo. Assim, sugere-se que os incrementos de A_E e K_E são devidos à assimilação nas reanálises, de dados satélite, a partir de 1979.

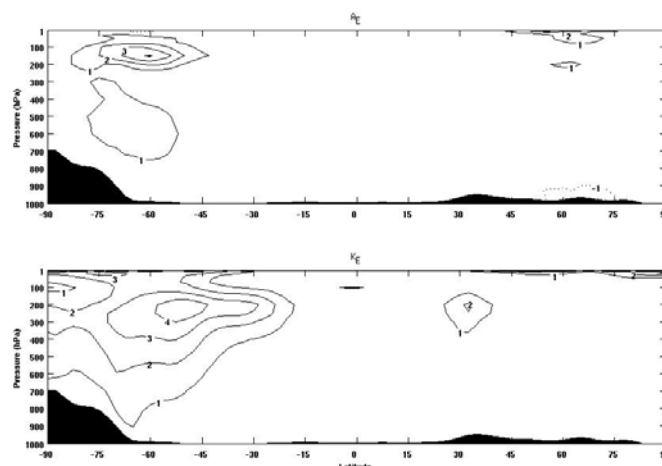


Figura 8 - Perfis latitudinais das diferenças entre as integrandas da energia potencial disponível das perturbações (cima) e da energia cinética das perturbações (baixo) relativas a 1958-1978 e 1979-2001, para as reanálises do ECMWF. Unidades: $10^5 \text{ Jm}^{-2}\text{bar}^{-1}$.

Na Tabela 2, a energética global da atmosfera, obtida das reanálises ERA 40 do ECMWF é comparada com estimativas obtidas por outros autores.

Tabela 2 - Comparação das energéticas médias globais da atmosfera, obtidas no presente estudo das reanálises ERA 40, do ECMWF e de investigações anteriores. Unidades: formas de energia em 10^5 Jm^{-2} e taxas de conversão em Wm^{-2} .

	This Study ("New" estimates)	This Study ("Raw" estimates)	Oriol (1982)	Kung and Tanaka (1983)	Arpe et al. (1986)	Ulbrich and Speth (1991)	Hasegawa et al. (1997)
Data	ERA 40 reanalyses	ERA 40 reanalyses	ECMWF analyses	ECMWF analyses	ECMWF analyses	ECMWF analyses	ECMWF analyses
Period	1979-2001	1979-1988	1980-1981	SOP1-2		1980-1987	1986-1990
Integration	Global 10-1000 hPa	Global 10-1000 hPa	Global 30-1000 hPa	Global 50-1000 hPa	NH-SH 50-1000 hPa	Global 30-1000 hPa	Global 50-1000 hPa
Time average	Annual	Annual	Annual	SOP1 SOP2	Winter Summer	January July	Winter Summer
K_Z	8.19	8.22	7.37	7.40	7.73	8.08	7.36
K_E	6.48	6.56	6.98	6.60	6.90	7.42	6.38
A_Z	41.6	46.9	42.6	42.7	43.2	44.4	49.5
A_E	4.76	5.32	4.41	4.80	4.64	5.20	5.48
C_Z	0.03	0.67	-0.30	0.10	-0.17	-0.18	0.60
C_E	1.92	2.00	2.00	1.90	1.94	2.22	2.20
C_K	0.65	0.65	0.60	0.60	0.60	0.64	0.54
C_A	1.56	1.82	2.00	1.80	1.91	2.19	2.04
G_Z	1.59	2.49	1.70	1.90	1.74	2.01	2.64
G_E	0.36	0.18	0.00	0.10	0.03	0.03	0.16
D_Z	0.68	1.32	0.30	0.70	0.43	0.46	1.14
D_E	1.27	1.35	1.40	1.30	1.34	1.58	1.66

Com excepção da taxa de conversão C_Z , as estimativas recentes obtidas das reanálises ERA 40, sem a correcção de Boer para dados no subsolo, concordam, de um modo geral, com estimativas anteriores quer em magnitude, quer no sentido das conversões entre diferentes formas de energia.

No que se refere à taxa de conversão C_Z , os fluxos de energia apresentam sinais diferentes consoante os autores.

Relativamente aos valores das diferentes formas de energia e às taxas de conversão C_E , C_K e C_A as diferenças entre as várias estimativas são pequenas (em média, inferiores ou iguais a 10 %).

Verifica-se também, um acordo geral entre as estimativas ERA 40, com a correcção de Boer, e as obtidas previamente por outros autores; as maiores diferenças dizem respeito a C_Z e C_A .

4. Conclusões

Neste trabalho, foram apresentadas estimativas recentes do ciclo global da energética da atmosfera (Marques et al., 2008), obtidas das reanálises do NCEP e do ECMWF. Os resultados, revelam tratar-se de estimativas confiáveis do ciclo global da energética, à escala anual.

Espera-se que estes resultados possam constituir uma fonte de comparação com os deduzidos de outros estudos, assentes quer em observações, quer em simulações produzidas por modelos globais de clima, podendo neste caso contribuir para a validação dos mesmos modelos.

Referências bibliográficas

- Arpe K, Brankovic C, Oriol E, Speth P. 1986. Variability in time and space of energetics from long series of atmospheric data produced by ECMWF. *Beiträge Physics Atmospheric* 59(2): 321-355.
- Boer GJ. 1982. Diagnostic equations in isobaric coordinates. *Monthly Weather Review* 110: 1801-1820.
- Hasegawa A, Tanaka HL, Hirakuchi H, Taguchi S. 1997. Comparative energetics analysis of CCM2 with different horizontal resolutions. *Climate Dynamics* 13: 521-532.
- Kung EC, Tanaka H. 1983. Energetics analysis of the global circulation during the special observations periods of FGGE. *Journal of the Atmospheric Sciences* 40: 2575-2592.
- Lorenz EN. 1955. Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus* 7: 157-167.
- Marques CAF, Rocha A, Corte-Real J, Castanheira JM, Ferreira J and Gonçalves PM. 2008. Global atmospheric energetics from NCEP-Reanalysis 2 and ECMWF-ERA 40 Reanalysis. *Int. J. Climatol.* 29:159-174. doi:10.1002/joc.1704.
- Oriol E. 1982. Energy budget calculations at ECMWF. Part 1- Analyses 1980-81. Technical Report, 35, 114.
- Ulbrich U, Speth P. 1991. The global energy cycle of stationary and transient atmospheric waves: results from ECMWF analyses. *Meteorology and Atmospheric Physics* 45: 125-138.

Apêndice

Equações da energética da atmosfera:

$$\frac{\partial \overline{A_Z}}{\partial t} = G_Z - C_Z - C_A, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \overline{A_E}}{\partial t} = G_E - C_E + C_A, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \overline{K_Z}}{\partial t} = C_Z + C_K - D_Z, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \overline{K_E}}{\partial t} = C_E - C_K - D_E, \quad (4)$$

$$A_Z = \frac{1}{2} c_p \int \gamma[\beta] \left([T]'' \right)^2 dm, \quad (5)$$

$$A_E = \frac{1}{2} c_p \int \gamma \left[\beta (T^*)^2 \right] dm, \quad (6)$$

$$K_Z = \frac{1}{2} \int \left([\beta][u]_R^2 + [\beta][v]_R^2 \right) dm, \quad (7)$$

$$K_E = \frac{1}{2} \int \left(\left[\beta (u^*)^2 \right] + \left[\beta (v^*)^2 \right] \right) dm, \quad (8)$$

$$C_Z = -R \int \frac{1}{gp} \overline{[\beta][\omega]'' [T]''} dm = - \int g[\beta][v]_R \frac{\partial [z]_R}{r \partial \phi} dm, \quad (9)$$

$$C_E = -R \int \frac{1}{gp} \overline{[\beta \omega^* T^*]} dm = - \int g \left(\left[\beta u^* \frac{\partial z^*}{r \cos \phi \partial \lambda} \right] + \left[\beta v^* \frac{\partial z^*}{r \partial \phi} \right] \right) dm, \quad (10)$$

$$C_A = -c_p \int \gamma \left[\beta v^* T^* \right] \frac{\partial [T]_R}{r \partial \phi} dm - c_p \int p^{-\chi} \left[\beta \omega^* T^* \right] \frac{\partial}{\partial p} \left(\gamma p^\chi [T]'' \right) dm, \quad (11)$$

$$C_K = \int \left[\beta u^* v^* \right] \cos \phi \frac{\partial}{r \partial \phi} \left([u]_R \cos^{-1} \phi \right) dm + \int \left[\beta u^* \omega^* \right] \frac{\partial [u]_R}{\partial p} dm \\ + \int \left[\beta (v^*)^2 \right] \frac{\partial [v]_R}{r \partial \phi} dm + \int \left[\beta v^* \omega^* \right] \frac{\partial [v]_R}{\partial p} dm - \int [v]_R \left[\beta (u^*)^2 \right] \frac{\tan \phi}{r} dm, \quad (12)$$

$$G_Z = \int \gamma [\beta] [T]'' [Q]'' dm, \quad (13)$$

$$G_E = \int \gamma \left[\beta T^* Q^* \right] dm, \quad (14)$$

$$D_Z = \int \left([\beta][u]_R [F_\lambda]_R + [\beta][v]_R [F_\phi]_R \right) dm, \quad (15)$$

$$D_E = \int \left(\left[\beta u^* F_\lambda^* \right] + \left[\beta v^* F_\phi^* \right] \right) dm, \quad (16)$$

$$\gamma = - \frac{\theta}{T} \frac{R}{c_p p} \left(\frac{\partial \tilde{\theta}_R}{\partial p} \right)^{-1}, \quad (17)$$

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^\chi, \quad (18)$$

$$\chi = \frac{R}{c_p}, \quad (19)$$

$$\beta(\lambda, \phi, p, t) = \begin{cases} 1, & \Phi(\lambda, \phi, p, t) > \Phi_s(\lambda, \phi) \\ 0, & \text{otherwise.} \end{cases} \quad (20)$$

Metodologias de análise do potencial eólico na região de Cascais

António Lopes ^a; Marcelo Fragoso^a; João Madeira^b; Bruno Meneses^b; Luís Faria^b
Marcus Reuter^c

^a Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa, Al. Universidade, 1600-214, Portugal,
Email: antonio.lopes@campus.ul.pt

^b Estudante de Mestrado de Geografia Física e OT do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território (IGOT – UL)

^c Estudante do Instituto de Meteorologia da Albert-Ludwigs-University Freiburg, Alemanha

Resumo

Neste trabalho apresenta-se uma metodologia para a avaliação do potencial eólico em Cascais a partir de dados meteorológicos e um levantamento das árvores deformadas. São discutidas as aplicações do vento como recurso para a instalação de mini eólicas para a produção local de energia eléctrica e para actividades de lazer ligadas aos desportos náuticos. Apresenta-se um índice de deformação das árvores (*Griggs and Putnam Wind Index*) para estimar as direcções e velocidades do vento e utiliza-se o software WAsP e o *Eurocode 1* (NP EN 1991-1-4:2007) para modelar o potencial actual e futuro vento na região. Lança-se a discussão sobre futuras modificações nos regimes de vento centrando a discussão na questão da sua variabilidade. Discute-se este problema tendo em conta o facto das séries de vento em Portugal não terem ainda a dimensão temporal necessária para se chegar a uma conclusão fiável. Com as estimações das velocidades de vento previstas para o futuro conclui-se que os sistemas de mini eólicas servirão apenas para a produção eléctrica local, sendo raros os anos em que essa produção possa abastecer a rede pública.

Abstract

This research presents a methodology to assess wind power in Cascais region based on meteorological data and the Griggs and Putnam Wind Index from tree deformation. Several applications of the wind as a resource in the region are discussed namely the installation of small wind turbines near urban areas to produce local electrical power energy. WAsP software and the *Eurocode 1* (NP EN 1991-1-4:2007) were used to assess present and future potential wind power. Foreseen future modifications of wind regimes are discussed, drawing attention to wind variability and the inexistence of reliable long term wind series. By projecting future wind variability we concluded that the installation of small wind turbines can easily supply local electric power. But only in a few number of years, when annual wind speed increases to 5 m/s, it will be possible to supply the electrical networking.

1. Introdução

Em 2009 as centrais eólicas representavam 20% da potência total ligada no sistema eléctrico nacional, aumentando a potência eólica ligada actualmente à rede pública (final do 1º trimestre de 2010) para 3571 MW (REN, 2010). Este valor leva Portugal a estar próximo das metas para o presente ano (perto dos 3750 MW), preconizadas pela resolução 63/2003 do Conselho de Ministros. A Produção em Regime Especial (PRE) abasteceu 29% do consumo em 2009, devendo-se às eólicas 15% deste valor (REN, 2009). Estes números mostram a importância actual do investimento no recurso climático, que tem naturalmente surgido nos últimos anos como uma das mais fortes alternativas à energia baseada na economia do carbono do “parque electroprodutor” português (carvão, fuel, gasóleo e gás natural). Outras das potencialidades do vento como recurso climático estão relacionadas com as actividades de turismo e lazer ao ar livre, sobretudo ligadas com os desportos

náuticos, que encontram na costa ocidental portuguesa uma excelente “reserva natural” para a sua prática (vela, windsurf, etc.).

O presente trabalho resulta de uma parceria entre o IGOT/CEG da Universidade de Lisboa e a Câmara Municipal de Cascais, para desenvolver uma metodologia de análise das potencialidades eólicas na região de Cascais para, entre outros objectivos, fomentar a utilização de energia eléctrica obtida a partir de mini sistemas eólicos para o abastecimento eléctrico dos seus munícipes.

A costa ocidental Portuguesa possui um reconhecido elevado potencial eólico. O *European Wind Atlas* (Troen & Petersen, 1989), aponta valores de velocidades médias do vento a 50 m do solo no litoral de Cascais entre 4,5 m/s (terrenos mais abrigados) e 8.5 m/s (colinas e cumeeiras), valores que podem gerar potencialmente entre 700 a 1200 Wm⁻². Estes valores médios são apenas indicadores necessitando, à escala regional, de valores estimados mais fiáveis de modo que o potencial possa ter aproveitamento económico sustentado. Essa sustentabilidade passa necessariamente pelos avanços tecnológicos e inovação (melhores equipamentos e com menos impacto no ambiente), mas também pelo conhecimento das modificações futuras dos regimes de vento na costa portuguesa, sobretudo no actual quadro das alterações climáticas.

Os primeiros estudos sistemáticos sobre os regimes de vento na região de Cascais foram efectuados nos anos oitenta tendo-se estimado, pela primeira vez, as principais direcções e velocidades do vento a partir do estudo das árvores deformadas (Alcoforado, 1984), seguindo-se-lhe a sua confirmação com medições (Alcoforado, 1992). Recentemente o interesse pelas energias renováveis têm levado jovens investigadores a estudar este tema, retomando os levantamentos através de bio-indicadores (como os índices de deformação das árvores) e utilizando outras metodologias que incluem espacialização através de técnicas de SIG e modelação com o fim de aprofundar o conhecimento dos regimes de ventos e estimar o potencial eólico da região.

2. Material e métodos

Neste trabalho foram efectuados vários levantamentos das árvores deformadas (Figura 1)



Figura 1. Árvores deformadas como bio-indicadores para estimar as direcções e velocidades médias dos ventos na região de Cascais.

Foi utilizado o ID (Índice de Deformação) proposto por Griggs e Putnam (Manwell et al, 2009). Cada exemplar escolhido foi fotografado e com auxílio de uma régua graduada (Figura 2), recriaram-se as medidas aproximadas de cada exemplar. Distinguiram-se as árvores pelo tipo de copa (globosa e cónica) devido ao comportamento da deformação diferenciada pelo vento. Uma descrição sobre o efeito do vento e das massas de ar provenientes do oceano no crescimento das árvores pode ser consultada em Alcoforado (1984).

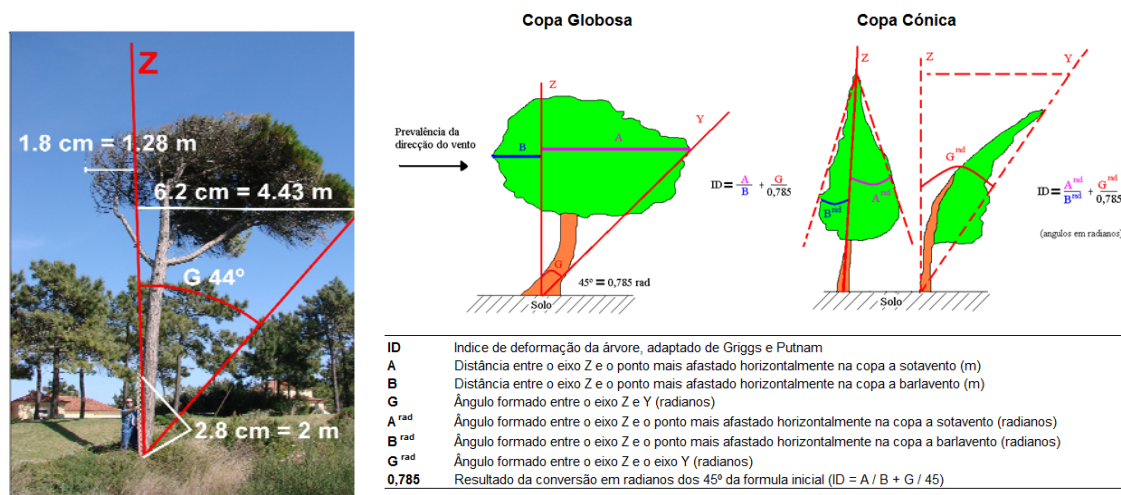


Figura 2. Parâmetros para o cálculo do Índice de Deformação (ID) de Griggs e Putnam.

Os dados obtidos serviram para uma primeira estimativa das direcções predominantes e velocidades médias da região de Cascais. Foram igualmente utilizados dados de direcção e velocidade do vento das estações meteorológicas do Cabo Raso e do Aeródromo de Tires, cujas séries foram utilizadas na estimativa do potencial eólico a partir do Software WAsP e do *Eurocode 1* (NP EN 1991-1-4:2007).

Para tentar avaliar as futuras modificações dos regimes de vento são necessárias séries temporais relativamente longas. No entanto a série mais longa de Portugal é a de Lisboa/Geofísico (estação meteorológica a funcionar desde 1863) mas não foi utilizada por se tratar de uma estação localizada numa área urbana com uma envolvente de rugosidade elevada (Lopes et al, 2010). Por isso foi necessário fazer uma tentativa para reconstruir uma série longa de velocidades de vento para avaliar a tendência secular do vento, que se baseou em regressões lineares entre a NAO (Hurrell, 2005) e as séries actuais da estação de Lisboa/Portela (localizada no Aeroporto de Lisboa), que regista valores desde 1947. Dado que a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) responde aos padrões de pressão sobre o Atlântico e estes comandam os ventos, utilizou-se este índice para a reconstrução das séries de velocidades. Foi verificado que existe uma correlação positiva entre a NAO e as velocidades de vento nos meses de Abril a Agosto (altura em que a velocidade da nortada aumenta devido à instalação de um anticiclone forte sobre o Atlântico e uma baixa pressão térmica se instala sobre a Península Ibérica) e negativa de Setembro a Março (quando as perturbações frontais dominam e estimulam o aumento das velocidades. A variabilidade das velocidades de vento foi avaliada com recurso a uma análise espectral de *Fourier* que serviu para identificar o número de anos em que se podem esperar velocidades médias mais elevadas do que as verificadas actualmente.

3. Resultados e discussão

3.1 A variabilidade temporal das series de vento na costa portuguesa

São vários os trabalhos que se tem debruçado sobre o problema das modificações futuras dos regimes de vento no litoral ocidental português, embora nenhum seja absolutamente conclusivo. Segundo Reis, et al (2006) entre 1941 e 2000 a média anual de velocidade do vento nas estações costeiras ocidentais do Porto, Cabo Carvoeiro, Lisboa e Sagres sofreu uma diminuição de aproximadamente 0.01 m/s por ano (ao contrário da costa algarvia, que aumentou), não se vislumbrando uma tendência significativa. Por outro lado (Lemos & Pires, 2004) sugerem que na estação quente (de Abril a Setembro) a componente meridional do vento (*v-wind*) tem uma prevalência de norte favorável à ocorrência da Nortada, concluindo os autores que tem ocorrido um enfraquecimento do upwelling costeiro nos meses em que

ele é normalmente forte (embora tenha ocorrido progressivamente mais cedo durante o século XX) e consequentemente a componente de norte terá tido um enfraquecimento. Para a região em estudo, a Câmara Municipal de Cascais e a equipa do Projecto SIAM publicaram o “Plano Estratégico das Alterações Climáticas em Cascais (CML, 2010), sendo as avaliações futuras do clima baseadas no *downscaling* estatístico dos modelos aplicados pela equipa do projecto SIAM na zona central de Portugal. Os autores referem que foram adoptados os cenários de emissões SRES do IPCC A1FI, A2, B1 e B2, tendo concluído que não se esperam grandes alterações da intensidade média do vento até meados do século XXI “e no final do século o clima deverá ser apenas um pouco mais ventoso do que é agora”, com excepção do Verão que poderá ver as intensidades aumentarem 20% “e um pouco menos intensas no Inverno” (CMC, 2010).

Depois de reconstruída a série de Lisboa/Portela a partir da NAO, desde 1865, não foi encontrada uma tendência secular das velocidades médias anuais (acompanhando a NAO), pelo que importa discutir se merece a pena centrar a discussão sobre as tendências que hipoteticamente acompanham as alterações climáticas, segundo os vários cenários do IPCC, ou se será mais útil abordar o tema da variabilidade do vento e consequente potencial de crescimento ou decréscimo em determinados períodos de tempo, podendo-se mais razoavelmente estimar o potencial eólico a curto e médio prazo sem prejuízo da avaliação futura alargada a partir dos cenários IPCC. Para determinar esses períodos foi feita uma análise espectral da série de Lisboa/Portela (Figura 3). A série foi sujeita a uma transformação de médias móveis ponderadas (*Daniell window*) para melhorar a identificação dos vários picos de intensidade. Para além da natural variabilidade anual com picos de intensidades de mais pequena escala temporal (2 e 5 anos), o que mostra uma grande e natural variação anual do potencial eólico, observam-se oscilações de média escala de 14 e 28 anos (Figura 3 a) sendo esta última visível na grande oscilação da série (Figura 3b). A partir da tendência de decréscimo de velocidade média anual observada entre 1961 e 1989 ($\approx 0,07$ m/s por ano) e nos valores observados no periodograma, admite-se como hipótese que ocorram períodos de aproximadamente 30 anos em que as velocidades médias do vento sofram variações de $\pm 1,8$ m/s.

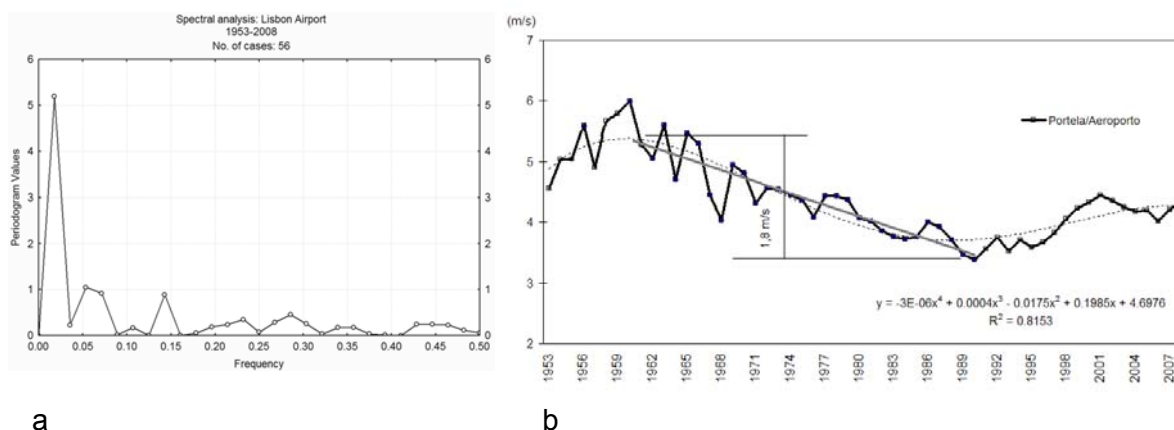


Figura 3. Variabilidade anual da intensidade do vento da estação meteorológica de Lisboa/Portela (1953-2008). a) Periodograma; b) Série entre 1953 e 2008 e respectivo ajustamento polinomial (a tracejado); R^2 0.82).

3.2 Novos levantamentos de árvores deformadas como bio-indicadores das direcções predominantes e velocidades do vento.

Os levantamentos das árvores deformadas permitiram, em primeiro lugar, fazer uma primeira abordagem à estimação das velocidades médias e direcções predominantes na região. Da análise da Figura 4 verifica-se que existe uma diferenciação nas velocidades entre a costa oeste de Cascais (onde se verificaram os maiores índices de deformação) e o

interior da plataforma litoral, com velocidades mais baixas devido ao efeito de abrigo da serra de Sintra. Igualmente foram notadas maiores deformações em áreas fora da influência de ventos marítimos directos, nos fundos dos vales, onde o escoamento atmosférico é canalizado (Alcoforado, 1984, 1992).

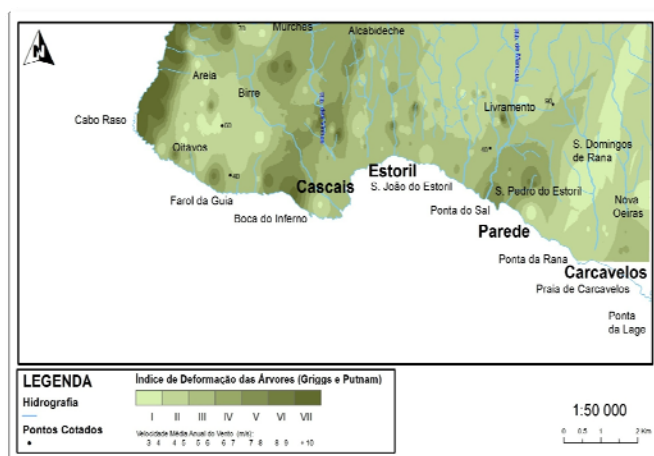


Figura 4. Índice de Deformação de Griggs e Putnam e velocidade média do vento estimada na Região de Cascais

A orientação das deformações (Figura 5) permitiu confirmar que junto ao litoral ocidental as direcções predominam de Noroeste e no interior de Norte e Nordeste. Estas direcções são influenciadas por vários factores: no litoral ocidental ocorre o maior atrito na passagem dos ventos predominantes do mar para a terra; no interior ocorre a deflexão lateral acentuada pela forma e posição da serra de Sintra; os vales canalizam os ventos impondo-lhes as suas direcções de escoamento (Alcoforado, 1992). Esta diferenciação observada permitiu decidir que se utilizariam os dados da estação do Cabo Raso para estimar as velocidades e o potencial eólico na parte ocidental e a estação meteorológica do aeródromo de Tires na parte oriental da região. Por outro lado esta análise mais fina permitiu identificar em todo o litoral sul alguns aspectos interessantes, sobretudo modificações nas direcções de deformação divergentes do padrão apresentado, o que poderá no futuro ser alvo de nova investigação. Como ponto de partida avança-se com a hipótese de influência de ventos com outras componentes direccionais que actuam na altura da formação das gemas de renovo das plantas ou outras circulações de microescala.

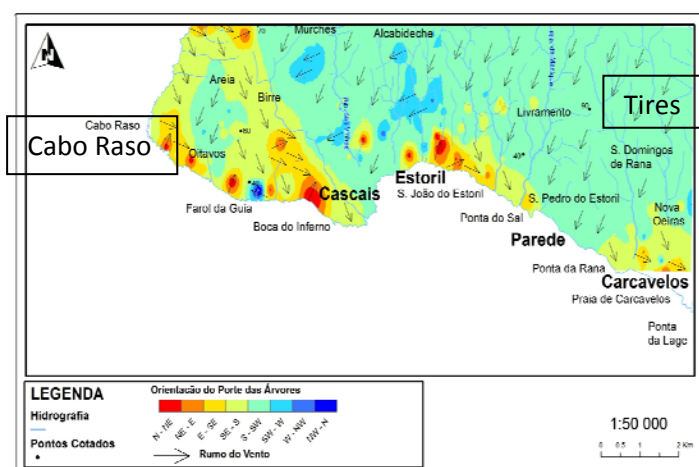


Figura 5. Direcções dominantes do vento estimadas a partir das deformações das árvores.

3.3 Estimação do potencial eólico com recurso software WAsP e o Eurocode 1 (NP EN 1991-1-4:2007).

Nesta secção apresentam-se os resultados das estimações das velocidades médias com o software WAsP e com o *Eurocode 1* (CEN, 2005) que é um standard aplicado à acção do vento em estruturas (NP EN1991-1-4:2007), também conhecido pelo “método das pendentes”. O software WAsP utiliza modelos diagnósticos lineares (Troen, 1990) a partir dos trabalhos de Jackson e Hunt (1975), Britter et al., (1981) e Taylor et al. (1983). Os modelos resolvem as equações de quantidade de movimento, mas não de conservação de energia (Montavon, 1998) e utilizam princípios físicos do escoamento na camada limite da atmosfera, que permite estimar as influências locais de pequenas colinas e obstáculos (prédios, árvores e outros elementos que constituem a rugosidade da superfície sobre o vento), em condições de estabilidade neutra. Não são pois apropriados para condições particulares em que o fluxo é conduzido por aspectos térmicos (estratificação térmica e situações de brisas). É baseado numa solução que descreve a perturbação do fluxo através de função logarítmica do vento (Lopes, 2003). Devido à característica de linearidade das funções, estes modelos estão restringidos a áreas com declives inferiores a 30 % (Montavon, 1998).

O *Eurocode 1* apresenta um conjunto de algoritmos que podem ser facilmente adaptados a terrenos mais complexos, tendo sido já testado em vários locais da costa portuguesa com resultados bastante satisfatórios (Santos, 2007). A estimativa da velocidade média U , a uma determinada altura z depende da rugosidade, da orografia e da velocidade média de referência (U_{ref}) e é calculada por:

$$U_z = C_r(z) \cdot C_o(z) \cdot U_{ref} \text{ (m/s)} \quad (1)$$

sendo $C_r(z)$ o coeficiente de rugosidade e $C_o(z)$ o coeficiente de orografia, parâmetros adimensionais (Santos, 2007).

De acordo com o que foi referido na secção 3.1 fizeram-se várias estimações de velocidades médias, dos parâmetros A e K de Weibull, densidade de potência ($W m^{-2}$), para 10 e 50 m de altura do solo. Exceptuou-se deste ensaio a serra de Sintra por constituir um relevo com declives muito superiores ao limite do modelo que é de 17° , limite aproximado desse de maior probabilidade de ocorrência de separação do escoamento e aumento da actividade turbilhonar e de recirculação (Wood, 1995; Santos, 2007). Nas vertentes de maior declive e na serra de Sintra foram ensaiadas estimações a partir do *Eurocode 1*. De modo a avaliar e validar esse método, várias campanhas de medição de velocidades foram efectuadas, sendo o erro estimado inferior a 5%.

Foram elaborados mapas com os valores estimados de velocidades médias, parâmetros A e K de Weibull e a densidade de potência do vento a 10 m e 50 m do solo. Na Figura 6 apresentam-se as velocidades médias como exemplo. O mapa apresentado é composto por dois conjuntos: a parte ocidental resultou da estimação a partir dos dados da estação meteorológica de Cabo Raso e a oriental foi elaborado com os dados da estação de Tires. Este procedimento resultou do facto dos comportamentos direccionais dos ventos serem diferenciados a sul da serra de Sintra, que na plataforma do Guincho sopram predominante de Noroeste e Norte, enquanto em Tires esta última direcção predomina, tal como já havia notado Alcoforado (1984 e 1992) e agora confirmado com o levantamento mais detalhado das árvores deformadas.

Nos locais na periferia das áreas urbanas de Cascais sem restrições à implantação de mini eólicas e suficientemente afastadas de modo a que o ruído não altere a qualidade de vida dos habitantes (Figura 6), estimou-se a Densidade de Potência, que corresponde à potência disponível no vento directamente associada à sua velocidade (Quadro 1).

Na hipótese de aumento da máxima variação esperada num período de 30 anos de 1,8 m/s pode-se esperar que o potencial possa aumentar cerca 85%, enquanto igual diminuição de velocidade origina perdas que podem atingir quase 30%. Os valores estimados com o

aumento previsto no futuro (5 m/s) poderá ser suficiente para ser utilizada para fins domésticos (carregamento de baterias, bombeamento de água, etc.).

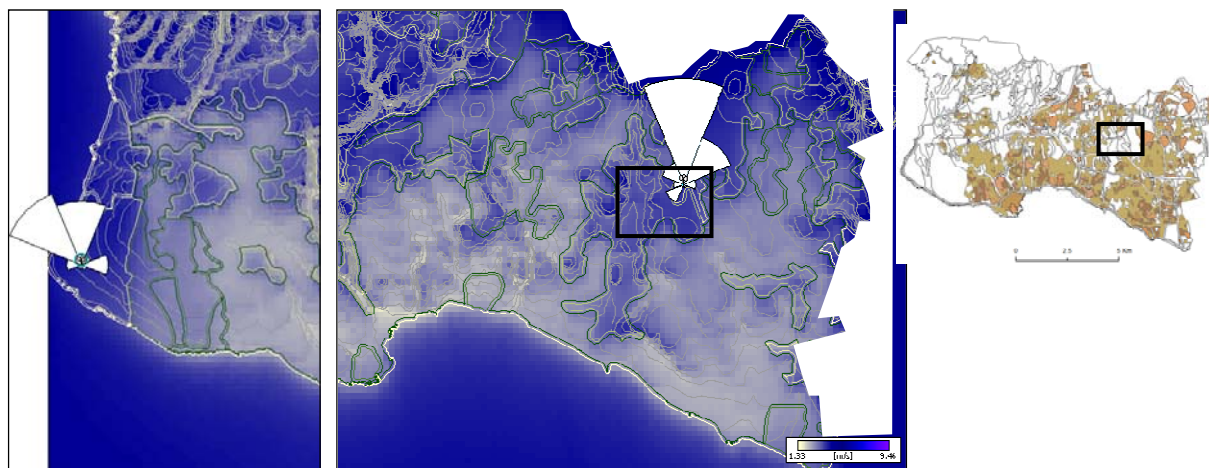


Figura 6. Velocidade média do vento estimada com recurso ao software WAsP. À direita estão representadas as áreas urbanas do Concelho de Cascais. O rectângulo representa uma área periurbana com bom potencial e onde é possível a implantação de mini eólicas (Tires).

Quadro 1. Estimativas das velocidades médias e densidade de potência do vento actuais e futuras (a 10 m do solo, altura típica das mini turbinas) com dois cenários de aumento e diminuição da velocidade média do vento ($\pm 1,8$ m/s).

Cenário de estimacão (10 m) ($\pm 1,8$ m/s)	Parâmetro	Valor estimado	Variação (%)
Actual	Velocidade média (m/s)	3,7	
	Densidade de potência Wm^{-2}	54	
Aumento	Velocidade média (m/s)	5,0	35.1
	Densidade de potência Wm^{-2}	100	85.2
Diminuição	Velocidade média (m/s)	2,7	-27.0
	Densidade de potência Wm^{-2}	38	-29.6

4. Conclusões

Com este trabalho mostrou-se que a avaliação do grau de deformação das árvores e o seu porte pode servir, não só, para elaborar uma estimativa das direcções dominantes e velocidades médias do vento de uma região, mas também permite escolher a estação meteorológica melhor posicionada par utilizar em modelos numéricos. Embora o Eurocode 1 não tenha sido desenvolvido para este tipo de aplicações, pode ser uma ferramenta acessória e eficaz para fazer estimativas dos regimes de vento em locais onde a modelação numérica pode não ser adequada. Futuramente outros modelos não lineares deverão ser testados de modo a melhorar as estimacões do potencial eólico na região, sobretudo nas áreas onde o relevo é mais movimentado (Palma et al , 2008).

A avaliação do potencial eólico no futuro pode constituir um problema crítico na medida em depende da incerteza das alterações e variabilidade climáticas. O modelo de reconstituicão das velocidades de vento a partir de correlacões efectuadas com a NAO permitiu construir dois cenários onde se admite que: i) o regime de vento é marcado por picos de intensidade em cada 30 anos (neste caso um período de tempo razoável para se prever a sustentabilidade de um sistema eólico); ii) a variabilidade é marcada por oscilacões de $\pm 1,8$ m/s nesse período. Utilizando-se estas hipóteses para estimar o potencial eólico, concluiu-se que nas áreas periurbanas de Cascais sem restricões à implementacão de mini turbinas

eólicas e com maior potencial actual estimado (superior a velocidade médias anuais de 5 m/s e densidade de potência de 100 Wm^{-2}), só nos períodos em que ocorram aumento de vento as mini turbinas poderão ser utilizadas para introduzir energia na rede eléctrica. Quando a variabilidade natural dos regimes de vento impuser uma condição de diminuição de velocidade a energia gerada apenas servirá propósitos locais, ou mesmo particulares dos municípios. Uma análise com os valores sazonais poderá determinar com mais rigor a sustentabilidade dos sistemas eólicos.

Em futuros trabalhos será determinada uma banda de localização óptima em torno das áreas urbanas livres de quaisquer constrangimentos ambientais e económicos, onde possa ser aconselhada a implantação de pequenas turbinas eólicas para produção doméstica de electricidade.

Agradecimentos

Este trabalho foi elaborado no âmbito de um protocolo de cooperação entre o Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa (IGOT-UL) e a Câmara Municipal de Cascais a quem agradecemos a cedência da informação de base territorial disponível e em especial à *Cascais Energia*, Agência Municipal de Energia de Cascais pela colaboração no projecto. À Administração do Aeródromo Municipal de Cascais (Tires) agradecemos a cedência dos dados das estações meteorológicas de apoio à sua actividade.

Referências bibliográficas

- Alcoforado, M.J. 1984. Representação cartográfica das árvores deformadas. Ventos dominantes em torno da Serra de Sintra. *Finisterra-Revista Portuguesa de Geografia*, XIX(38): 137-169.
- Alcoforado, M.J., 1992. O Clima da Região de Lisboa. Contrastes e Ritmos térmicos. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, n.º 15, Lisboa.
- Britter, R., J. Hunt e K. J. Richards 1981. Air flow over a two-dimensional hill: studies of velocity speed-up, roughness effects and turbulence. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 107: 91-110.
- CEN, 2005. Eurocode 1: Actions on structures - Part 1-4: General actions - Wind actions (EN 1991-1-4), Brussels.
- CMC, 2010. Plano Estratégico das Alterações Climáticas em Cascais.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*: 269:676-679.
- Jackson, P.; J. Hunt, 1975. Turbulent wind flow over a low hill. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 101: 929-955
- Lopes, A., 2003. Modificações no clima de Lisboa como consequência do crescimento urbano. Vento, ilha de calor de superfície e balanço energético. Tese de Doutoramento em Geografia Física, Universidade de Lisboa.
- Lopes, A., J. Saraiva, M.J. Alcoforado (2010) - Urban boundary layer wind speed reduction in summer due to urban growth and environmental consequences in Lisbon, *Environmental Modelling & Software*, In Press, Corrected Proof Available online 10 July, DOI:10.1016/j.envsoft.2010.05.015.
- Manwell, J.; McGowan, J.; Rogers, A., 2009. *Wind Energy Explained: Theory, Design and Application* (2nd Edition), J. Wiley & Sons, Chichester.
- Montavon, C., 1998. Simulation of atmospheric flows over complex terrain for wind power potential assessment. PhD thesis 1855, EPFL, Lausanne.
- Palma, J.M., Castro, F.A., Ribeiro, L.F., Rodrigues, A.H., Pinto, A.P., 2008. Linear and nonlinear models in wind resource assessment and wind turbine micro-siting in complex terrain, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 96(12): 2308-2326.

- REN. 2009 e 2010. A Energia Eólica em Portugal, Acesso em Setembro de 2010, em <http://www.centrodeinformacao.ren.pt/PT/publicacoes/Paginas/EnergiaEolica.aspx>
- Santos, A., 2007. Implementação de Parques Eólicos em Portugal: Disponibilidades e Condicionantes. Mestrado em Geografia, (Especialização em Clima e Sociedade), FLUL-UL, Lisboa.
- SIAM II, 2006. Alterações Climáticas em Portugal, Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação. Projecto SIAM II. F. D. Santos e P. Miranda (Editores), Gradiva, Lisboa.
- Taylor, P.; J. Walmsley; J. Salmon (1983) - A simple model of neutrally stratified boundary-layer flow over real terrain incorporating wavenumber-dependent scaling. *Boundary-Layer Meteorology*, 26:169-189.
- Troen, I., 1990. A high resolution spectral model for flow in complex terrain. Ninth Symposium on Turbulence and Diffusion. Roskilde.
- Troen, I. & Petersen, E. 1989. European Wind Atlas. Risø National Laboratory, Roskilde.
- Wood N. (1995) - The onset of separation in neutral turbulent flow over hills. *Boundary-Layer Meteorol.* 76:137-164.

Reconhecimento do potencial para produção hidro-eléctrica distribuída: nota metodológica

Tomás de Figueiredo^a; Fernando M. Pereira^b

^aCentro de Investigação de Montanha – CIMO, Instituto Politécnico de Bragança (ESAB/IPB), Apartado 1172, 5301-855 Bragança, Portugal, Email: tomasfig@ipb.pt

^b Mestrando em Energias Renováveis e Eficiência Energética, Instituto Politécnico de Bragança

Resumo

A produção hidro-eléctrica distribuída, em centrais mini ou micro-hídricas, é um modelo interessante, e por vezes imperioso, de produção de energia num contexto em que se impõe a minimização dos impactos, sobre ecossistemas e populações, dos empreendimentos projectados para responder a crescente procura energética. O reconhecimento do potencial para a produção hidro-eléctrica numa região requer informação de natureza topográfica e hidrológica, esta com extensão temporal garantindo fiabilidade nas estimativas de caudais. A espacialização da informação hidrológica, pontual na sua origem, é um requisito e o suporte de um SIG é importante neste contexto. Com este trabalho pretende-se dar um contributo metodológico para o problema da avaliação do potencial para a produção hidro-eléctrica distribuída à escala regional e a nível do estudo de reconhecimento. O problema é colocado em termos da optimização da localização de uma central mini-hídrica numa linha de água, tendo por objectivo a maximização da potência a instalar. Constituem restrições do modelo de optimização elementos da topografia local e os caudais expectáveis face a aos recursos hídricos superficiais e à definição adequada de um caudal residual, ou ecológico. O desvio da solução óptima permite graduar o potencial ao longo da linha de água, eventualmente expresso em termos classificados. Apresenta-se e justifica-se a formulação de base e simula-se uma situação ilustrativa da sua aplicação numa região de montanha em Portugal. Discutem-se os resultados e aborda-se o problema da aplicação da metodologia em condições de escassez de informação.

Abstract

Hydro-electric generation distributed in mini or micro power plants is an interesting and sometimes imperative model for power generation in a context of increasing energy demand and where minimal impacts of this activity on ecosystems and human communities are increasingly expected. Reconnaissance survey of hydro-power generation potential at regional scale requires topographical and hydrological information. In the latter case, the reliability of discharge estimates is very much dependent on records length. As discharge is point data, hydrological information mapping is required and the support of a GIS recommended. This note aims at contributing to methodologies available for the appraisal of the potential for distributed hydro-power generation, at regional scale and at reconnaissance study level. The approach followed states the problem of optimizing the location of a small hydro along a stream, set in terms of maximum power installed. Model constraints refer to local topography, surface water resources and stream ecology, determining available discharge and power. Deviations from optimal location allow classifying the potential for power generation along the stream. Basic rationale of this methodological approach is presented and discussed, and it is applied to a mountain area in Northern Portugal as a simulation exercise. Data scarcity implications are discussed and recommended procedures provided for improving model outcomes.

1. Introdução

A produção hidro-eléctrica distribuída, em centrais mini ou micro-hídricas, é um modelo interessante, e por vezes imperioso, de produção sustentável de energia num contexto em que se impõe a minimização dos impactos, sobre ecossistemas e populações, dos empreendimentos projectados para responder a crescente procura energética (Castro, 2008; Penche, 1998). Os pequenos aproveitamentos hidro-eléctricos têm em simultâneo tradição e potencial, em especial em zonas de montanha (Ramos & Almeida, 2000; Euromontana, 2009).

O reconhecimento do potencial para a produção hidro-eléctrica numa região, do ponto de vista conceptual, deveria anteceder a fase de estudo prévio de aproveitamentos específicos, o que nem sempre é cumprido na prática. O reconhecimento requer informação de natureza topográfica e hidrológica, esta com uma base temporal determinante da fiabilidade das estimativas de caudais (Mays, 2001). A espacialização da informação hidrológica, pontual na sua origem, é um requisito e o suporte de um SIG é pois importante neste contexto (e.g., Sarkar & Gundekar, 2007; Navigant Consulting, 2006).

Com este trabalho pretende-se dar um contributo metodológico para o problema da avaliação do potencial para a produção hidro-eléctrica distribuída à escala regional e a nível do estudo de reconhecimento.

2. Formulação do problema

2.1 Formulário de base

O problema em questão é o da avaliação da distribuição espacial do potencial para a produção hidro-eléctrica a partir de centrais de pequena e muito pequena potência, em estudo de reconhecimento dos recursos disponíveis a uma escala regional (Figura 1).

Para efeitos da sua formulação, o problema é abordado em duas fases.

Fase 1 – Solução óptima

Nesta fase, o problema colocado é o da optimização da localização de uma central mini-hídrica numa linha de água, tendo por objectivo a maximização da potência a instalar, estimada por (Castro, 2008):

$$P = P(X) = \gamma \, nc(X) \, Hb(X) \, Q(X) = k \, Hb(X) \, Q(X) \quad (1)$$

com P, potência, kW; X, variável de posição no espaço, no caso reduzida a uma dimensão pois que se trata da localização na linha de água, m; k, factor que incorpora conversão de unidades, peso volúmico da água ($\square$, kN m⁻³), e rendimento global do empreendimento (nc); Hb, altura de queda bruta, m; Q, caudal da linha de água, m³ s⁻¹.

No rendimento global, por óbvia simplificação, incluem-se: (i) rendimentos mecânicos e eléctricos (turbina, gerador); (ii) o complementar relativo de perdas associadas à operação, seja por razões hidrológicas seja por razões de gestão e manutenção do empreendimento; (iii) o complementar relativo das perdas de carga no circuito hidráulico. Com poucas excepções e em diferentes níveis, X afecta os aspectos incluídos em nc.

A altura de queda bruta, diferença entre as cotas (H) da tomada de água (ta) e da restituição ou da central, consoante o tipo de turbina (rt), é função da localização (X), no perfil longitudinal do rio, desses elementos do empreendimento:

$$Hb(X) = H_{ta} - H_{rt} = H(X_{ta}) - H(X_{rt}) \quad (2)$$

O perfil longitudinal é eventualmente representável por uma função H(X), positiva, monótona e crescente; por conseguinte, X é igual à distância (L) medida ao longo da linha de água para montante, a partir da secção de referência (X0) (variáveis em m nas equações 2 e 3):

$$L = X - X_0 \quad (3a)$$

$$0 \leq L \leq L_{max} \quad (3b)$$

L_{max} , comprimento máximo da linha de água, assume-se dado e definido pela posição do ponto em que o caudal disponível é nulo, a significar que, nesse ponto, o caudal iguala o maior de entre os caudais mínimo turbinável e residual.

Definem-se ainda, neste passo, outras variáveis auxiliares como o comprimento do troço perturbado (L_{tp}), o comprimento do troço pristino a montante da tomada de água (L_{pm}) e o declive médio no troço perturbado (Stp):

$$L_{tp} = X_{ta} - X_{rt} \quad (4a)$$

$$L_{pm} = L_{max} - X_{ta} \quad (4b)$$

$$Stp = \frac{H_b}{L_{tp}} \quad (4c)$$

O caudal é o afluyente na secção da tomada de água, $Q(X_{ta})$, tendo, portanto, origem na área da bacia drenando para o troço pristino a montante dessa secção (A_{pm} , Figura 1).

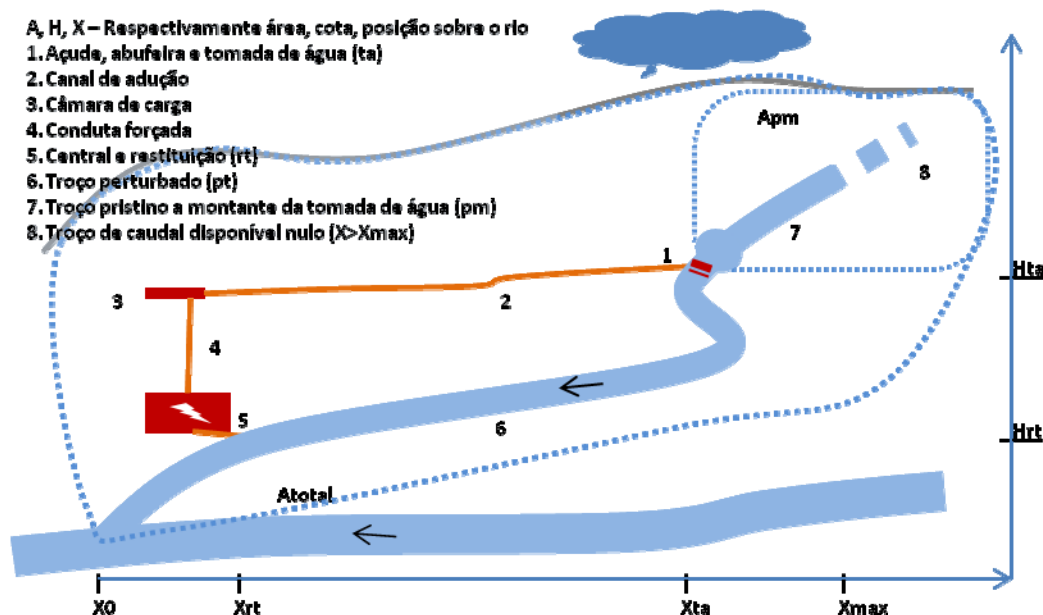


Figura 1. Representação esquemática dos componentes de uma central mini-hídrica e das variáveis e elementos relevantes para a formulação do problema

Retomando a equação 1, faz-se notar que, para uma localização da central dada por X_{rt} , a potência resulta do produto de $H_b(X_{ta})$ e $Q(X_{ta})$, ambas funções positivas e monótonas, a primeira crescente e a segunda decrescente. Esse produto é uma função não monótona, com um máximo na localização óptima (Figura 2). Sendo a expressão analítica das funções conhecida, a localização óptima obtém-se por:

$$\frac{\partial Q(X_{ta})}{\partial X_{ta}} = 0, \forall X_0 \leq X_{rt} \leq X_{ta} \quad (5)$$

Todavia, mais comumente as funções assumem ou convertem-se para forma discreta e a localização óptima obtém-se por via numérica.

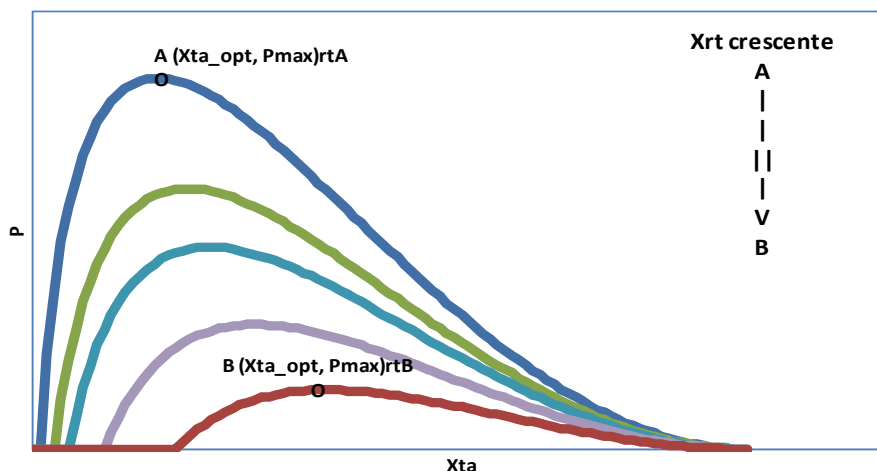


Figura 2. Exemplo da variação da potência a instalar (P) com a posição da tomada de água (X_{ta}) para diferentes localizações da central / restituição (X_{rt})

Fase 2 – Distribuição espacial da potência

Recorda-se que se procura não apenas a localização óptima mas também a distribuição espacial de P , uma vez que soluções não óptimas podem ser as adoptadas face a outras restrições que não as topográficas e hidrológicas (e.g., ligação à rede eléctrica para sistemas não isolados). Assim, importa conhecer P em qualquer ponto da rede hidrográfica. Na prática, isto pode significar aplicar a equação 1 para $X_0 \leq X_{rt} < X_{max}$ e $X_{rt} < X_{ta}$. No entanto, outras vias podem ser adoptadas, sobretudo se se impuserem limites na extensão do circuito hidráulico (representável pelo comprimento do troço perturbado, L_{tpmax}), situação em que P é calculada para $X_0 \leq X_{rt} \leq X_{max}$ e $X_{rt} < X_{ta} < X_{rt} + L_{tpmax}$.

2.2 Pressupostos, restrições e requisitos

A unidade espacial de abordagem é necessariamente a bacia hidrográfica, pois que se trata de avaliar recursos ao longo da correspondente rede hidrográfica. Por outro lado, é pressuposto da avaliação o desvio integral do caudal disponível para a produção eléctrica, não se acolhendo a hipótese de utilização parcial. Finalmente, é assumido também que a maximização da potência a instalar a essa escala traduz fielmente o objectivo da avaliação. É pois fundamental definir previamente a ordem hierárquica da bacia que se constitui como unidade de avaliação, pois disso depende o máximo estimável do potencial de recursos energéticos. Com efeito, não se podem esperar potenciais elevados quando a bacia é pequena e o nível hierárquico baixo e, em contrapartida, não interessará a abordagem à grande bacia de nível hierárquico elevado se o enfoque é em centrais de baixa potência. Incluem-se como restrições básicas da formulação as de sinal das variáveis e funções. Para além disso, pode introduzir-se uma restrição de natureza hidráulica, concretamente um limite mínimo para o declive global entre tomada de água e restituição ($Stp_{min} > 0$). De facto, Stp_{min} é tomado como o declive máximo da linha da energia no circuito hidráulico, correspondendo portanto à perda de carga unitária global máxima neste circuito (Ramos & Almeida, 1999).

A restrição relativa ao comprimento máximo do circuito hidráulico, acima indicada como L_{tpmax} , é introduzida na aplicação do formulário sempre que seja opção para a avaliação da distribuição espacial da potência estimada.

Uma das restrições hidrológicas fundamentais diz respeito ao caudal residual. É parcialmente acomodada na formulação através de L_{max} ; todavia, não é subtraído a Q dentro do intervalo de localização possível da central e tomada de água. Uma vez que o seu valor é proporcionalmente baixo, rondando 3 a 5% de Q (Castro, 2008), pode assumir-se que a correcção a introduzir para obter o caudal disponível (correspondentemente um factor de 0,97 a 0,95) fica acomodada em k (equação 1).

São requisitos para aplicação do formulário descrito, o conhecimento das características topográficas e hidrológicas da região objecto de reconhecimento. As funções $nc(X)$, $H_b(X)$ e $Q(X)$, ou mais simplesmente a variação com X dos factores da potência, devem ser conhecidos com o detalhe compatível com a fase de reconhecimento. No entanto, é em regra forçoso recorrer a estimativas e aproximações, seja do ponto de vista de procedimento seja quanto aos valores a assumir como dados do problema.

Em concreto e, repita-se, em fase de reconhecimento, pode adoptar-se o modelo simplificado de estimativa da potência, em que o rendimento se considera constante (Castro, 2008). Deste modo, assume-se para k (equação 1), como dado do problema, o valor de 7, a significar um rendimento global de 71% (ou de 75% se a questão do caudal residual, aflorada acima, for aqui acomodada).

Na mesma linha, o perfil longitudinal do curso de água é um requisito de aplicação da metodologia que se aproxima, em regra, com ferramentas de SIG. O requisito mais exigente refere-se aos valores de caudal médio diário, sendo que as ferramentas de SIG jogam ainda aqui um papel importante no tratamento espacial deste factor. Na verdade, pode adoptar-se a aproximação baseada no conceito de caudal específico (q , $m^3 s^{-1} km^{-2}$; A , área da bacia hidrográfica, km^2) (Lencastre & Franco, 1984):

$$Q(X) = q(X) A(X) = q Apm(X) \quad (6)$$

Trata-se de considerar q constante em toda a extensão da bacia, assumindo como dado do problema um valor baseado em estudos hidrológicos antecedentes na região que demonstrem a fiabilidade desta aproximação. Ferramentas de SIG facilitam a estimativa de Apm , a área drenando para o troço pristino a montante da tomada de água (Figura 1), sem prejuízo de outras e mais simples aproximações, caso não se disponha de modelo digital de terreno.

3. Exemplo de aplicação: dados, resultados e discussão

Com vista a ilustrar procedimentos e resultados da aplicação da metodologia descrita, apresenta-se em seguida um exemplo, cujos dados de base (Quadro 1) correspondem a uma bacia e curso de água fictícios, mas cujos elementos caracterizadores fundamentais, topográficos e hidrológicos, se aproximam dos da bacia do Rio Sabor, em Gimonde, Bragança (Gonçalves, 1985; (Figueiredo & Ribeiro, 2010).

Quadro 1. Dados de base do exemplo de aplicação

Símbolo, designação e descrição	Valor/expressão e unidades
k – factor da equação da potência (eq.1)	7
L_{max} – comprimento máximo da linha de água (eq. 3)	40km
A_{total} – área total da bacia (Figura 1)	400km ²
K_f – factor de forma da bacia (Lencastre & Franco, 1984)	$K_f = A/L^2$ $K_f = 0,25$
$H(X)$ – perfil longitudinal da linha de água	$H = X^{1,85}$ (H e X , m)
q – caudal médio específico	15 L s ⁻¹ km ⁻²

Adoptou-se, portanto, neste exemplo a aproximação à estimativa do caudal apontada na equação 6. Para este efeito, tomou-se o factor de forma (K_f), calculado para o global da bacia, como constante em toda a sua extensão. Outras aproximações são evidentemente

possíveis, designadamente a utilização da curva hipsométrica da bacia, quando exista. Neste caso, porém, a área drenando para um ponto na linha de água é função da altitude e não da posição do ponto. Embora discreta, a curva pode ser ajustada a funções contínuas (Strahler, 1964). A resolução altimétrica dos modelos digitais de terreno pode ser um constrangimento quando esta aproximação se aplica em plataforma SIG.

A função adoptada para representar o perfil longitudinal do rio tem um expoente que permite obter um desnível entre cotas extremas semelhante ao da bacia do Sabor em Gimonde. Não procura, todavia, representar o perfil deste rio em toda a sua extensão nesta bacia.

Os resultados da aplicação da metodologia nestas condições mostram-se nas Figuras 3 a 5. O valor máximo da potência máxima estimada foi de perto de 2,7MW, correspondendo à instalação da central / restituição na secção de referência, deste modo aproveitando todo o potencial hidrológico e topográfico da bacia (Figura 3). A diminuição desse potencial para montante traduz-se numa redução da potência para 30% do valor máximo mencionado quando a restituição se localiza na secção média do perfil longitudinal da linha de água e torna-se insignificante no quinto mais elevado desse perfil.

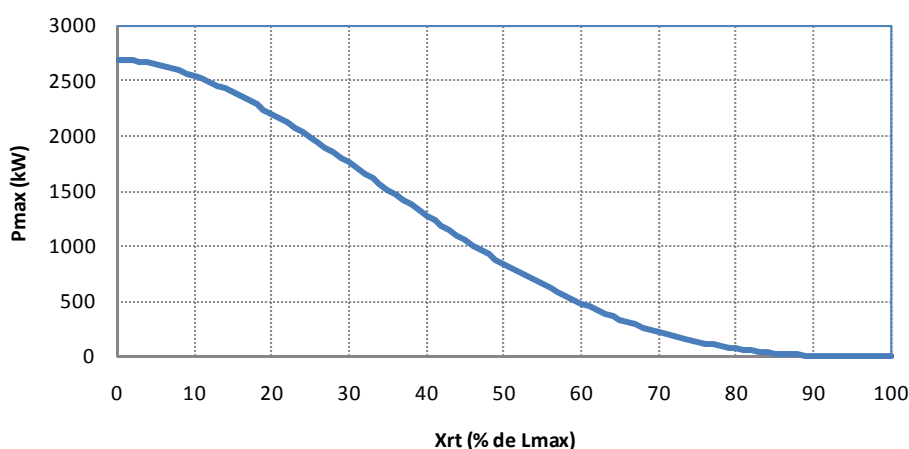


Figura 3. Variação da Potência máxima disponível, P_{max} , com a localização da restituição para montante da secção de referência, X_{rt} (% comprimento máximo do rio, L_{max})

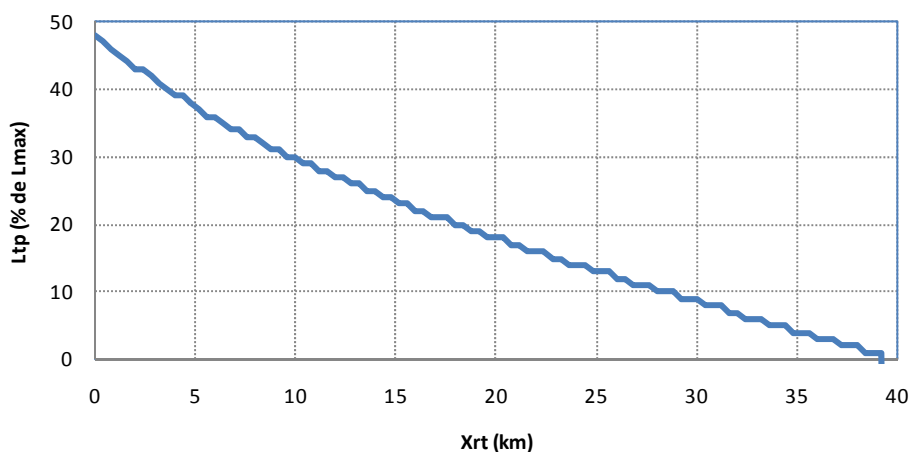


Figura 4. Variação do comprimento do troço perturbado, L_{tp} (% comprimento máximo rio, L_{max}), com a localização da restituição para montante da secção de referência, X_{rt}

Como seria de esperar, o comprimento do troço perturbado decresce monotonamente com a deslocação da restituição para montante (Figura 4). Os valores obtidos nesta simulação são claramente elevados em relação ao que é comum encontrar-se em centrais em operação (e.g., Ramos & Almeida, 2000). Nas condições deste exemplo, o declive médio do troço

perturbado (Stp), calculado para a localização óptima de tomada de água em cada posição da restituição, é superior a 1,2%. Ainda assim, surge clara dos resultados a necessidade de introduzir nos procedimentos uma restrição relativa ao comprimento máximo aceitável para o troço perturbado, face aos elevados valores de perda de carga no circuito hidráulico expectáveis nessas condições. A isto acresce a complexidade construtiva que acarretam tão longos comprimentos como os deste exemplo para o circuito hidráulico (Penche, 1998).

A Figura 5 mostra estimativas da potência também para soluções de localização não óptimas, seja da tomada de água seja da restituição. O intervalo de soluções de localização para obter determinada classe de potência é bem mais estreito no caso da tomada de água do que no da restituição. De resto, por razões de perda de carga no circuito hidráulico mas também de custo do investimento, localizações da tomada de água a montante da posição óptima devem ser evitadas.

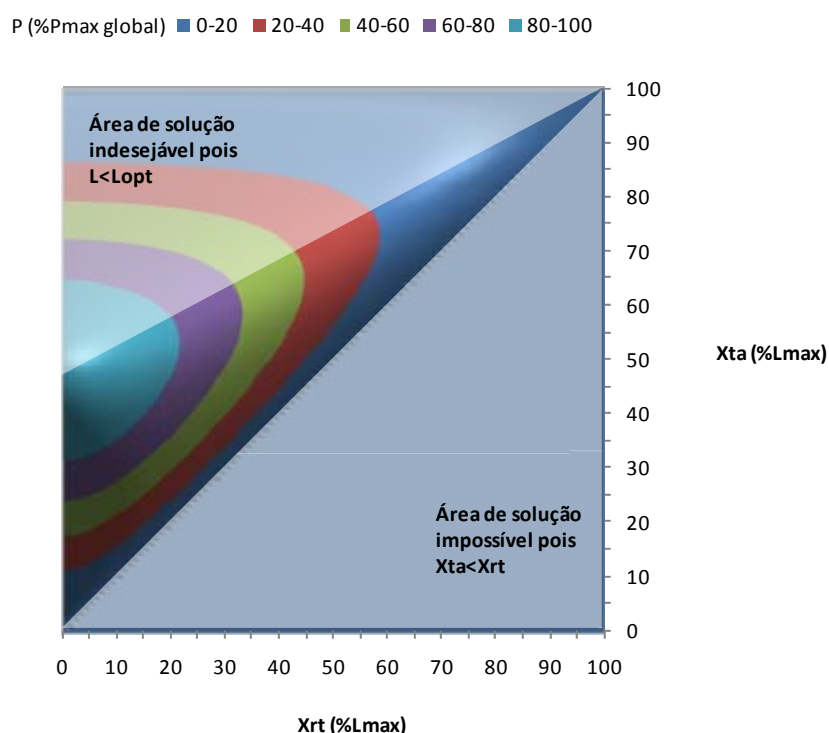


Figura 5. Distribuição espacial da potência estimada (P , expressa em termos classificados) de acordo com a localização da tomada de água (X_{ta}) e da restituição (X_{rt}).

4. Comentários finais

O exercício apresentado tem em vista ilustrar a conceptualização de uma metodologia para o reconhecimento do potencial para a produção hidro-electrica distribuída à escala regional. Nessa medida, vale a pena sublinhar que tanto pode ser aplicado utilizando aproximações muito simplistas à representação dos factores da potência estimada (recursos hídricos, condições topográficas, rendimento), quando escasseia a informação, como incluir informação detalhada e espacialmente distribuída.

Embora não essencial, o recurso a um SIG é um passo óbvio para a sua aplicação. As ferramentas que nesse quadro se podem utilizar ou conceber, carecem ainda da devida exploração, de resto, objecto de trabalhos em curso (Pereira, 2010). A Figura 6 ilustra com um exemplo de Trás-os-Montes (Rio Angueira, Bacia Hidrográfica do Douro), os resultados da exploração de ferramentas disponíveis directamente numa aplicação de SIG. No caso, foi fixado em 1 km o comprimento do circuito hidráulico.

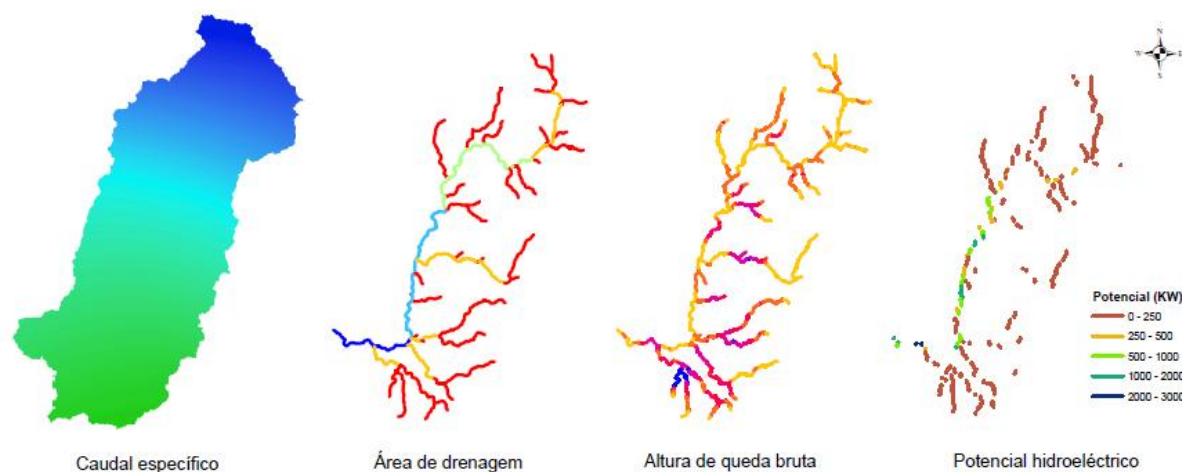


Figura 6. Exemplo de aplicação à Bacia do Rio Angueira (Douro) com base num SIG (as imagens têm carácter ilustrativo e a legenda diz respeito ao potencial hidro-eléctrico).

Referências bibliográficas

- Castro, R.M., 2008. Introdução à Energia Mini-Hídrica (Texto de Apoio) (3.1 ed.). Instituto Superior Técnico, Lisboa.
- Euromontana, 2009. Energy in mountain regions: Strategy. Euromontana, Paris.
- Figueiredo, T. de; Ribeiro, I., 2010. Escoamentos fluviais na montanha portuguesa: análise, síntese e tendências. II Workshop sobre Clima e Recursos Naturais nos Países de Língua Portuguesa, WSCRA2010. Instituto Politécnico de Bragança: 8pp.
- Gonçalves, D.A., 1985. Contribuição para o estudo da bacia superior do rio Sabor (Influência da circulação geral e regional na estrutura da baixa atmosfera). Instituto Universitário de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real.
- Lencastre, A.; Franco, F., 1984. Lições de Hidrologia. Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, Monte da Caparica.
- Mays, L.W., 2001. Water Resources Engineering. Wiley, New York.
- Navigant Consulting, 2006. Statewide Small Hydropower Resource Assessment. PIER Final Project Report. California Energy Commission, Public Interest Energy Research (PIER) Program, USA.
- Penche, C., 1998. LAYMAN'S HANDBOOK on how to develop a small hydro site (2ª ed.). Comissão Europeia, Bruxelas.
- Pereira, F.M., 2010. Potencial Hidroeléctrico na Bacia Hidrográfica do Rio Douro: exercício de avaliação. Dissertação (em preparação). Mestrado em Energias Renováveis e Eficiência Energética, Instituto Politécnico de Bragança.
- Ramos, H.; Almeida, A.B., 1999. Small Hydropower Schemes as an Important Renewable Energy Source. Hidroenergia 99, Vienna: 7pp.
- Ramos, H.; Almeida, A.B., 2000. Small Hydro as one of the oldest Renewable Energy Sources. Water Power and Dam Construction, Small Hydro, Lisbon: 9pp.
- Sá Marques, J.A.; de Lima, J.P. (Eds.), 1995. Hydroelectric Power Plants (Lecture notes of the international course). Faculdade de Ciência e Tecnologia, Universidade de Coimbra.
- Sarkar, S.; Gundekar, H.G., 2007. Geomorphological Parameters: Are they Indicators for Installation of a Hydropower Site? International Conference on Small Hydropower, Sri Lanka: 7pp.
- Strahler, A.N., 1964. Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Networks. In: V.T. Chow (Ed.), Handbook of Hydrogeology. MacGraw-Hill, Boca Raton. pp. 4-39 - 4-79.

Poluição Atmosférica, Desenvolvimento e Saúde

Brisas marítimas estivais e sua influência nos padrões térmicos e no conforto humano no Funchal (Madeira)

António Lopes ^a; Sérgio Lopes ^b

^aCentro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa, Al. Universidade, 1600-214, Portugal, email: antonio.lopes@campus.ul.pt

^b Estudante de Doutoramento de Geografia Física do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território (IGOT – UL).

Resumo

Neste trabalho são apresentados os vários regimes de brisas de mar na região do Funchal e a sua influência nos padrões térmicos e no conforto humano da cidade. Foram identificadas vários tipos de brisas com características distintas, com cerca de 11 horas de duração e velocidades médias de 2,9 m/s. As direcções são predominantemente de Sudoeste, Sul e Sudeste. Confirmou-se a importância das brisas na diminuição das temperaturas do ar no Funchal e a importância da interacção com as brisas de montanha e a sua importância no melhoramento do conforto térmico humano durante episódios de calor. Os espaços urbanos junto ao litoral poderão ser melhor planeados se não houverem barreiras à penetração das brisas para o interior.

Abstract

The influence of sea breeze on the thermal patterns and human comfort in Funchal (Madeira Island) is presented in this study. Several types of sea breezes were identified. Their main characteristics are: about 11 hours of average time of duration; an average wind speed of 2,9 m/s; and main directions from southwest, south and southeast. It was concluded that most of the sites in the city are slightly comfortable during breeze days. When hot days occur only shore line and the higher and green places can be comfortable. Urban planners should not promote dense construction near the shoreline that prevents the renovation of the air inside the city.

1. Introdução

As brisas de mar e de terra são sistemas de circulação do ar de escala regional, de carácter periódico, induzido por contrastes térmicos horizontais, que ocorrem entre a atmosfera marítima e a terrestre adjacente. De dia, o desigual aquecimento do ar de superfície provoca a diminuição da pressão na atmosfera terrestre para níveis inferiores aos da atmosfera marítima, o que faz activar a circulação da brisa do mar. De noite, a diferença de pressão desaparece e eventualmente inverte-se, desencadeando a circulação de brisa de terra (Geiger, 1980; Oke, 1987; Simpson, 1994; Borne *et al.* 1998). Vários estudos têm-se debruçado sobre este tema em território Português (Alcoforado, 1987; Prior, 2006; Vasconcelos 2006; Lopes 2008), dedicando-se alguns deles à modelação física destes sistemas de ventos (Vasconcelos *et al.*, 2004, Prior, 2006), outros apresentando as interacções com o edificado urbano (Vasconcelos e Lopes, 2006).

Na região do Funchal têm sido notadas algumas características nos regimes de ventos compatíveis com os sistemas de brisas. Estes sistemas são muito complexos na medida em que podem sofrer modificações induzidas pelo relevo da região do Funchal. A interacção dos vários sistemas de ventos (regionais e locais) com o relevo, a ocupação do solo e a malha urbana é um tema complexo, mas o seu conhecimento pode ser fundamental para o planeamento urbano, sobretudo na tentativa de melhoria e controlo do stress térmico em

determinadas condições meteorológicas (Lopes et al, 2010) e na dispersão de poluentes atmosféricos.

Neste trabalho apresentam-se as principais características das brisas de mar na região do Funchal, bem como a sua influência nos padrões térmicos na cidade e no conforto térmico humano durante episódios de calor intenso, como o que ocorreu de 6 a 9 de Setembro de 2006

1.1 Características climáticas gerais da Madeira e o vento na região do Funchal

Três bacias hidrográficas de forma estreita e alongada formam o sistema orográfico complexo da região do Funchal, marcado por declives acentuados e vales bastante encaixados, testemunhos de um relevo jovem com predomínio da erosão vertical. Os principais cursos de água são a ribeira de João Gomes a leste, a ribeira de Santa Luzia na parte central e a ribeira de São João a oeste (Figura 1). Pelas suas características o relevo influencia determinantemente a direcção dos fluxos de ar sendo portanto um elemento fundamental deste sistema (Lopes, 2008).

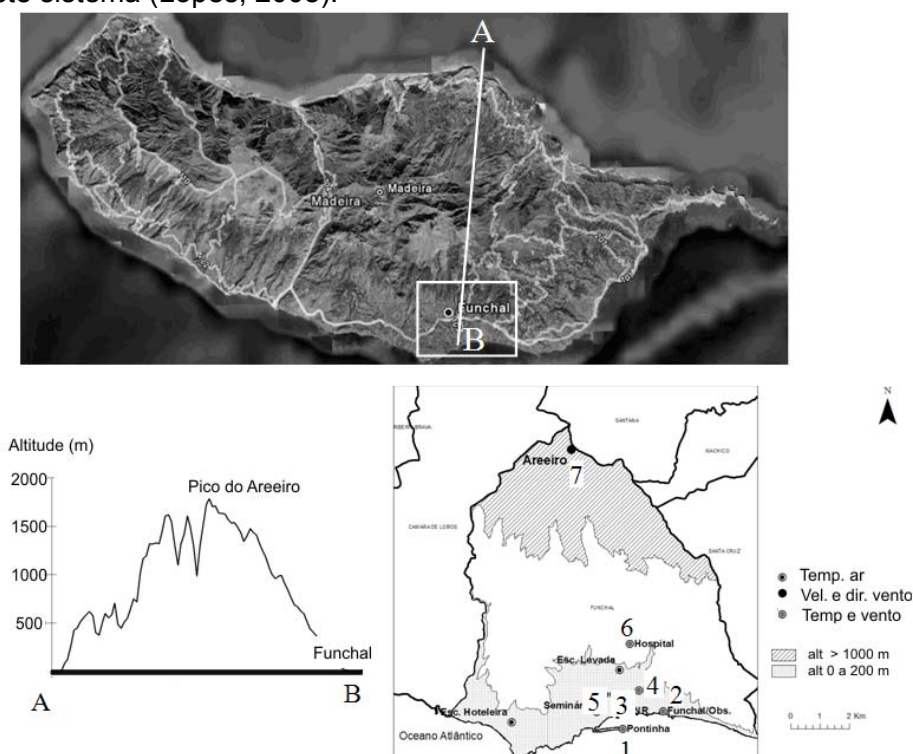


Figura 1. A Ilha da Madeira e a região do Funchal. Estações Meteorológicas e Postos de Observação (PO): 1-Pontinha; 2-Funchal/Obs.; 3-GNR; 4-Bombeiros; 5-Museu; 6- Hospital; 7- Areeiro. Fontes: Image©2010 SRES DRIGOT; ©2010 Tele Atlas; Data SIO, NOAA, U.S. Navy NGA, GEBCO; ©2010Google; Lopes (2008).

No Verão, devido à posição média do anticiclone dos Açores no atlântico, a Madeira encontra-se geralmente na sua margem oriental, o que origina a prevalência do vento de gradiente regular e frequente de nordeste sobre a ilha (Ferreira, 1984). A cidade do Funchal, localizada na vertente sul, permanece resguardada dos ventos dominantes devido ao sistema montanhoso, encimado pelos picos do Areeiro e Ruivo (1816 e 1862 m respectivamente). No Funchal, como em toda a orla costeira do sul da ilha, o clima é subtropical de cariz mediterrâneo. Na estação quente quase não ocorre pluviosidade e as temperaturas médias mensais variam entre 18°C e os 23°C. Com quantitativos anuais médios na ordem dos 500 a 600 mm, a pluviosidade está concentrada no Outono e no

Inverno, quando a temperatura média mensal varia entre 16°C e 21°C. O clima do sector inferior da vertente sul é marcado ainda por uma amplitude térmica anual fraca (6,4°C) e elevada frequência de dias de céu nublado (76% de dias de Verão, segundo Lopes, 2007).

A madeira apresenta regimes eólicos diferenciados entre os locais mais elevados da ilha e o litoral do Funchal. Medições de vento efectuadas entre Janeiro de 2001 e Dezembro de 2002 (Miranda et al 2003), apontam para a ausência de um ciclo diário indicativo de forçamento térmico no planalto do Paul da Serra no sistema montanhoso ocidental da ilha. No pico do Areeiro (1816 m), como já foi referido, ocorrem com elevada frequência os ventos de NE a uma velocidade média de 6,3 m/s (no período diurno, das 9:00 h às 21:00 h) e 7,5 m/s no período nocturno entre as 23:00 h e as 8:00 h (Lopes, 2006).

Na região do Funchal o vento adquire características particulares, dependentes da posição dos locais em relação ao abrigo da montanha e do relevo local (Lopes, 2008). Até sensivelmente aos 400 metros de altitude observa-se um comportamento semelhante nos regimes de vento locais (Figura 2): ocorrência de pelo menos dois rumos dominantes, alternando-se o Sul e o Sudoeste durante o dia e o Norte durante a noite. Este ritmo indica claramente a alternância das brisas de mar e de terra. No topo da montanha (Areeiro) o rumo de Nordeste é o dominante.

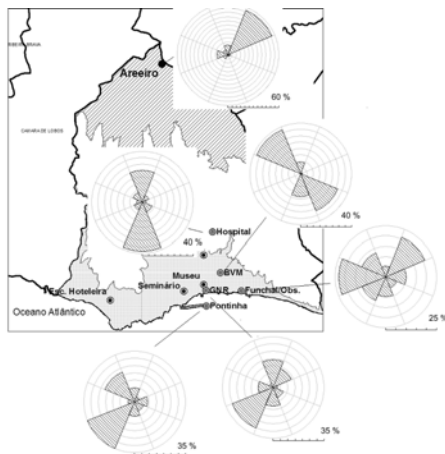


Figura 2. Regime de ventos nos vários pontos de observação. Fonte: Lopes (2008)

1.2 Os sistemas de brisas

A complexidade do relevo na região do Funchal implica que as brisas de mar interajam com outros sistemas de vento locais e regionais, nomeadamente os que são termicamente induzidos e que se constituem em fluxos de ar que ocorrem na montanha e escoam nos vales (Geiger, 1980; Simpson, 1994).

Regra geral, a brisa do mar atinge a intensidade na fase de maior aquecimento diurno. Nas regiões costeiras de clima tropical quente, a velocidade do vento pode atingir 6 a 7 m/s. Nas latitudes temperadas a brisa sopra em média com menor intensidade (3 a 4 m/s). Em dias de estabilidade atmosférica e céu pouco nublado, ou limpo, a sua activação pode ser notada nas duas horas após o nascer do sol (Simpson, 1994). No entanto o movimento de uma massa de ar junto à superfície com direcção do mar para a terra nem sempre corresponde a uma dinâmica induzida apenas por diferenças térmicas, pelo que o seu estudo é sempre muito difícil. Nalgumas situações atmosféricas a brisa do mar pode ser reforçada por vento fraco ou moderado com origem em sistemas de circulação regional, o que origina um fluxo de ar marítimo de maior intensidade.

Para que a circulação atmosférica seja classificada como brisa de mar deverá, em primeiro lugar, ser desencadeada por diferenças térmicas entre a atmosfera continental e o ar marítimo, seguindo-se outros critérios baseados nas velocidades e direcções do vento, nos padrões de rotação ao longo do dia e nas modificações dos ritmos térmicos e higrométricos (Alcoforado, 1987). Baseados num conjunto de critérios de identificação de dias com

circulação de brisa do mar, Borne et al. (1998) apresentam, para o litoral oeste da Suécia, um método que se baseia, em primeiro lugar, na rejeição dos dias com vento de gradiente forte e variável, na diferença de temperatura do ar entre as atmosferas terrestre e marítima superior a 3°C, na rotação rápida (num intervalo de 1 hora) da direcção do vento superior a 30° e na manutenção do fluxo de ar proveniente do mar na mesma direcção durante pelo menos 5 horas a seguir ao seu início. Furberg et al. (2002) utiliza critérios baseados na observação de uma inversão diurna da direcção do vento à superfície e no gradiente térmico entre o mar e a terra suficiente para forçar a circulação. O algoritmo proposto pelo autor verifica a existência de calma atmosférica nas 6 horas que precedem o nascer do sol e nas 2 horas depois dele ocorrer e se a circulação de ar do mar para a terra ocorre no período compreendido entre 2 horas após o nascer do sol e 2 horas após o pôr-do-sol. Para além disso a diferença entre as temperaturas médias diárias na atmosfera terrestre e marítima deve ser positiva, devendo ocorrer nova calma atmosférica durante 2 a 8 horas após o pôr-do-sol. Este método é portanto baseado não só em diferenças térmicas e direcções diferenciadas dos fluxos mar/terra, mas impõe condições horárias, o torna mais difícil a identificação das brisas sobretudo quando estas interagem com outros sistemas de ventos. Vasconcelos (2006), baseado nos trabalhos de Alcoforado (1987) definiu o padrão de rotação do vento como principal critério para a identificação das brisas do estuário do Tejo e do oceano a oeste de Lisboa, considerando a existência de brisas quando o vento sopra de Norte durante a manhã, rodando para Este ou Sul a meio do dia e para Norte ou Oeste ao final da tarde. Este padrão de fluxos de direcções compreendidas entre 45° e 225°, correspondem, grosso modo, a linhas perpendiculares à faixa costeira entre a Expo e a Baixa lisboeta, mais ou menos 45°. Os critérios adoptados na presente investigação, expostos na secção seguinte, são baseados nalguns destes trabalhos com as necessárias adaptações à região do Funchal.

2. Material e métodos

2.1 Rede de observação meteorológica e dados utilizados

Neste trabalho foram utilizados dados das observações meteorológicas registadas por uma rede de estações de observação do vento e da temperatura do ar (t_{ar}) instalados na cidade e na sua periferia (Figura. 1). As estações meteorológicas do Funchal/Obs. e Areeiro são da responsabilidade do Instituto de Meteorologia (IM), sendo os restantes locais de medição (que passaremos a chamar Postos de Observação - PO) operadas pelo Laboratório Regional de Engenharia Civil (LREC). Utilizaram-se valores médios de 10 minutos da velocidade média e direcção do vento, temperatura do ar e humidade. Os PO do LREC são referidos neste trabalho pelo nome do local onde foram instalados (Lopes, 2006).

O PO Pontinha foi utilizado como local de referência para identificação dos fluxos de ar no Funchal e a comparação com as temperaturas no interior da cidade foram feitas com os dados do PO Museu. As principais características dos PO são apresentadas no Quadro 1.

Quadro 1: Características dos locais onde estão as estações meteorológicas e postos de observação

Posto de Observação/ Estação Meteorológica	Operador	Altitude (m)	Características urbanas e topográficas
Pontinha	LREC	5	Porto do Funchal
GNR	LREC	10	Urbano (litoral)
Bombeiros	LREC	50	Urbano (fundo de vale)
Hospital	LREC	380	Suburbano (vertente no norte da cidade)
Museu	LREC	20	Urbano (elevada densidade)
Funchal/Obs.	IM	58	Suburbano (média densidade).
Areeiro	IM	1610	Topo da montanha

Para a identificação das brisas foram ainda utilizados os dados das reanálises (NCEP), que serviram para observar as direcções sinópticas dominantes sobre a ilha e comparar com as direcções dos ventos observadas na região do Funchal. A observação destas diferenças serviu como critério para identificar as brisas no Funchal (ver secção 2.2).

Para o estudo do regime diurno do vento e caracterização das brisas utilizaram-se os dados referentes ao período de Maio a Setembro de 2006. Para o estudo de caso da onda de calor foram utilizados dois grupos de dias de Junho a Setembro de 2006: o primeiro grupo corresponde a dias em que ocorreu brisa do mar (10 dias de Junho a Agosto) e o segundo a um grupo de dias em que as temperaturas foram mais elevadas e que se considerou como o período quente (3 a 6 de Setembro). Para ambos os grupos de dias utilizara-se as velocidades e direcções do vento, a temperatura do ar, a humidade relativa e a radiação global às 12:00 h e às 18:00 h. Utilizou-se o software Rayman para calcular a Physiologic Equivalent Temperature (PET) (Matzarakis et al., 2007). A PET, ou temperatura fisiológica, corresponde à temperatura do ar de um compartimento com um “ambiente padrão” (temperatura do ar igual à temperatura radiativa média, tensão de vapor igual a 12 hPa e velocidade do vento igual 0,1 m/s), que requeira a mesma resposta termofisiológica que o ambiente real (Andrade, 1998).

2.2 Critérios para a identificação de brisas do mar

No presente trabalho foram considerados três critérios na classificação de dias com circulação de brisa do mar: *i*) mudança de direcção do vento, gradual ou rápida, a seguir ao nascer do sol; *ii*) desenvolvimento de contrastes térmicos entre a atmosfera marítima e a terrestre respeitando a condição: $\Delta T_{\text{terra}} - T_{\text{mar}} > 1^{\circ}\text{C}$. Considerara-se dois locais nesta condição: o PO Pontinha (localizado junto ao mar na Marina do Funchal) como local representativo das condições marítimas e o PO Museu como local representativo das condições em terra; *iii*) ausência do vento de gradiente no Funchal. Considerou-se existir brisa no Funchal sempre que a direcção do vento no PO Pontinha era oposto ao fluxo geral de nordeste na estação meteorológica do Areeiro (no topo da montanha). Esta informação foi sempre complementada pela observação das reanálises NCEP. Os rumos marítimos dominantes, a variação da velocidade e os momentos de mudança de direcção em cada dia definem os subtipos de circulação marítima apresentados mais adiante.

3. Resultados

3.1 As brisas do mar

A brisa do mar ocorreu em 84% dos dias analisados. Apenas em 25 dias (pouco mais de 15%), a circulação atmosférica foi dominada por vento de gradiente ao longo de grande parte do período diurno, mantendo-se ou não no período nocturno. De acordo com os critérios referidos na secção 2.2 foi possível identificar vários subtipos de circulação de brisa do mar (Quadro 2). A velocidade média do vento foi de 2,9 m/s e a duração aproximadamente 11 horas (entre as 9:25 e as 22:20 horas). A velocidade média mais elevada do vento ocorreu nos dias de brisa regular de sudoeste (4,0 m/s) e mais baixa com as brisas de sudeste e sul (1,9 m/s).

Quadro 2 - Tipos de brisas de mar e suas características no Funchal/ PO Pontinha (Maio a Setembro de 2006). Fonte: Lopes, 2008.

Tipo de brisa	Direcção dominante do vento	Horas de ocorrência		Duração média (hh:mm)	Velocidade média do vento (m/s)
		Início	Fim		
Regular	SW	9:20	22:40	10:35	4,0
	SW temp. Interrompida	9:25	22:40	10:35	3,2
	S e SE	10:00	21:25	12:20	1,9
Irregular	Várias direcções	9:30	22:20	11:10	3,0
Caract. gerais		≈9:30	≈22:20	≈11:00	2,9

A. Brisas regulares.

1) Brisa regular de SW (BRSW) – Consiste numa circulação ininterrupta do vento de Sudoeste durante o período diurno. O início e fim da brisa são caracterizados por uma transição rápida, nalguns casos mesmo instantânea, ou então, por uma rotação gradual mas que raramente excede a duração de uma hora.

2) Brisa de SW temporariamente interrompida (BSWTI) – Diferencia-se da anterior porque durante um ou mais intervalos de duração variável (entre 30 minutos a 5 horas) ocorre a mudança de direcção para outros rumos marítimos, principalmente de S.

3) Brisa regular de SE e S (BRSE/S) - Consiste no domínio quase exclusivo dos quadrantes de Sul durante o período diurno. Antes do início da brisa (10:00 h) ocorre geralmente uma rotação rápida do vento de geral de N, NE e E, estabilizando depois a direcção do mar para a terra. O seu desaparecimento ao fim do dia é geralmente rápido, sendo que a rotação acontece tanto no sentido dos ponteiros do relógio, como no sentido inverso.

B. Brisas variáveis ou irregulares, com rotação intermédia do vento.

4) Brisa de rotação gradual (BRG) - Caracteriza-se pela mudança ao longo da manhã da direcção do vento, normalmente pelos quadrantes N, NE e E, restando-se nos quadrantes SE e S até o fim da manhã, para depois estabilizar no rumo SW ao longo da tarde.

5) Brisa alternada por vento de E (BVE) - Abrange os casos em que a brisa do mar de SE, S ou SO é antecedida, sucedida, ou intercalada por uma ou mais vezes, por vento de gradiente do quadrante E, com intensidade na ordem dos 4 a 5 m/s, num intervalo de tempo, regra geral, superior a uma hora e inferior a cinco.

6) Brisa muito variável ou irregular (BVI) – Este regime é do tipo que percorre todos os quadrantes marítimos, demorando-se algum tempo em cada um, alternando as direcções com brisa de terra ao longo do período diurno.

C. Outros tipos (sem interrupção nocturna)

7) A Brisa de regime especial (BRE) - Ocorre nos dias em que não há interrupção da brisa do mar após o pôr-do-sol, constatando-se a sua presença para além das 24:00 h, de modo contínuo ou intermitente. No entanto a penetração da massa de ar marítima em terra é normalmente limitada aos locais junto à costa. A poucas dezenas de metros para o interior ocorre o confronto entre a brisa de terra e a brisa do mar.

3.2 A influência das brisas nos padrões térmicos do Funchal

Apresenta-se, o exemplo de 27 de Agosto de 2006, dia em que ocorreu brisa de mar e a e que nitidamente influenciou os padrões térmicos da cidade (Figura 3).

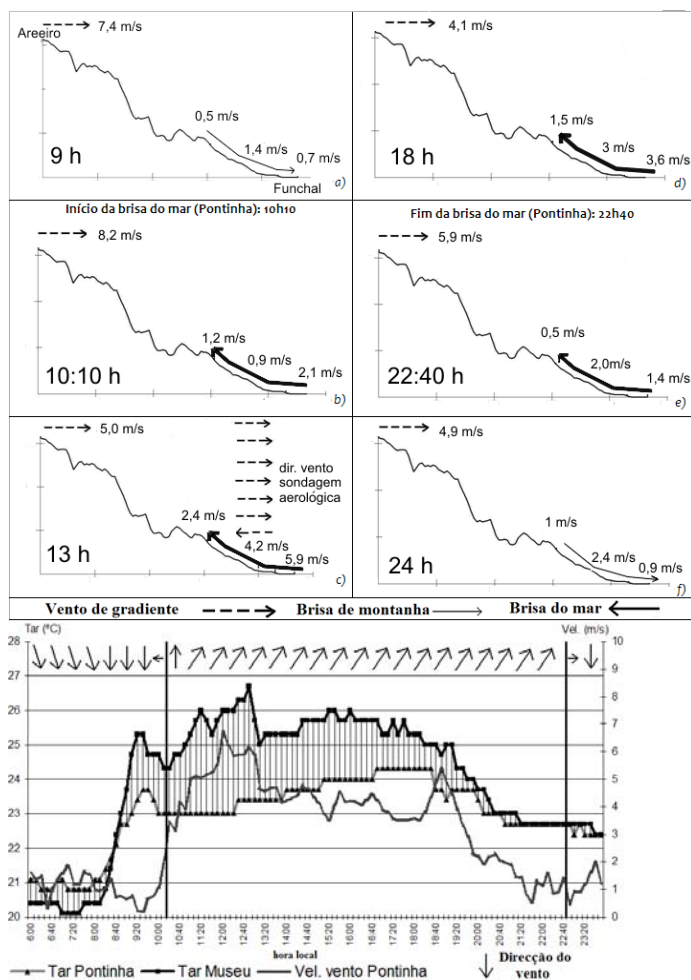


Figura 3. Esquema da circulação do ar na região do Funchal, em situação de circulação anticiclónica sobre a madeira e brisa de SW no PO Pontinha (à esquerda) e diferenças de temperaturas (a tracejado) o PO Pontinha e PO Museu (à direita), em 27/08/06.

No início da manhã (Figura 3, à esquerda) o fluxo de ar no Funchal provinha de norte (fase final da brisa de montanha). Imediatamente após (às 10:10 h, Figura 3b), a circulação da brisa do mar começou na faixa litoral primeiro no PO GNR e depois, em simultâneo, nos PO Pontinha e Bombeiros. Os dados do PO Hospital, bem como os da sondagem aerológica realizada no Funchal/Obs. pelas 13:00 h (Figura 3c), indicam que a brisa do mar faz-se sentir até à cota dos 400 metros. Ao longo da tarde, a brisa actuou sempre com regularidade do quadrante SW, tendo permanecido activa na faixa litoral da cidade por quase 2 horas após o pôr-do-sol (Figura 3 e), embora no fundo do vale (PO Bombeiros), já se fizesse sentir a circulação de montanha às 22:00 h.

A partir da análise das diferenças de temperatura do ar entre o PO Museu (dentro da cidade) e o PO Pontinha (Figura 3 à direita), no mesmo dia, foi possível observar os contrastes térmicos entre as massas de ar urbana e marítima, que comprovam a influência das brisas nas temperaturas da cidade. Cerca das 8:30 h a cidade estava apenas ligeiramente mais arrefecida que o ambiente oceânico adjacente ($\Delta T_{ar\ PO\ Museu-Pontinha} = -0,3^\circ C$). A partir sensivelmente das 9:00 h ocorreu mudança do sinal térmico ($0,3^\circ C$), quando se deixou de fazer sentir a brisa de montanha e se iniciou a brisa de mar. Os contrastes térmicos aumentaram rapidamente durante a manhã, verificando-se as diferenças mais elevadas de T_{ar} às 13:00 h ($\Delta T_{ar\ PO\ Museu-Pontinha} = 3,3^\circ C$), fase que coincidiu com a maior intensidade da brisa (Figura 3c, à esquerda). No final da tarde diminuíram novamente os contrastes térmicos quando após 20:00 h se dá a anulação da diferença térmica entre os PO Museu e Pontinha. Outros exemplos da influência das brisas nas temperaturas do ar na cidade do Funchal foram já apresentados por Lopes et al (2010).

3.3 A influência das brisas no conforto térmico: um estudo de caso durante a ocorrência de uma vaga de calor no Funchal.

De 3 a 6 Setembro de 2006 foi observado um fluxo de este sobre a Madeira, provindo do Norte de África, registando-se uma velocidade média do vento de 3 m/s (Lopes et al, 2010). A humidade relativa manteve-se alta, com valores próximos dos 90% junto ao litoral e 50% nos PO interiores da cidade. Durante este episódio quente todos os PO (exceptuando-se os PO Pontinha e Hospital (litoral e altitude) registaram valores máximos superiores a 30°C, muito acima da temperatura média do Funchal em Setembro de 23°C no período de referência (1961/90). Os dias com fluxo de este foram claramente mais desconfortáveis especialmente às 12:00 h no interior da cidade, onde o vento era muito fraco (1,3 a 1,7 m/s), exigindo aos transeuntes um esforço termorregulatório elevado (Figura 4). As situações de menor stress térmico ocorreram junto à marina do Funchal (Pontinha), onde o vento soprava a uma velocidade de 3 m/s e no PO Hospital, em altitude. No final da tarde a redução das situações de desconforto térmico podem também ser explicadas pela diminuições da radiação global de 870 w/m² ao meio dia para 240 w/m² às 18:00 h, com a consequente descida de 26°C da temperatura radiativa média.

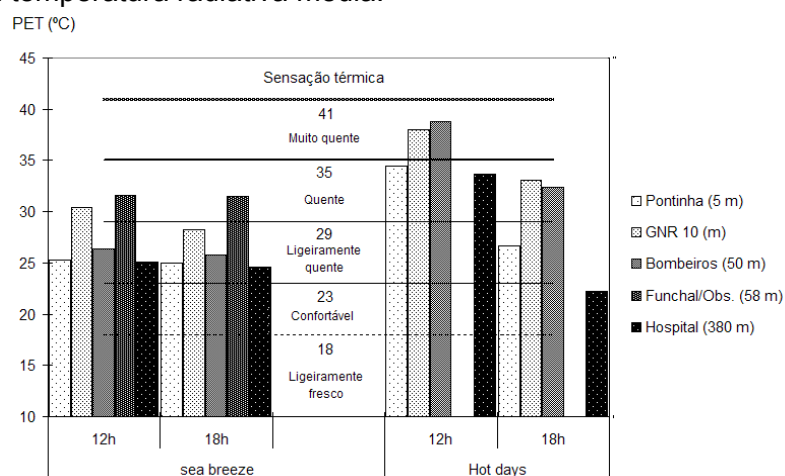


Figura 4. PET estimado nos dois grupos de dias. Sensação térmica “Ligeiramente quente” corresponde a um esforço termorregulatório ligeiro; “Quente” a “Esforço moderado” e “Muito quente” a “Esforço elevado”(de acordo com Andrade 1998 e Matzarakis, 2006).

4. Conclusões

A estrutura urbana do Funchal, pouco permeável à penetração das brisas, revelou-se importante na diminuição da velocidade do vento e consequentemente no empobrecimento das condições de conforto térmico durante o período de dias muito quentes no interior da cidade. As melhores condições de conforto foram obviamente junto ao mar e nas áreas verdes mais elevada da cidade, onde os valores da PET foram em média 7°C mais baixos, do que do que na estrutura compacta interna da cidade, com a máxima diferença durante o período diurno de 16 e 19 °C entre o PO Pontinha junto à linha de costa e o PO Bombeiros e GNR, respectivamente.

Sendo a economia da Madeira muito dependente do turismo sénior, sobretudo do norte da Europa, pouco habituado a temperaturas muito elevadas, deverão as autoridades locais fomentar a criação de um sistema de alerta de desconforto humano durante a ocorrência de episódios extremos térmicos, promovendo, por exemplo, viagem de curta duração a locais de altitude superior 400m, em locais climatizados e jardins ou junto à costa onde se fazem sentir as brisas de mar. Também o planeamento urbano poderá beneficiar do conhecimento dos regimes de brisas, promovendo canais de ventilação para o interior da malha urbana.

Referências bibliográficas

- Alcoforado, M.J., 1987. Brisas estivais do Tejo e do Oceano na região de Lisboa. Finisterra – Revista Portuguesa de Geografia XXII (43):71-112.
- Andrade, H., 2003. O desconforto térmico estival em Lisboa. Uma abordagem bioclimática, Finisterra, Revista Portuguesa de Geografia, XXXIII(66):41-58.
- Borne, K.; Chen, D; Nunez, M., 1998. A method for finding sea breeze days under stable synoptic conditions and its application to the Swedish west coast. International Journal of Climatology, 18(8):901-914.
- Ferreira, A. B., 1984. Os ventos dominantes e a distribuição das chuvas na ilha da Madeira. Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro, 1º Volume, C.E.G., Lisboa: 231-243.
- Furberg, M.; Steyn, D.G.; Baldi, M., 2002. The Climatology of Sea Breezes on Sardinia. Int. J. Climatol. 22: 917-932.
- Geiger, R., 1980. Manual de Microclimatologia. O clima da camada de ar junto ao solo. (tradução da 4ª edição de 1961), Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Höppe, P., 1999. The physiological equivalent temperature. A universal index for the biometeorological assessment of the thermal environment. International Journal of Biometeorology, 43(2): 71-75.
- Lopes, A., S. Lopes, A. Matzarakis, M.J Alcoforado, 2010. Summer sea breeze influence on human comfort in Funchal (Madeira Island) - Application to urban climate and tourism planning. In Matzarakis et al (eds), Berichte des Meteorologischen Instituts der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg Nr. 20, Proceedings of the 7th Conference on Biometeorology (extended abstract): 352-357.
- Lopes, S., 2008. Regimes dos ventos estivais no Funchal e sua influência nos Padrões térmicos. Tese de Mestrado, FLUL, UL, Lisboa.
- Miranda, P.; Valente, M.; Ferreira, J., 2003. Simulação numérica do escoamento atmosférico sobre a Ilha da Madeira: efeitos não lineares e de estratificação no estabelecimento do potencial eólico na zona do Paul da Serra. Relatório Técnico nº 9. Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa.
- Oke, T.R., 1987. Boundary layer climates. 2nd ed. Methuen. London
- Prior, V., 2006. Estrutura termodinâmica da baixa troposfera associada ao regime de brisas em Portugal, Tese de Doutoramento, Departamento de Física, Universidade de Aveiro.
- Simpson, J., 1994. Sea breeze and local winds, Cambridge University Press, Cambridge.
- Vasconcelos, J, 2006. Avaliação climática para o planeamento urbano de Lisboa. Tese de Mestrado, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa.
- Vasconcelos, J.; A. Lopes, 2006. Recent urban development trends and its implication on the estuarine breezes in Lisbon, Portugal. Preprints of the 6h International Conference on Urban Climate (ICUC6), Göteborg: 466-469.
- Vasconcelos, J.; A. Lopes; J. Neto; R. Salgado, 2004. Modelling estuarine breezes of Lisbon, Portugal. Preliminary results, in J.C. García Codron, et al, (Eds.), "El Clima, entre el Mar y la Montaña". Santander, Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), Universidad de Cantabria, Serie A: 165-171.

O impacto das alterações climáticas nos níveis de ozono em Portugal

Anabela Carvalho; Ana Isabel Miranda; Carlos Borrego

CESAM & Departamento de Ambiente e Ordenamento, Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal,
Email: avc@ua.pt

Resumo

As alterações climáticas poderão afectar os níveis de poluentes na atmosfera, pois alterações nas condições meteorológicas levarão a alterações no transporte, dispersão e transformação dos poluentes atmosféricos. Este trabalho visa avaliar o impacto das alterações climáticas nos níveis de ozono em Portugal, com base numa análise comparativa entre os resultados obtidos para um cenário de referência (1961-1990) e para um cenário de alteração climática IPCC SRES A2 (2071-2100), considerando como constantes as emissões de poluentes para a atmosfera, à escala regional. Utilizaram-se resultados do modelo de circulação geral HadAM3P, para ambos os cenários, como condições fronteira e iniciais do sistema de modelação MM5/CHIMERE. As estimativas indicam que os valores médios mensais de ozono no ar ambiente aumentarão cerca de $20 \mu\text{g.m}^{-3}$ em Portugal em Julho, para o cenário IPCC SRES A2.

Abstract

Climate change alone may deeply impact air quality levels in the atmosphere because the changes in the meteorological conditions will induce changes on the transport, dispersion and transformation of air pollutants. The aim of this work was to evaluate the impact of climate change on the ozone levels over Portugal, using a reference scenario (1961-1990) and an IPCC SRES A2 year (2071-2100). The Hadley Centre global atmospheric circulation model (HadAM3P) was used to provide results for these two climatic scenarios, which were then used as synoptic forcing for the MM5-CHIMERE air quality modelling system. In order to assess the contribution of future climate change on ozone concentrations, no changes in regional emissions were assumed and only climate change forcing was considered. The modelling results suggest that the ozone monthly mean levels in the atmosphere may increase almost $20 \mu\text{g.m}^{-3}$ across Portugal in July under the IPCC SRES A2 scenario.

1. Introdução

As emissões antropogénicas de compostos para a atmosfera são a principal causa das alterações climáticas. No entanto, as alterações climáticas também influenciam a concentração e a distribuição dos poluentes na atmosfera. Este mecanismo retroactivo origina um conjunto de interdependências entre as emissões de poluentes atmosféricos e os processos químicos e físicos que se desenrolam na atmosfera. O ozono (O_3) é uma espécie química que influencia o balanço radiativo global, sendo considerado como um gás com efeito de estufa (Gauss et al., 2006). É também altamente reactivo, afectando a saúde humana e o desenvolvimento de culturas agrícolas e florestas. Os seus níveis na atmosfera aumentaram cerca de 35% desde a era pré-industrial, devido ao aumento das emissões de gases precursores de ozono (IPCC, 2001).

O impacto das alterações climáticas nos níveis de ozono constitui um grave ameaça ao desenvolvimento sustentável (Semazzi, 2003), nomeadamente no que refere à saúde humana e aos recursos ambientais. A grande maioria do trabalho de investigação dedicado à temática das interações entre alterações climáticas e poluição atmosférica é feito à escala global através da aplicação de modelos químicos e de transporte. Segundo

Hauglustaine *et al.* (2005), a concentração média global de ozono pode aumentar mais de 30 ppb, no Hemisfério Norte, no final do século XXI, como consequência directa do aumento das emissões antropogénicas e biogénicas de poluentes precursores de ozono, tais como óxidos de azoto (NO_x) e compostos orgânicos voláteis (COV). Com base nos resultados da aplicação de 26 modelos químicos de transporte global, considerando o cenário de emissões do IPCC SRES A2 (Dentener *et al.*, 2006), previu-se que em 2030 a concentração média global de ozono poderá aumentar $4,3 \pm 2,2$ ppb. Para o mesmo cenário de emissões, Szopa *et al.* (2006) estimaram que em 2030 os níveis médios de ozono, em Julho, na Europa, poderão aumentar cerca de 5 ppb.

A primeira análise do potencial impacto das alterações climáticas na qualidade do ar em Portugal foi realizada por Miranda *et al.* (2005), através da aplicação de uma cascata de modelos, desde a escala global até à escala regional, focalizada em períodos de tempo coincidentes com episódios de poluição fotoquímica. A selecção dos períodos de simulação baseou-se na identificação de dias consecutivos com temperatura média diária acima de 25°C (maior potencial fotoquímico). Os resultados obtidos apontam para um aumento do número de dias com maior potencial fotoquímico e para uma maior concentração média de ozono em 2050.

O principal objectivo deste trabalho consiste na estimativa do contributo das alterações climáticas para os níveis de ozono em Portugal, recorrendo à aplicação do sistema de modelação da qualidade do ar MM5/CHIMERE, para o cenário climático IPCC SRES A2.

2. Aplicação do sistema de modelação da qualidade do ar

Para a avaliação do impacto das alterações climáticas na qualidade do ar, em particular nos níveis de ozono, aplicou-se o sistema de modelação da qualidade do ar MM5/CHIMERE (Dudhia, 1993; Schmidt *et al.*, 2001), usando como condições iniciais e de fronteira os resultados do modelo climático do Hadley Centre HadAM3P (Jones *et al.*, 2005) para o cenário de referência (1961-1990) e para o cenário IPCC SRES A2 (2071-2100).

O sistema de modelação da qualidade do ar é constituído pelo modelo químico CHIMERE (Schmidt *et al.*, 2001; Bessagnet *et al.*, 2004) e pelo modelo meteorológico MM5 (Grell *et al.*, 1994). O modelo MM5 tem sido aplicado, com sucesso, em diferentes estudos climáticos regionais (Leung and Ghan, 1999; Boo *et al.*, 2004; Leung *et al.*, 2004; Van Dijck *et al.*, 2005). O modelo CHIMERE tem também sido aplicado em estudos climáticos na Europa (Giorgi and Meleux, 2007; Meleux *et al.*, 2007; Szopa *et al.*, 2006). O sistema de modelação MM5/CHIMERE foi ainda testado em estudos de qualidade do ar em Portugal, revelando um bom comportamento (Monteiro *et al.*, 2005, 2007; Borrego *et al.*, 2008).

O modelo “Fifth Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model”, denominado MM5, é um modelo meteorológico não hidrostático, destinado a simular ou prever circulações atmosféricas à escala regional (Dudhia, 1993). Permite realizar “nesting” múltiplos, a assimilação de dados nas 4 dimensões (x,y,z,t) e inclui um conjunto de opções físicas para o cálculo da camada limite, a parametrização de cúmulos, esquemas radiativos, esquemas explícitos de humidade, entre outras. A selecção das opções físicas baseou-se em testes de sensibilidade e em validações da aplicação do modelo MM5 a Portugal (Aquilina *et al.*, 2005; Carvalho *et al.*, 2006) e à Península Ibérica (Fernández *et al.*, 2007). O modelo MM5 gera os campos meteorológicos necessários para o modelo CHIMERE, nomeadamente campos de vento, temperatura, razão de mistura do vapor de água, calor latente, fluxos de humidade e precipitação.

O modelo CHIMERE é um modelo químico de transporte tri-dimensional, que se baseia na integração da equação da continuidade para a concentração de várias espécies químicas, em cada célula da grelha de cálculo. Foi desenvolvido para simular as reacções químicas gasosas, a formação de aerossóis, o transporte e a deposição (Bessagnet *et al.*, 2004; Vautard *et al.*, 2005) à escala regional e urbana. As variáveis meteorológicas fornecidas pelo modelo MM5 são interpoladas linearmente para a grelha de cálculo do CHIMERE. Para além dos dados meteorológicos, o modelo CHIMERE necessita de informação relativa às

emissões de poluentes, uso do solo e topografia. As emissões de poluentes devem ser horárias e incluir os principais gases e espécies de aerossóis. O modelo simula a concentração de 44 espécies gasosas e seis aerossóis, com base no mecanismo químico MELCHIOR. O módulo de aerossóis considera espécies orgânicas e inorgânicas, de origem primária e secundária, tais como matéria particulada primária, sulfatos, nitratos, amónia, espécies orgânicas secundárias e água. Os aerossóis podem ser removidos por deposição seca ou húmida.

Para avaliar o impacto das alterações climáticas na qualidade do ar o sistema de modelos MM5/CHIMERE foi aplicado utilizando como forçamento sinóptico resultados do modelo de circulação geral do Hadley Centre HadAM3P (Jones *et al.*, 2005), para ambos os cenários climáticos. Anagnostopoulou *et al.* (2008) avaliaram os resultados do modelo HadAM3P para a região do Mediterrâneo, comparando-os com dados de reanálise do NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996), concluindo que o modelo produz valores fiáveis podendo ser usados como condições iniciais e fronteira para simulações à escala regional. A utilização dos resultados do modelo HadAM3P para forçar o modelo MM5 foi testada para a América do Sul (Solman *et al.*, 2007), verificando-se que a abordagem se apresentou adequada para a simulação dos padrões regionais e dos ciclos sazonais da região de estudo.

O sistema MM5/CHIMERE foi inicialmente aplicado à Europa e depois a Portugal, com as mesmas parametrizações físicas e recorrendo à técnica de *one-way nesting*. O Quadro 1 reúne as características da aplicação do sistema de modelos MM5/CHIMERE.

Quadro 1. Características da aplicação do sistema de modelos MM5/CHIMERE.

		Domínio Europeu (D1)	Domínio Português (D2)
MM5	Dimensões (X,Y)	96 x 81 células	73 x 109 células
	Resolução horizontal	54 km	9 km
	Resolução vertical	25 níveis sigma	25 níveis sigma
	Física	camada limite MRF	camada limite MRF
		radiação RRTM	radiação RRTM
		nuvens Grell	nuvens Grell
		humidade gelo simples	humidade Graupel
CHIMERE	Dimensões (X,Y)	47 x 79 células	29 x 58 células
	Resolução horizontal	50 km	10 km
	Resolução vertical	8 níveis	8 níveis
	Mecanismo químico	Melchior	Melchior

Na simulação sobre a Europa incluíram-se as emissões antropogénicas de óxidos de azoto (NO_x), monóxido de carbono (CO), dióxido de enxofre (SO₂), compostos orgânicos voláteis não metano (COVNM), amónia (NH₃) e partículas, provenientes do *European Monitoring and Evaluation Programme* (EMEP) (Vestreng, 2003), com uma resolução espacial de 50 km e para o ano base de 2003. Para o domínio sobre Portugal usaram-se as emissões de poluentes atmosféricos constantes do inventário nacional para o ano de 2003. O inventário nacional considera as emissões de fontes em linha (estradas e auto-estradas), em área (pequenas indústrias, combustão doméstica, uso de solventes e outras) e de grandes fontes pontuais. O tratamento das emissões para inclusão no modelo CHIMERE seguiu a metodologia descrita em Monteiro *et al.* (2007). Para se avaliar a influência das alterações dos padrões climáticos na qualidade do ar, as emissões antropogénicas mantiveram-se constantes e iguais às do ano 2003, para ambos os cenários climáticos simulados. Este tipo de abordagem permite avaliar isoladamente a influência das alterações do clima nos níveis de ozono em Portugal.

O sistema MM5/CHIMERE foi aplicado ao período com maior actividade fotoquímica, ou seja, entre Maio e Outubro, para o período de referência e para o cenário futuro.

3. Impacto das alterações climáticas nas concentrações de ozono em Portugal

Previamente à análise do impacto das alterações climáticas nos padrões de ozono, procedeu-se à avaliação da capacidade do modelo global HadAM3P, juntamente com o modelo MM5, para simular as condições de referência (Carvalho *et al.*, 2010). Os autores concluíram que a abordagem de modelação adoptada apresenta um desempenho adequado na simulação dos padrões de temperatura média na Europa. Estes resultados suportam a aplicação deste sistema de modelos para o cenário climático futuro.

Na Figura 1 apresentam-se e os resultados das alterações nas concentrações médias mensais de ozono para Portugal, para os meses simulados (Maio, Junho, Julho, Agosto, Setembro e Outubro). Todos os padrões reflectem as diferenças de concentrações entre o cenário futuro e o cenário de referência.

A interacção entre a emissão de poluentes e os mecanismos químicos e físicos, que ocorrem na atmosfera devido à alteração dos padrões climáticos, pode conduzir a aumentos, mas também a diminuições dos níveis de ozono, dependendo da região e do mês em análise. O maior aumento nas concentrações médias de ozono verifica-se no mês de Julho. No entanto, tal como se pode observar na Figura 1, em Julho, a região mais afectada pela alteração climática, com maiores concentrações de ozono, situa-se no extremo superior do domínio de simulação, o que indica uma provável influência das condições fronteira impostas através da simulação do domínio Europeu. Consta-se um aumento nas concentrações médias de ozono na ordem dos $23 \mu\text{g.m}^{-3}$ na região norte e centro de Portugal. Em Agosto e Setembro os níveis médios de ozono aumentam cerca de 10 e $12 \mu\text{g.m}^{-3}$, respectivamente. Estes aumentos localizam-se principalmente na região centro de Portugal.

As variações estimadas dos níveis de ozono em Portugal estarão associadas ao aumento da temperatura média em cenário de alteração climática, que conduz a diversas alterações nomeadamente, nas taxas de reactividade dos processos químicos atmosféricos e na quantidade de compostos orgânicos voláteis de origem biogénica, que são emitidos em função da temperatura do ar ambiente. O impacto das alterações climáticas na altura da camada de mistura e na humidade relativa também influenciará o padrão de distribuição das concentrações de ozono na atmosfera (Carvalho *et al.*, 2010).

Com o objectivo de melhor compreender o impacto da alteração climática nos valores-limite de qualidade do ar para o ozono, que foram estabelecidos para a protecção da saúde humana (Directiva 2008/50/EC), apresentam-se na Figura 2 as distribuições cumulativas dos valores médios horários de ozono, calculadas para todo o domínio de simulação.

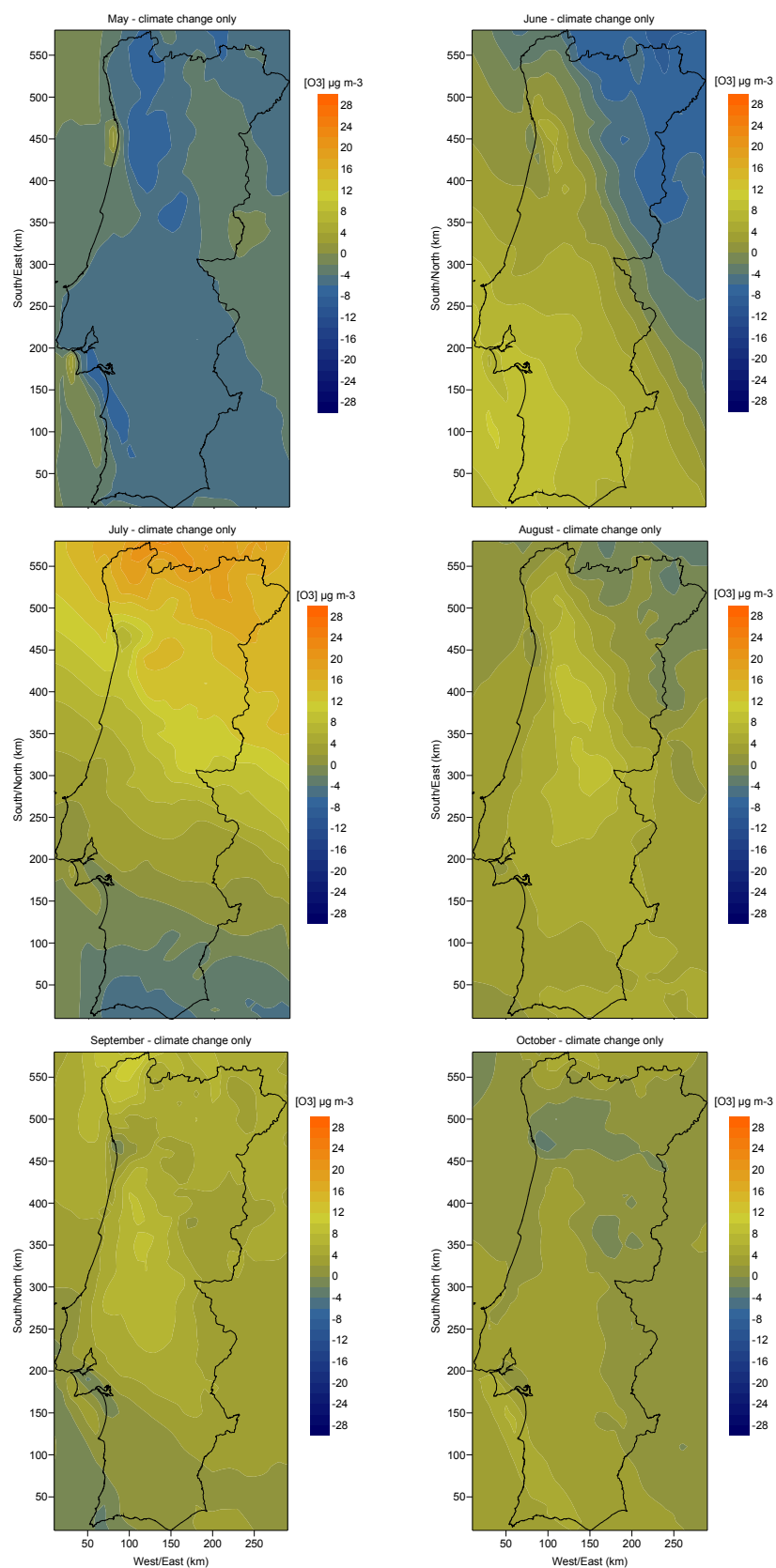


Figura 1. Alteração na concentração média mensal de ozono ($\mu g \cdot m^{-3}$) em Portugal para os meses de Maio a Outubro.

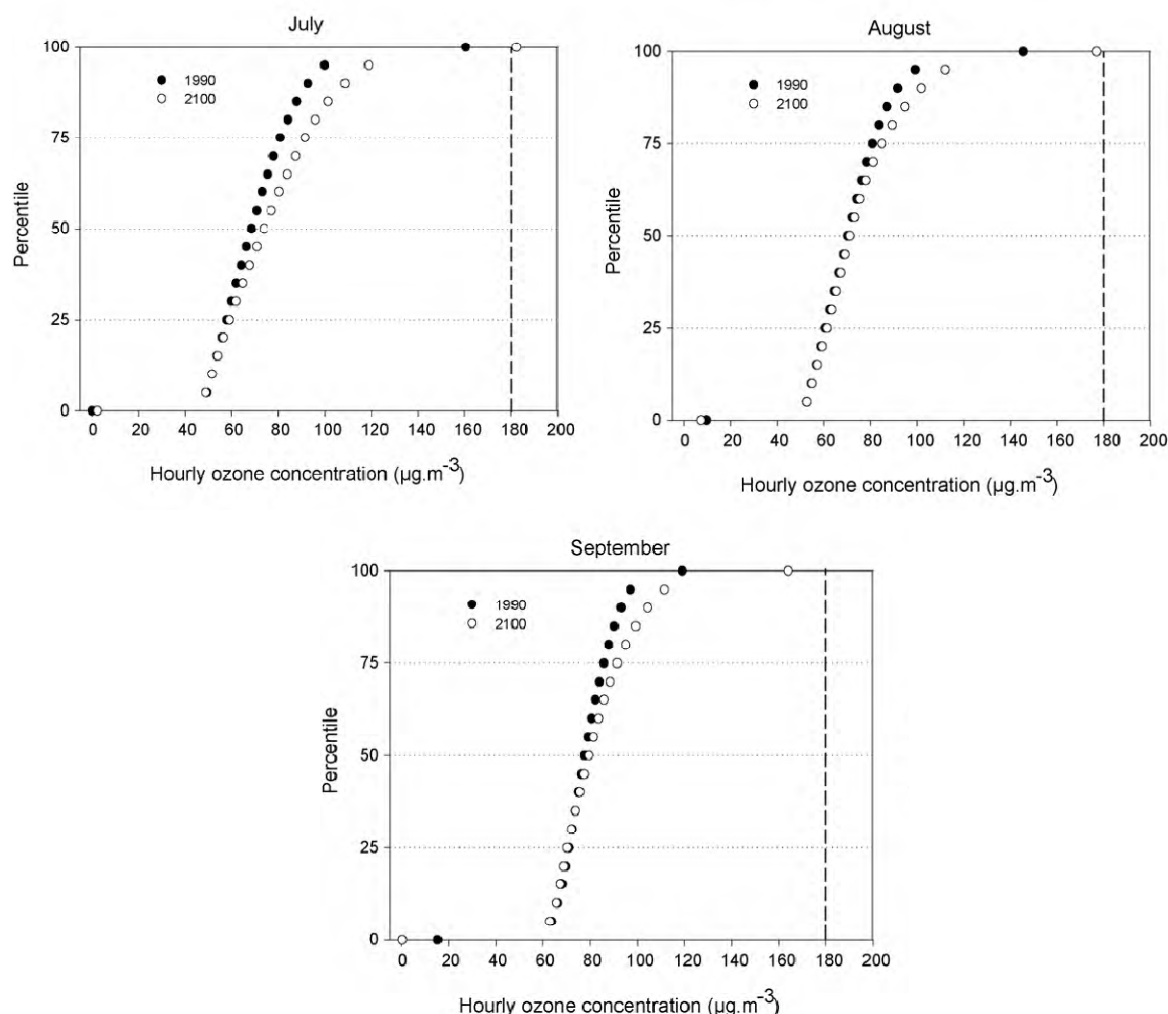


Figura 2. Distribuição cumulativa dos valores horários de concentração de ozono ($\mu\text{g.m}^{-3}$) para os cenários de referência (círculos negros) e futuro (círculos brancos). O valor-limite legislado (Directiva 2008/50/EC) está indicado através da linha vertical a tracejado

O percentil 50 dos valores horários de ozono mantém-se praticamente constante entre o cenário de referência e o cenário futuro. Todavia, para valores superiores ao percentil 75, o impacto da alteração climática é pronunciado e os valores máximos de ozono sofrerão um aumento considerável em cenário futuro, principalmente em Setembro. As implicações desse efeito mais acentuado, nos valores mais elevados de concentração, deve ser analisada numa perspectiva de cumprimento dos valores-limite no futuro e deve ser uma fonte de preocupação para os gestores de qualidade do ar, as agências do ambiente e para o público em geral.

4. Conclusões

O objectivo principal deste estudo consistiu na investigação do impacto da alteração climática (considerando o cenário IPCC SRES A2) na qualidade do ar em Portugal. As simulações numéricas efectuadas com o sistema MM5/CHIMERE apontam para diferenças consideráveis nos níveis médios mensais de ozono, que podem ascender a $20 \mu\text{g.m}^{-3}$ em Portugal, no mês de Julho. Esta estimativa só considera o impacto da alteração climática, tendo-se mantido constantes as emissões antropogénicas de poluentes. As variações dos campos de concentração sobre Portugal evidenciam a necessidade de realizar estudos com

uma maior resolução espacial, não permanecendo unicamente nas simulações à escala global, ou mesmo europeia.

A distribuição cumulativa dos valores horários de concentração de ozono indica que os valores mais elevados serão os que terão um maior aumento no final do século XXI. Esta tendência alerta para a necessidade de garantir, em cenário de clima futuro, o cumprimento dos valores-limite legislados. A hipótese de apostar na redução da emissão de poluentes precursores do ozono deverá ser ainda mais encorajada, no sentido de prevenir episódios de poluição fotoquímica, bem como de evitar níveis de fundo elevados. No entanto, os resultados obtidos devem ser encarados como indicadores de tendência, pois existe uma grande incerteza associada a este tipo de estudos.

Agradecimentos

Os autores agradem a David Hein do Met Office Hadley Centre, Reino Unido, pela disponibilização dos resultados das simulações climáticas do HadAM3P.

Referências bibliográficas

- Anagnostopoulou, C.H.R., Tolika, K., Maheras, P., Kutiel, H., Flocas, H.A., 2008. Performance of the general circulation HadAM3P model in simulating circulation types over the Mediterranean region. *International Journal Climatology*, 28 (2): 185–203.
- Aquilina, N., Dudek, A.V., Carvalho, A., Borrego, C., Nordeng, T.E., 2005. MM5 high resolution simulations over Lisbon. In: *Geophysical Research Abstracts* 2005, vol. 7, 08685, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-08685. European Geosciences Union.
- Bessagnet, B., Hodzic, A., Vautard, R., Beekmann, M., Cheinet, S., Honore, C., Liousse, C., Rouil, L., 2004. Aerosol modelling with CHIMERE—preliminary evaluation at the continental scale. *Atmospheric Environment*, 38: 2803–2817.
- Boo, K., Kwon, W., Oh, J., Baek, H., 2004. Response of global warming on regional climate change over Korea: An experiment with the MM5 model. *Geophysics Research Letters*, 31: L21206.
- Borrego, C., Monteiro, A., Ferreira, J., Miranda, A.I., Costa, A.M., Carvalho, A.C., Lopes, M., 2008. Procedures for estimation of modelling uncertainty in air quality assessment. *Environmental International*, doi:10.1016/j.envint.2007.12.005.
- Carvalho, A.C., Carvalho, A., Gelpi, I., Barreiro, M., Borrego, C., Miranda, A.I., Perez-Munuzuri, V., 2006. Influence of topography and land use on pollutants dispersion in the Atlantic Coast of Iberian Peninsula. *Atmospheric Environment*, 40 (21): 3969–3982.
- Carvalho, A., Monteiro, A., Ribeiro, I., Tchepel, O., Miranda, A.I., Borrego, C., Saavedra, S., Souto, J.A., Casares, J.J., 2010. High ozone levels in the Northeast of Portugal: analysis and characterization. *Atmospheric Environment*, 44 (8): 1020–1031.
- Dentener, F., Stevenson, D., Ellingsen, K., van Noije, T., Schultz, M., Amann, M., et al., 2006. The global atmospheric environment for the next generation. *Environmental Science and Technology*, 40: 3586–3594.
- Dudhia, J., 1993. A nonhydrostatic version of the PennState/NCAR mesoscale model: validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Monthly Weather Review*, 121: 1493–1513.
- Fernandez, J., Montavez, J.P., Saenz, J., Gonzalez-Rouco, J.F., Zorita, E., 2007. Sensitivity of the MM5 mesoscale model to physical parameterizations for regional climate studies: annual cycle. *Journal Geophysics Research*, 112, doi:10.1029/2005JD006649 D04101.
- Gauss, M., Myhre, G., Isaksen, I.A., Grewe, V., Pitari, G., Wild, O., et al., 2006. Radiative forcing since preindustrial times due to ozone change in the troposphere and the lower stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6: 575–599.

- Giorgi, F., Meleux, F., 2007. Modeling the regional effects of climate change on air quality, *C. R. Geoscience*, 339 (11–12): 721–733.
- Grell, G.A., Dudhia, J., Stauffer, D.R., 1994. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5), NCAR Tech. Note, NCAR/TN-398+STR, 122 pp.
- Hauglustaine, D.A., Lathiere, J., Szopa, S., Folberth, G.A., 2005. Future tropospheric ozone simulated with a climatechemistry-biosphere model. *Geophysics Research Letters*, 32: L24807.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001. In: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (Eds.), *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, United Kingdom; New York, NY, USA.
- Jones, R.G., Murphy, J.M., Hassel, D.C., Woodage, M.J., 2005. A High Resolution Atmospheric GCM for the Generation of Regional Climate Scenarios. Hadley Center Technical Note 63. Met Office, Exeter, UK.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., et al., 1996. The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project. *Bulletin American Meteorology Society*, 77: 437–471.
- Leung, L., Ghan, S., 1999. Pacific northwest climate sensitivity simulated by a regional climate model driven by a GCM. Part I: control simulations. *Journal of Climate*, 12 (7): 2010–2030.
- Leung, L., Zhong, S., Qian, Y., Liu, Y., 2004. Evaluation of regional climate simulations of the 1998 and 1999 east Asian summer monsoon using the GAME/HUBEX observational data. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82 (6): 1695–1713.
- Meleux, F., Solmon, F., Giorgi, F., 2007. Increase in summer European ozone amounts due to climate change. *Atmospheric Environment*, 41: 7577–7587.
- Miranda, A.I., Carvalho, A.C., Martins, H., Carvalho, A., Rocha, A., Borrego, C., 2005. Climate change impacts on air quality over Portugal. In: Sohki, R. (Ed.), *5th International Conference on Urban air quality*, 29–31 March, Valencia, Espanha.
- Monteiro, A., Vautard, R., Borrego, C., Miranda, A.I., 2005. Longterm simulations of photo oxidant pollution over Portugal using the CHIMERE model. *Atmospheric Environment*, 39: 3089–3101.
- Monteiro, A., Miranda, A.I., Borrego, C., Vautard, R., Ferreira, J., Perez, A.T., 2007. Long-term assessment of particulate matter using CHIMERE model. *Atmospheric Environment*, 41: 7726–7738.
- Schmidt, H., Derognat, C., Vautard, R., Beekmann, M., 2001. A comparison of simulated and observed ozone mixing ratios for the summer of 1998 in Western Europe. *Atmospheric Environment*, 35 (36): 6277–6297.
- Semazzi, F., 2003. Air quality research: perspective from climate change modelling research. *Environment International*, 29: 253–261.
- Solman, S., Nun ez, M., Cabre, M.F., 2007. Regional climate change experiments over southern South America. I: present climate. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-007r-r0304-3.
- Szopa, S., Hauglustaine, D.A., Vautard, R., Menut, L., 2006. Future global tropospheric ozone changes and impact on European air quality. *Geophysics Research Letters*, 33: L14805.
- Van Dijck, S., Laouina, A., Carvalho, A., Loos, S., Schipper, A., Kwast, H., et al., 2005. Desertification in Northern Morocco due to effects of climate change on groundwater recharge. In: Kepner, W., Rubio, J., Mouat, D., Pedrazzini, F. (Eds.), *Desertification in the Mediterranean Region. A Security Issue*. Springer, New York, ISBN: 1-4020-3758-9.
- Vautard, R., Bessagnet, B., Chin, M., Menut, L., 2005. On the contribution of natural Aeolian sources to particulate matter concentrations in Europe: testing hypotheses with a modelling approach. *Atmospheric Environment*, 39 (18): 3291–3303.

Análise de excedências e modelação do ozono troposférico em Portugal

João Sousa^a; João Santos^b; Solange Leite^b

^aInstituto Meteorologia, Rua C do Aeroporto, 1749-077 Lisboa, Portugal, Email: joao.sousa@meteo.pt

^bCentro de Investigação e Tecnologias Agro-Ambientais e Biológicas (CITAB); UTAD, Apartado 1013, 5001-801, Vila Real, Portugal, Email: solange@utad.pt; jsantos@utad.pt

Resumo

Este trabalho efectuou uma análise estatística das concentrações e excedências do ozono troposférico, bem como a respectiva análise meteorológica, em nove estações da região Norte e quatro estações da região Centro de Portugal Continental, no período de 2004 a 2007, com o objectivo de estabelecer modelos estatísticos de previsão. Para tal, foram utilizados modelos de regressão quadrática múltipla, onde foram efectuadas correlações entre algumas variáveis meteorológicas, e.g. a temperatura, a radiação solar, a humidade relativa, as componentes do vento e a concentração de ozono à superfície. Utilizou-se também o valor precedente das concentrações de ozono como garante do factor de persistência, que permitiu aumentar a eficiência dos modelos, bem como o gradiente invertido da pressão entre as latitudes 35° e 45° Norte e longitude 7.5° Oeste, por se ter detectado um padrão deste campo através dos compósitos dos episódios de excedências.

Concluiu-se que, no período considerado, o limiar de informação foi excedido por diversas ocasiões, principalmente nos meses de Verão, em situações de estabilidade atmosférica, tendo esse facto ocorrido com maior frequência nas estações rurais de altitude da região Norte, como sendo a estação de Lamas de Olo e Senhora do Minho.

A correlação encontrada entre as variáveis meteorológicas e as concentrações de ozono para os modelos horários revelou-se mais elevada do que para os modelos diários, atingindo coeficientes de determinação de 0.94 e 0.83, respectivamente. Constatou-se, no entanto, que os valores extremos das concentrações de ozono foram mais difíceis de modelar por este método.

Abstract

The main purpose of this study was to analyze the concentrations and exceedences of tropospheric ozone, as well as the respective meteorological analysis, in nine stations of the North region and four stations of the Central region of Portugal, during the period of 2004 to 2007, aiming at establishing statistical models of the ozone concentration forecast. In this context, multiple quadratic regressions models were used and connections between some meteorological variables, such as the temperature, solar radiation, relative humidity, wind components and surface ozone. The lag-1 ozone concentration was also used in order to introduce the persistence factor, which led to an increase in the efficiency of the models. The inverted pressure gradient between the latitudes 35° and 45° North at longitude 7.5° West was also used, as its corresponding pattern has shown to be associated with ozone extremes.

Within the considered period the information threshold was exceeded in many occasions, mainly in the Summer, in situations of high atmospheric stability, which is particularly clear in the rural and altitude stations of the North region, such as the station of *Lamas de Olo* and *Senhora do Minho*.

The correlation found between meteorological variables and ozone concentrations for the hourly models was higher than for the daily models, reaching determination coefficients of 0.94 and 0.83, respectively. However, the extreme values of the ozone concentrations had been more difficult to modulate with this method.

1. Introdução

O estudo da qualidade do ar tem sido abordado com grande propósito por parte de diversos intervenientes, a respeito das alterações climáticas, principalmente devido ao aumento das emissões dos gases poluentes. Trata-se, de facto, de um problema grave a nível global, mas com impacto muito forte a nível regional e local que importa debater e dar a conhecer, tanto à comunidade científica como à população em geral, no sentido de se tomarem medidas que alterem comportamentos e, acima de tudo, mentalidades.

O ozono troposférico é um desses gases poluentes que além de contribuir para as alterações climáticas, através do seu contributo no forçamento radiativo positivo em cerca de $0.35 \pm 0.15 \text{ W.m}^{-2}$, também contribui duma maneira muito negativa para a degradação da qualidade do ar (IPCC-AR4, 2007) que respiramos e para a degradação dos materiais.

No entanto, numa perspectiva de prevenção, existem alguns estudos feitos na área da modelação das concentrações de ozono troposférico, quer a nível mundial, e.g. Panero *et al.*, 1997; García *et al.*, 2005; Temiyasathit *et al.*, 2009, entre outros, quer a nível nacional e.g. Neto *et al.*, 2005; Valente *et al.*, 2007; Reis, 2008, entre outros.

1.1 Ozono troposférico: mecanismos de formação/destruição à superfície

Numa atmosfera não poluída, a produção de ozono (O_3) resulta de uma única reacção química que se dá através da recombinação de um átomo de oxigénio (O) com uma molécula de oxigénio (O_2).



O átomo de oxigénio é produzido a partir da dissociação do dióxido de azoto (NO_2) pela radiação ultravioleta (UV).



O monóxido de azoto assim formado (NO) reage rapidamente com o ozono para formar novamente dióxido de azoto (NO_2), estabelecendo assim um estado estacionário do ciclo fotolítico entre os três constituintes NO_2 , NO e O_3 , que por si só não origina um aumento nas concentrações de ozono no ar.

Porém, quando a atmosfera já se encontra poluída, as alterações químicas de formação e destruição do ozono troposférico são diferentes, pois a presença de precursores de ozono no ar faz alterar a cadeia de reacções químicas (Figura 1). A presença de compostos orgânicos voláteis (COV) e de radiação solar para iniciar o processo de fotodissociação quebra o ciclo fotolítico referido pois os mecanismos de oxidação dos COV oferecem outras vias de oxidação dos óxidos de azoto (NO_x), possibilitando a transformação de NO em NO_2 sem consumo de uma quantidade equivalente de O_3 . Também o monóxido de carbono (CO) contribui activamente para a formação de O_3 em atmosferas poluídas.

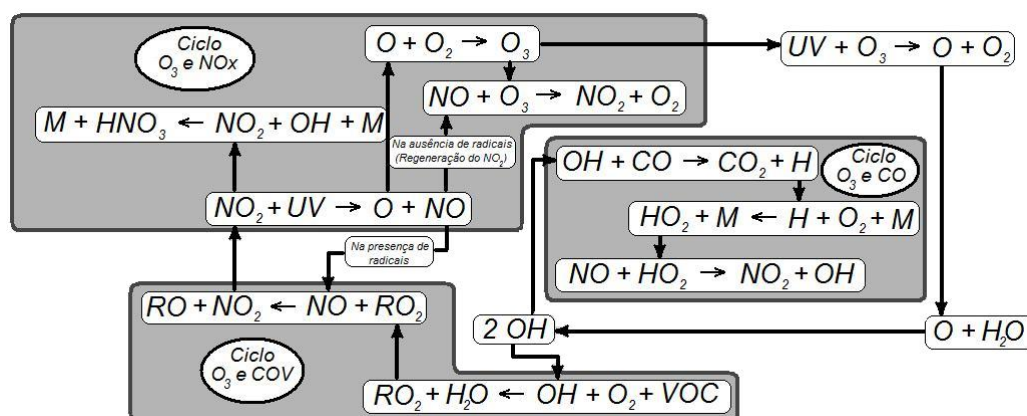


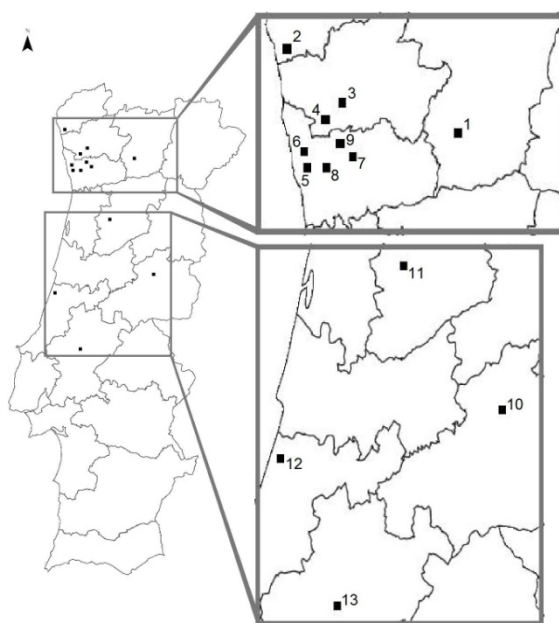
Figura 1. Mecanismos de formação e destruição do ozono.

2. Dados e Metodologia

Para a realização deste estudo utilizou-se os dados do período entre 2004 e 2007, das concentrações de ozono ($\mu\text{g.m}^{-3}$), temperatura ($^{\circ}\text{C}$), radiação solar (W.m^{-2}), humidade relativa (%) e direcção e velocidade do vento (m.s^{-1}) recolhidos em treze estações da rede de estações das Comissões de Coordenação e Desenvolvimento Regional (CCDR) do Norte e Centro (ver Quadro 1 e Figura 2). Utilizou-se ainda informação recolhida dos boletins meteorológicos do Instituto de Meteorologia e das reanálises dos centros NCEP/NCAR. Os locais foram seleccionados pela localização geográfica (região Norte e Centro do país), pelo tipo de influência e de ambiente e pela longevidade e eficiência das séries de dados, tanto do contaminante, como das variáveis meteorológicas.

Quadro 1. Localização geográfica e tipologia das estações estudadas.

Região	Estação	ID	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Tipo de Ambiente	Tipo de Influência
Norte	Lamas de Olo	LOL	41° 22' N	07° 47' W	1086	Rural	Fundo
	Senhora do Minho	SMI	41° 48' N	08° 41' W	777	Rural	Fundo
	Horto	HOR	41° 34' N	08° 27' W	51	Suburbano	Fundo
	Calendário	CAL	41° 24' N	08° 32' W	120	Suburbano	Fundo
	Leça do Balio	LBA	41° 13' N	08° 38' W	40	Suburbano	Fundo
	Vila Nova da Telha	VNT	41° 15' N	08° 40' W	88	Suburbano	Fundo
	Centro de Lacticínios	CLA	41° 16' N	08° 22' W	300	Urbano	Fundo
	Ermesinde	ERM	41° 12' N	08° 32' W	140	Urbano	Fundo
	Santo Tirso	STI	41° 21' N	08° 28' W	66	Urbano	Fundo
Centro	Fundão	FUN	40° 23' N	07° 30' W	473	Rural	Fundo
	Vouzela	VOU	40° 38' N	08° 06' W	741	Rural	Fundo
	Ervedeira	ERV	39° 55' N	08° 53' W	32	Rural	Fundo
	Chamusca	CHA	39° 12' N	08° 17' W	43	Urbano	Fundo



Legenda:

1 – Lamas de Olo	LOL
2 – Senhora do Minho	SMI
3 – Horto	HOR
4 – Calendário	CAL
5 – Leça do Balio	LBA
6 – Vila Nova da Telha	VNT
7 – Centro de Lacticínios	CLA
8 – Ermesinde	ERM
9 – Santo Tirso	STI
10 – Fundão	FUN
11 – Vouzela	VOU
12 – Ervedeira	ERV
13 – Chamusca	CHA

Figura 2. Localização geográfica das estações.

As falhas pontuais de dados foram substituídas pela média dos dois valores precedentes e subsequentes, enquanto as falhas longas não sofreram qualquer tratamento, evitando descaracterizar as séries.

Após o tratamento de dados fez-se um estudo estatístico (diário, mensal e sazonal) por estação e por região, das concentrações de ozono, com especial atenção para as situações de excedências ao limiar de informação (valor $> 180 \mu\text{g.m}^{-3}$).

Este estudo permitiu assim conhecer em diferentes períodos temporais (balizados entre 2004 e 2007) as diferenças de concentrações de ozono troposférico que existiram entre os treze locais das duas regiões seleccionadas, sobretudo quanto às excedências ao Limiar de Informação (Linf), assim como as conexões existentes entre esse poluente atmosférico e as variáveis meteorológicas anteriormente citadas.

Depois de identificados os episódios² de excedências ao Linf (dezoito/seis na região Norte/Centro) fez-se a caracterização de campos meteorológicos através de compósitos com o intuito de confirmar a utilidade dessas variáveis meteorológicas na concepção de modelos de previsão horários e diários das concentrações de ozono.

3. Resultados

As regiões do Norte apresentaram inúmeras situações de excedências horárias ao Linf, sobretudo nos locais com cotas elevadas e com tipo de ambiente rural, e.g. LOL e SMI que registaram 393 e 163 horas, respectivamente. As médias horárias anuais nestes dois locais também foram elevadas, com 96 e $87 \mu\text{g.m}^{-3}$, respectivamente, como mostra a Figura 3.

A estação LOL em 2005, embora tenha apresentado várias falhas de dados registou ainda assim o valor mais elevado de toda a Europa ($361 \mu\text{g.m}^{-3}$).

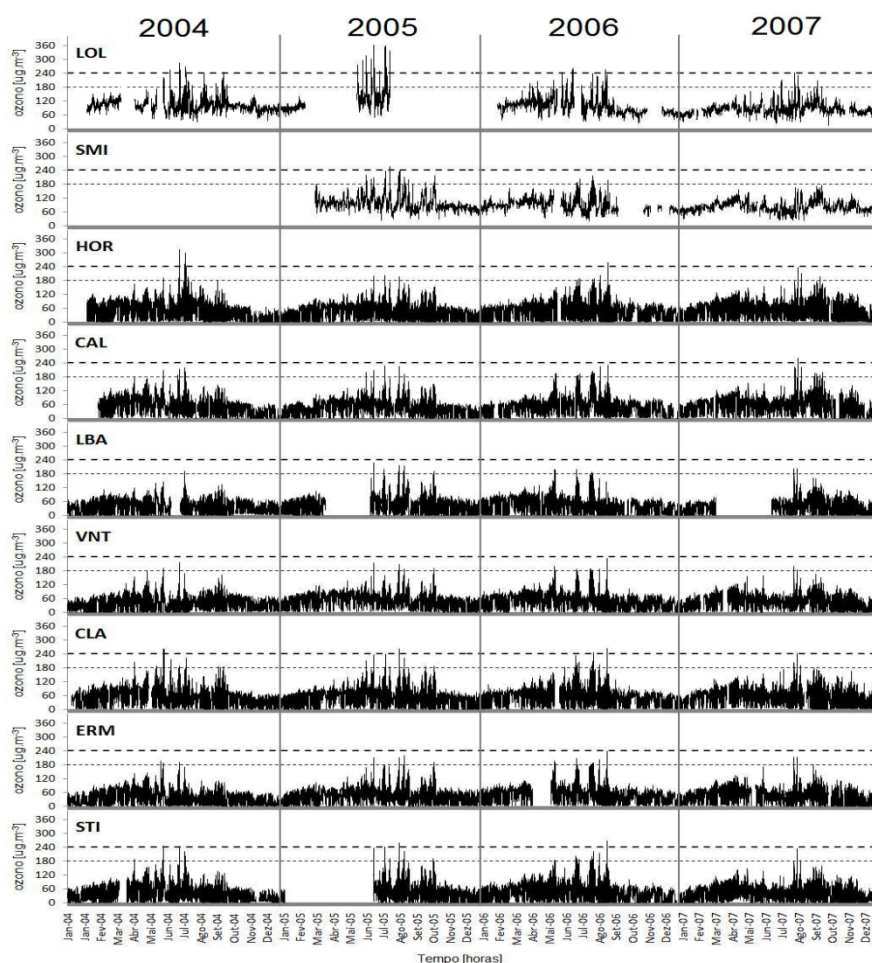


Figura 3. Distribuição espaço-temporal do ozono, na região Norte.

² Teve como base o número de estações estudadas por região, tendo em conta que no período considerado sempre que $\frac{N}{2}$ estações registassem excedências ao Linf seria considerado um episódio.

O estudo horário revelou que o maior número de excedências ao Linf ocorreu no período entre as 15h00 e as 16h00 UTC, com um total de 296 ocorrências (Figura 4). Esta situação era expectável, visto ser este o período de maior radiação solar no Verão do Hemisfério Norte.

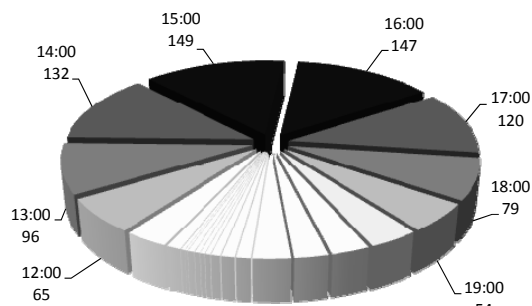


Figura 4. Distribuição horária do nº de excedências ao Linf na Região Norte.

Quanto à sazonalidade (Figura 5), foi interessante verificar as diferenças que existiram nos ciclos horários das quatro Estações do Ano, entre os locais com tipo de ambiente rural, suburbano ou urbano, bem como dos locais situados em altitude (ver Quadro 1).

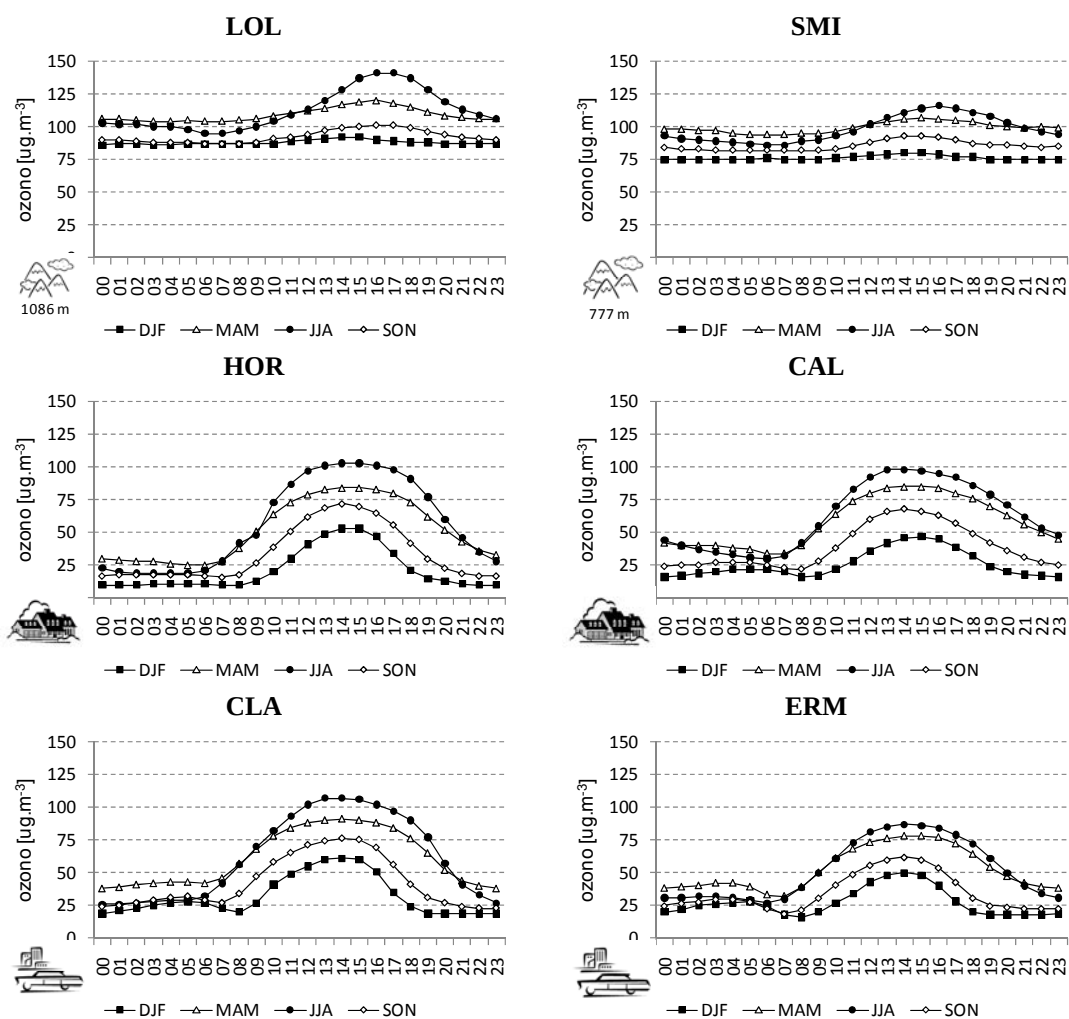


Figura 5. Ciclo horário do ozono nas quatro estações do ano, na região Norte.

Os locais de maior altitude (LOL e SMI) e de ambiente rural apresentaram ciclos horários quase homogêneos, com médias elevadas entre 75 e 100 $\mu\text{g.m}^{-3}$ durante as quatro Estações do Ano, com um ligeiro aumento no Verão entre as 16h00 e as 17h00 UTC. De referir que estes locais estão situados em zonas não povoadas e por esse facto a produção/amplificação das concentrações de ozono é feita de forma biogénica (COV da vegetação autóctone) durante todo o ano e também por advecção e acumulação em situações de acentuada estabilidade atmosférica principalmente no Verão.

Os locais de ambiente suburbano e urbano apresentaram ciclos horários bastante vincados, com influência nítida do ciclo diurno/nocturno mas também do tráfego automóvel e das actividades industriais que interagem com esses locais e que fomentam a criação de ozono troposférico de forma antropogénica.

A problemática do aumento das concentrações de ozono devido ao transporte tornou necessário um estudo sobre a direcção do vento. A Figura 6 faz a associação entre a direcção do vento e o número de ocorrências e intensidade das concentrações de ozono em LOL (local estudado com níveis mais elevados deste contaminante).

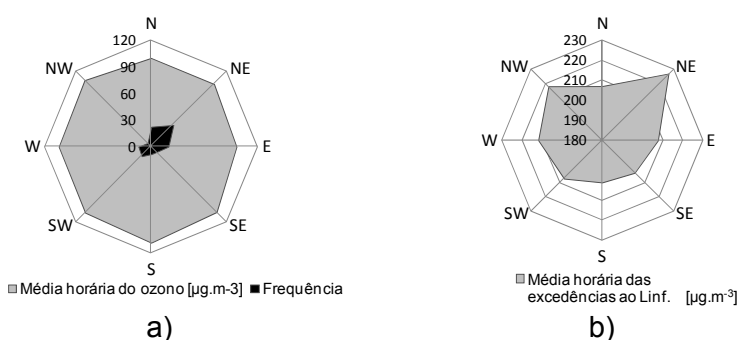


Figura 6. Variação do ozono com a direcção do vento em LOL: a) total da série; b) valores acima do Linf.

Esta figura mostra que a circulação predominante em LOL foi do quadrante NE (frequência), embora se tenham verificado médias horárias de ozono elevadas provenientes de todas as direcções. Contudo, quando foi analisado o comportamento deste poluente com valores superiores ao Limiar de Informação (180 $\mu\text{g.m}^{-3}$) verificou-se que os valores mais elevados foram registados quando a predominância do vento era de NE e NW. Em alguns dos locais estudados as excedências ao Linf estavam associadas a quadrantes diferentes da circulação predominante, indicando assim as localizações das fontes produtivas de ozono. Uma vez que durante o período considerado as excedências ao Linf foram demasiadas e acima de tudo coincidentes entre locais, fez-se a identificação de dezoito episódios para a região Norte (Quadro 2).

Quadro 2. Episódios de excedência de ozono ($\mu\text{g.m}^{-3}$) na região Norte.

Episódio Nº	Período	Estações com excedência em simultâneo								
		LOL	SMI	HOR	CAL	LBA	VNT	CLA	ERM	STI
1	17 Jun. 2004	223		192	210		184	263	190	246
2	15 Jul. 2004	284		270	214		218	189	192	244
3	25-26 Jul. 2004	255		300	219	191		222		224
4	22 Jun. 2005	361	209	200	210	229	216	236	221	238
5	11-12 Jul. 2005	353	237	204	229			241		244
6	05-06 Ago. 2005	320	232	198	227	218	208	263	212	260
7	15 Ago. 2005	261	210		192	216	189	222	221	224
8	06 Out. 2005	258	185			191	192	182	192	181
9	11 Jul. 2006	264		181	184			233		204
10	13 Jul. 2006		188		186	198	189	189	209	194
11	17 Jul. 2006		201	190	196			206		190
12	09 Ago. 2006		216	186	193	189		192	184	201
13	11-12 Ago. 2006	203		189	198	183	184	246	189	224
14	22 Ago. 2006	230		203	227		187	194	203	214
15	05 Set. 2006	259	195	272	231		234	323	240	269
16	30 Jul. 2007				222	201	201	204	214	180
17	04 Ago. 2007	243		239	269	202	186	244	213	236
18	10 Ago. 2007	233		211	223			192		184

Com o intuito de proceder à análise meteorológica dos episódios de excedências ao Linf fizeram-se imagens compostas (Figura 7) dos campos meteorológicos da temperatura máxima, radiação solar, humidade relativa a 850 hPa e das componentes do vento a 850 hPa. Este estudo permitiu conhecer quais os padrões atmosféricos associados às excedências ao Linf.

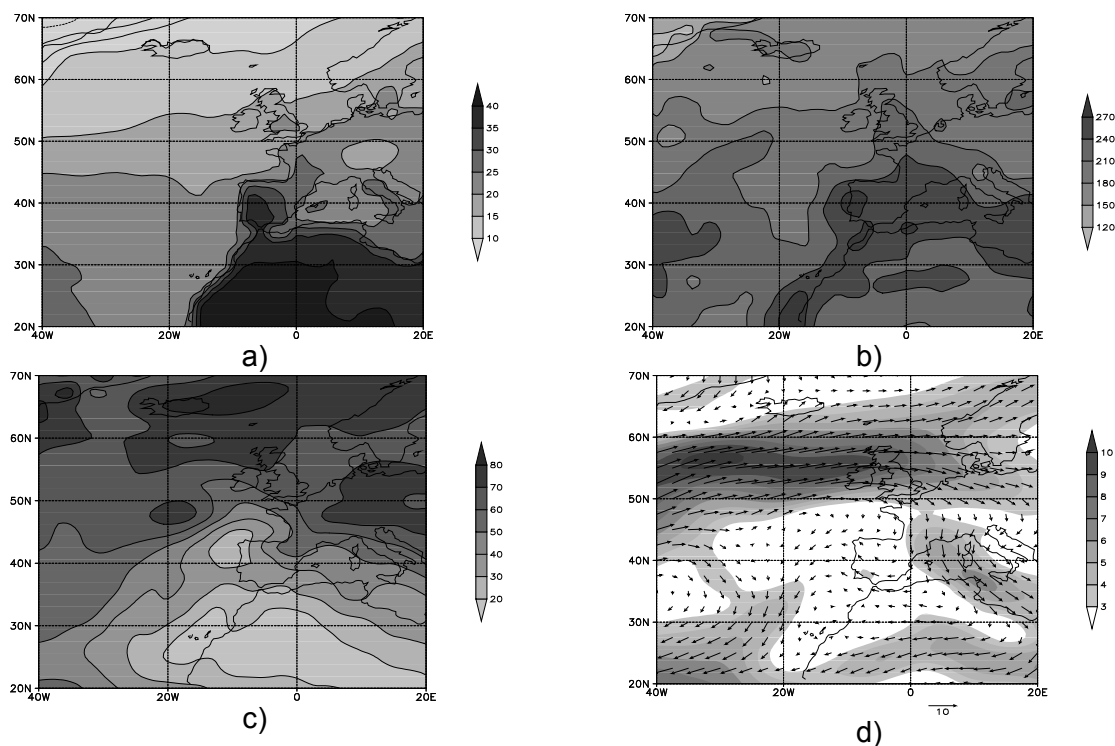


Figura 7. Compósito dos 18 episódios de excedências ao Linf, na região Norte:
a) Temperatura Máxima [°C]; b) Radiação solar [W.m^{-2}]; c) Humidade Relativa [%];
d) Direcção e velocidade do vento [m.s^{-1}].

As respostas obtidas através destes compósitos foram duma maneira geral a confirmação do que se esperava, i.e., os elevados valores de concentração de ozono (excedências ao Linf) ocorrem em situações de grande estabilidade atmosférica, com elevadas temperaturas e radiação solar, baixa humidade relativa ao nível de condensação e circulação anticiclónica com vento fraco. O padrão da pressão atmosférica ao nível médio do mar (Figura 8) identificou o anticiclone dos Açores estendido em crista sobre o Golfo da Biscaia e uma depressão no norte de África, que reforça a circulação de Leste e trás consigo massas de ar excessivamente quentes e secas.

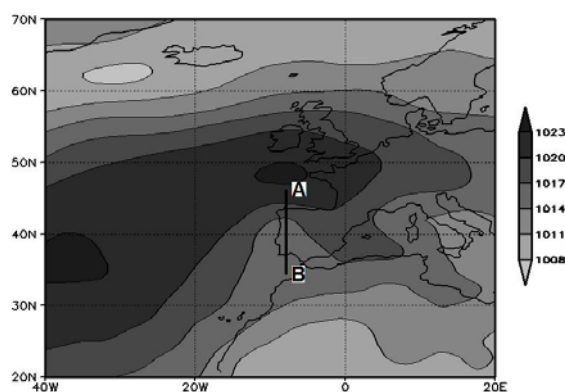


Figura 8. Compósito da SLP, dos 18 episódios de excedências ao Linf, na região Norte.

Os pontos **A** e **B** da Figura 8 localizados a 45°N/7.5°W e 35°N/7.5°W, respectivamente, serviram para determinar o valor do gradiente de pressão ($\Delta P_{(A-B)}$) que existiu entre esses locais e que se mostrou característico em situações de excedências ao Linf. Esse valor foi incluído nos cálculos da modelação do ozono no período entre Junho e Setembro.

Depois de verificadas as correlações existentes entre o ozono e as variáveis meteorológicas já citadas, fez-se um modelo horário e diário para cada local, com recurso ao método da regressão quadrática múltipla (3).

$$O_3Mod. = \beta_1.T + \beta_2.T^2 + \beta_3.Rad + \beta_4.Rad^2 + \beta_5.Hum + \beta_6.Hum^2 + \beta_7.V_u + \beta_8.V_u^2 + \beta_9.V_v + \beta_{10}.V_v^2 + \beta_{11}.O_{t-1} + \beta_{12}.O_{t-1}^2 + \beta_{13}.\Delta P_{(A-B)} + \beta_{14}.\Delta P_{(A-B)}^2 \quad (3)$$

Foram efectuados três testes aos modelos, que consistiram na variação do número de parâmetros preditores, como sendo o valor precedente do ozono (O_{t-1}) ou o $\Delta P_{(A-B)}$. A modelação foi aplicada às sete estações de que dispúnhamos de todas as variáveis e os resultados foram bons, obtendo-se em média um coeficiente de determinação (R^2) para os modelos horários de 0.93 e de 0.75 para os modelos diários.

4. Conclusões

Este estudo permitiu conhecer com maior rigor o valor das concentrações de ozono dos treze locais seleccionados, durante o período entre 2004 e 2007. Foi abrangente quanto ao tipo de ambiente (rural, suburbano e urbano), altitude (cotas baixas e altas) e região (Norte e Centro). Identificou por estação, as circulações predominantes do vento, assim como as direcções de proveniência do aumento do ozono quando em situação de excedência ao Linf. Analisou episódios de excedência ao Linf, encontrando padrões bem definidos das variáveis meteorológicas através dos compósitos desses episódios. Finalmente estabeleceu modelos de previsão horários e diários das concentrações de ozono com recurso ao método da regressão quadrática múltipla (r.q.m.), utilizando algumas variáveis meteorológicas.

Concluiu que durante o período de estudo as regiões do Norte e Centro apresentaram um elevado número de horas e dias de excedências ao Linf (1202 horas e 345 dias), sobretudo as estações LOL e SMI da região Norte, caracterizadas por um tipo de ambiente rural e localizadas em cotas elevadas.

As excedências ao Linf ocorreram preferencialmente no Verão entre as 15h00 e as 16h00 UTC, tendo sido muito comum uma situação de grande estabilidade atmosférica, com elevadas temperaturas (>30°C), elevada radiação solar (>270 W.m⁻²), baixa humidade relativa aos 850 hPa (<30%) e vento fraco aos 850 hPa (<3 m.s⁻¹). Foi também característico o posicionamento do anticiclone dos Açores estendido em crista até ao Golfo da Biscaia e a depressão no norte de África reforçado pela depressão térmica no interior da Península.

Os modelos de previsão horários e diários demonstraram bons resultados, com um máximo de eficiência obtido na estação FUN de 94% nos modelos horários e 83% nos diários.

Referências bibliográficas

- García, M.A.; Sánchez, M.L.; Pérez, I.A.; Torre, B., 2005. Ground level ozone concentration at rural location in northern Spain. Spain.
- Neto, J.; Torres P.; Ferreira F.; Boavida F., 2005. Previsão da qualidade do ar para Lisboa por métodos estatísticos. Sesimbra.
- Panero, C.; de Pablo, F.; Sánchez, J.M.; Tomás, C., 1997. Statistical modelling and prediction of pollutants in the urban atmosphere of Salamanca. Spain.
- Reis, L., 2008. Modelos estatísticos de previsão do ozono troposférico na região de Lisboa e Vale do Tejo. Lisboa.
- Temiyasathit, C.; Kim, S.; Park, S., 2009. Spatial prediction of ozone concentration profiles.
- Valente, J.; Miranda, A.; Lopes, A.; Borrego, A.; Viegas, D., 2007. A local-scale modelling system to simulate smoke dispersion. Aveiro e Coimbra.

Modelação estatística da relação entre mortalidade e condições atmosféricas na Área Metropolitana de Lisboa

Paulo Canário^a; Henrique Andrade^b;

^aCentro de Estudos Geográficos da Univ. de Lisboa, Edifício da Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa Email: pmscanario@gmail.com

^b Centro de Estudos Geográficos da Univ. de Lisboa, Edifício da Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa Email: henr.andr@gmail.com

Resumo

As relações entre variáveis climáticas e mortalidade diária na Área Metropolitana de Lisboa foram analisadas de forma a identificar e avaliar as interações mais relevantes entre os diversos parâmetros considerados. O estudo efectuado utilizou dados de óbitos diários e de variáveis climáticas medidas na estação meteorológica de Lisboa/Gago Coutinho relativos ao período entre 1998 e 2008. Recorreu-se ao uso de um Modelo Aditivo Generalizado para avaliar a possível relação não-linear entre as variáveis consideradas e seleccionar o modelo a utilizar numa regressão de Poisson. Foi encontrada uma relação (estatisticamente significativa) em forma de “U” entre a mortalidade diária e a temperaturas máxima diária; também se relacionam significativamente com a mortalidade a temperatura mínima diária, um factor de controlo para a sazonalidade e um factor de aclimação térmica de curto prazo. Verificou-se que a mortalidade se encontra inversamente relacionada com temperaturas máximas inferiores ao limiar situado entre os 27 e os 30°C e directamente relacionada com temperaturas superiores a este. Acima deste valor e até aos 34°C a taxa de mortalidade diária aumenta 0.3% por cada incremento de 1°C. Acima dos 34°C o incremento na mortalidade, por cada 1°C, passa a ter um valor médio de 0.75% até aos 40°C e de 1.5% para valores de temperatura máxima superiores a 41°C. Para temperaturas máximas inferiores ao limiar referido há um aumento de mortalidade de cerca de 0.3% por cada diminuição de 1°C até aos 22°C. Abaixo deste valor o incremento na mortalidade é crescente até um valor médio de 1.5% para temperaturas iguais ou inferiores a 17°C. Identificou-se ainda uma relação inversa da mortalidade diária com a temperatura mínima e directa com os restantes factores considerados. Os resíduos do modelo completo correspondem apenas a 13.4% dos valores observados.

Abstract

The relationship between climatic variables and daily mortality in Lisbon metropolitan area was analyzed in order to identify and evaluate the most relevant interactions amongst several parameters considered. The study used data on daily mortality and weather variables measured at the Lisboa / Gago Coutinho meteorological station for the period between 1998 and 2008. A Generalized Additive Model was used to assess possible non-linear relationship between the variables considered and to select the model to use in a Poisson regression. A “U” shaped, statistically significant, correlation was found between daily mortality and daily maximum temperatures; also related significantly to mortality is the daily minimum temperature, a control factor for seasonality and a short term thermal acclimation factor. Mortality is inversely related to maximum temperatures below the threshold set between 27 and 30°C and directly related to temperatures above this threshold. Above this value up to 34°C, the mortality rate increases 0.3% for each 1°C increment. Above 34°C, the increase in mortality for each 1°C, is 0.75 up to 40°C and 1.5% for values of maximum temperature above 41°C. For maximum temperatures below the threshold there is increased mortality of about 0.3% per 1°C decrease down to 22°C. Below this value there is a steady increase in mortality until it reaches an average of 1.5% for temperatures at or below 17°C. An inverse relationship was identified between daily mortality and the minimum temperature and a direct

relationship with the other factors considered. The residues of the complete model represents just 13.4% of observed values.

1. Introdução

A Área metropolitana de Lisboa (AML) tem uma população de cerca de 2800 000 habitantes. A taxa de mortalidade é de 9.1 óbitos/1000 habitantes (INE, http://www.ine.pt/xportal/xmain?xlang=pt&xpgid=ine_main&xpid=INE; acedido em 8-8-2010). A mortalidade diária apresenta uma clara variação sazonal (Figura 1) sendo no Inverno superior à do período quente, seguindo o padrão esperado da mortalidade em países situados em médias e altas latitudes (Curriero *et al.*, 2002; Wilkinson *et al.*, 2004; Marques, 2007).

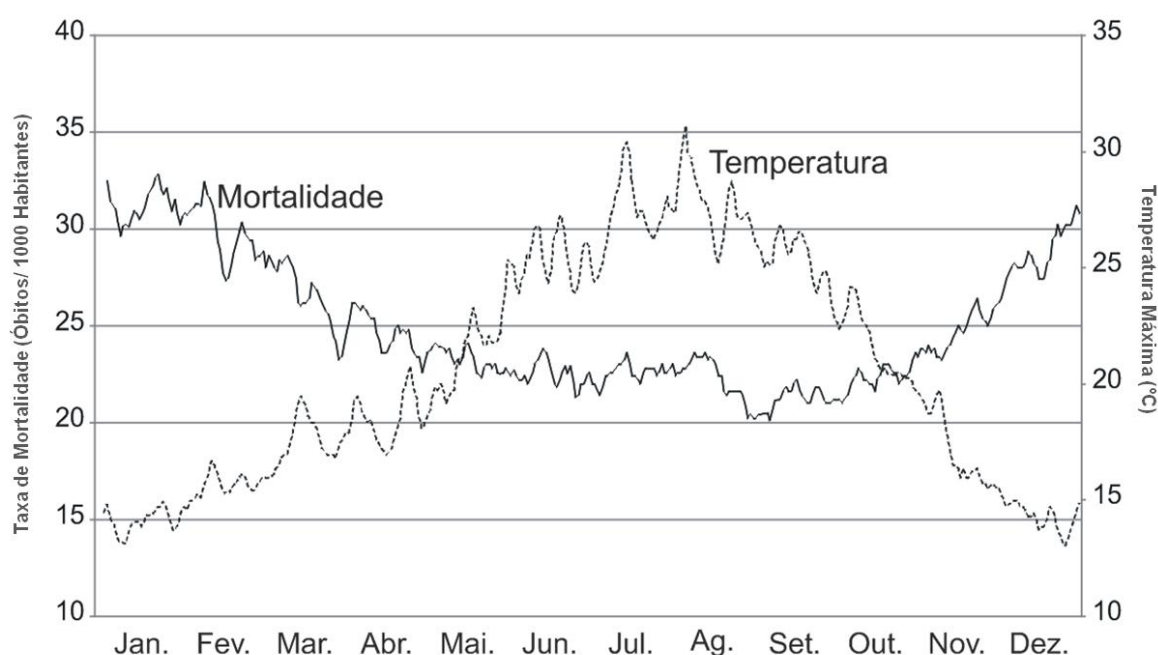


Figura 1. Sazonalidade da Taxa de Mortalidade e Temperatura Máxima (valores médios diários para o período de 1998-2008)

O estudo da relação entre mortalidade e temperatura com base em séries temporais relativamente longas, permite avaliar, ao contrário das análises de eventos de extremos térmicos, a associação entre temperaturas menos extremas e mortalidade (Curriero *et al.*, 2002; Ballester *et al.*, 1997).

Ao modelar estatisticamente a relação entre a mortalidade diária na Área Metropolitana de Lisboa (AML) e as condições atmosféricas, procurou-se identificar os parâmetros da temperatura do ar (máxima, média e mínima) e de outros indicadores térmicos (amplitude térmica diária e diferenças médias para diversos períodos anteriores) que melhor se relacionam com a variação diária da mortalidade por todas as causas; além da temperatura do ar, foi igualmente testada a utilização de diferentes índices bioclimáticos (Parsons, 1993), com o objectivo de verificar se esses índices permitem uma melhor explicação da variação diária da mortalidade, do que apenas a temperatura do ar.

A importância do conhecimento das relações gerais entre a mortalidade diária e as condições climáticas, nomeadamente a temperatura do ar, na AML, enquadra-se na necessidade de avaliar e comparar os efeitos de variação da temperatura na mortalidade a várias latitudes, reflectindo padrões sinópticos diferenciados e a capacidade adaptativa e de

aclimação das populações (Curriero *et al.*, 2002). Segundo Curriero *et al.*, num estudo realizado em 11 cidades norte-americanas, as cidades situadas em latitudes superiores (Chicago e Boston) possuem, para situações de mortalidade mínima, valores de temperatura mínima mais baixa do que cidades situadas no sul do país – ex. Miami e Tampa. Para a cidade de Barcelona foi identificado um limiar de 27°C de temperatura máxima acima do qual se verifica um progressivo aumento na mortalidade diária (Tobias *et al.*, 2010). Em Valência, Espanha, foi identificado um limiar de mortalidade mínima para temperaturas mínimas situadas entre os 22 e os 25°C (Ballester *et al.*, 1997). Um estudo efectuado para o distrito de Lisboa (Dessai, 2002), compreendendo a mortalidade entre os anos 1980 a 1998, define “uma larga zona de conforto”, com mortalidade absoluta inferior a 30 óbitos/dia, entre os 15.6°C e os 31.4°C.

2. Materiais e métodos

2.1 Dados de base

Os dados de mortalidade diária, por todas as causas, com indicação do sexo e grupo etário, entre 1998 e 2008 e os dados demográficos por concelho, foram fornecidos pelo INE.

Os dados das variáveis climáticas, também para o período 1998-2008: temperatura do ar (Ta), temperatura do ponto de orvalho (Td), velocidade do vento e nebulosidade, da estação meteorológica de Lisboa/Gago Coutinho, foram fornecidos pelo *National Climatic Data Center*,

2.2 Correções dos dados e cálculo de índices

O cálculo da humidade relativa (HR) foi efectuado a partir dos dados de Ta e Td, utilizando a fórmula:

$$HR = 99.551 \times 2.7182818^{-0.0633 \times (Ta - Td)} \quad (1)$$

A correcção da velocidade do vento para o nível de 1.5 m (dado que se pretendeu utilizar esses dados no cálculo de índices bioclimáticos), foi realizada utilizando a equação potencial do perfil do vento (Deacon, 1949 citado por Linacre, 1992):

$$v_z = v_s \times \left(\frac{z}{z_s} \right)^a \quad (2)$$

sendo v_z a velocidade do vento à altura z (m/s), v_s a velocidade do vento a 10 m (m/s), $z_s = 10$ m e a um expoente dependente da estabilidade da atmosfera: a estabilidade atmosférica foi avaliada com base nas classes de estabilidade de Pasquill-Gifford, segundo o método utilizado em (Domingos *et al.*, 1980; Andrade, 2003).

A temperatura radiativa média (Tmr) foi estimada utilizando o software Rayman (Matzarakis *et al.*, 2007), com base nas coordenadas do lugar e nos valores de nebulosidade.

Para avaliar se a combinação de outras variáveis atmosférica (nomeadamente a velocidade do vento, humidade atmosférica e Tmr) com a Ta contribuíam de forma significativa para a explicação da variação da mortalidade diária, foram calculados diferentes índices termofisiológicos: o *Predicted Mean Vote* (PMV: Fanger 1972; Jendritzky & Nübler 1981; Parsons 1993), a *Standard Effective Temperature* (SET*: Parsons 1993; Chen *et al.* 2004) a *Physiological Equivalent Temperature* (PET: Höppe 1999; Matzarakis *et al.* 1999; Andrade, 2003) e a *Aparent temperature* (Steadman, 1994). A escolha desses índices dependeu da

existência de software disponível, excepto no caso da *Aparent temperature*, que foi calculada utilizando uma fórmula simplificada dada em Steadman (1994)

Foram também calculados outros indicadores térmicos como a amplitude térmica diária, as diferenças médias, das temperaturas mínimas e máximas diárias, em relação a diferentes períodos anteriores (entre 1 e 28 dias), e os desvios à média, das várias temperaturas, para os mesmos dias e períodos do conjunto dos anos em estudo, reflectindo anomalias térmicas intra-sazonais.

A taxa de mortalidade diária (óbitos/10.000 habitantes) foi calculada de acordo com estimativas anuais de população para o período considerado (98-08) e fornecidas pelo INE.

2.3 Métodos Estatísticos

A regressão de Poisson é o método estatístico habitualmente utilizado para analisar a relação entre a mortalidade e as variáveis ambientais, uma vez que o número de óbitos diário representa apenas uma pequena parte da população e assume valores limitados a números inteiros não-negativos (Kan et al., 2007; Schwartz et al., 1996). Foi o método eleito dado a mortalidade seguir aquele tipo de distribuição - o que foi confirmado, neste caso. Numa primeira fase, recorreu-se ao uso de um Modelo Aditivo Generalizado para avaliar a possível relação não-linear entre as variáveis consideradas e seleccionar o modelo a utilizar na regressão de Poisson, num contexto de Modelo Linear Generalizado, numa segunda fase (Terzi & Cengiz, 2009). A variável dependente é a Taxa de mortalidade diária (Txmort), corrigida anualmente com base nas projecções demográficas do INE.

A análise foi efectuada recorrendo ao software SAS 9.0. Na primeira fase da análise avaliou-se a relação de todas as variáveis com a Txmort de forma a perceber a forma e significância da sua relação. Sucessivas regressões “passo a passo” utilizando quer Modelos Aditivos Generalizados quer a regressão múltipla de Poisson padrão resultaram na definição de um modelo de regressão, que permite estimar a Txmort, com os respectivos intervalos de confiança (IC), para cada combinação de variáveis independentes. Na definição do modelo, valorizaram-se os seguintes parâmetros estatísticos: a “*deviance*”, o teste χ^2 e o teste de significância “p” (*p-value*) – Quadro 1. O parâmetro “*deviance*” possibilita a comparação entre modelos e identificação do modelo mais ajustado e define a capacidade explicativa de cada variável dentro do modelo (este parâmetro compara o logaritmo da verosimilhança de um modelo de estudo com o mesmo logaritmo de um modelo completo – modelo com total ajuste aos dados); o teste χ^2 que testa os coeficientes de regressão individuais – é o quadrado da razão entre os coeficientes B e o desvio-padrão.

3. Discussão e Conclusões

Na análise efectuada, quatro variáveis independentes apresentaram uma relação significativa com a Txmort: a Temperatura Máxima (Tmax) incluindo um termo quadrático desta ($Tmax^2$), a Temperatura Mínima (Tmin), o Desvio à média da Temperatura Mínima (DMTm) – considerando o valor médio de Tmin no mesmo dia dos restantes anos considerados e a diferença entre Tmin e a média das temperaturas mínimas nos 14 dias anteriores (Dif2semtmin).

3.1 Forma da relação entre mortalidade e temperatura

Através da regressão de Poisson, concluiu-se que, das diferentes variáveis testadas, é a Tmax a que apresenta uma relação mais forte com a mortalidade diária (Quadro 1; Fórmula 2); essa relação é em forma de U (Figura 2), registando-se o menor número de óbitos com uma Tmax de 25°C - considerando os valores observados de Tmax e a mortalidade esperada.

Quadro 1. Parâmetros Estatísticos da Regressão de Poisson

Parâmetros	Estimado (B)	Deviance	Chi-Square	p
Intercepto	4.1240	4672	-	-
Tmax	- 0.0464	3860	812	<0.0001
Tmin	- 0.0338	3641	218	<0.0001
DMTm	0.0098	3127	514	<0.0001
Dif2semtmin	0.0337	2888	238	<0.0001
Tmax ²	0.0011	2704	184	<0.0001

$$Txmort = 4.124 - 0.0464tmax - 0.0338tmin + 0.0098DMTm + 0.0337Dif2semtmi + 0.0011Tmax^2 \quad (2)$$

Numa breve análise dos resíduos encontrados, determinando as diferenças entre Txmort observada e esperada verificou-se que, o modelo completo, possui uma capacidade explicativa da mortalidade de aproximadamente 86.6% dos valores observados.

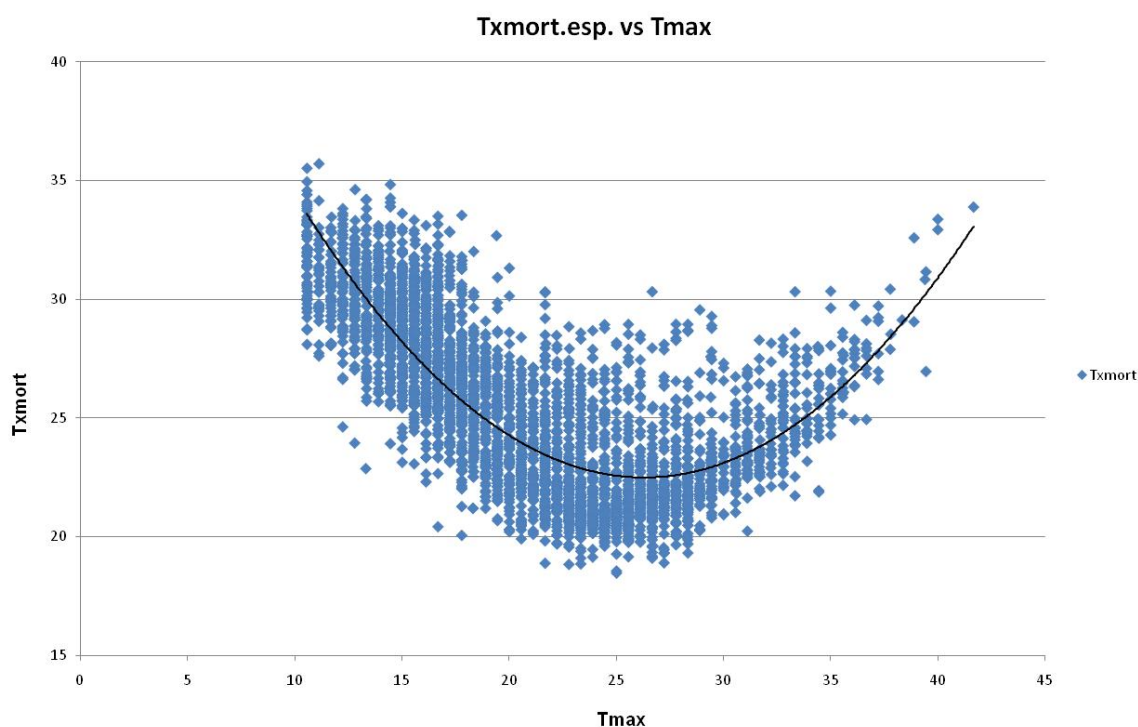


Figura 2. Relação entre taxa de mortalidade e a temperaturamáxima

Foi avaliada a variação percentual da *Txmort* em função da variação da Tmax (Quadro 2). A *Tmin* foi estimada a em função da Tmax, a partir dos dados observados.

Pode identificar-se uma banda térmica entre os 27 e os 30°C com mortalidade mínima. Acima desta banda e até aos 34°C, em média, a mortalidade diária aumenta 0.3% (IC de 95%: -0.1 – 0.9) por cada aumento de 1°C. Nas bandas térmicas seguintes verifica-se um aumento percentual crescente de *Txmort* para cada aumento de 1°C. Para temperaturas máximas inferiores à banda de mortalidade mínima a *Txmort* aumenta 0.3% entre os valores de 22 a 26°C para cada grau de arrefecimento, passando esse incremento a ser de 0.74% entre os 21 aos 18°C e 1.5 % abaixo dos 17°C. Note-se a menor amplitude dos IC de 95% para valores inferiores ao limiar de temperaturas correspondentes à mortalidade mínima especialmente nas bandas térmicas mais extremas.

Quadro 2. – Variação da *Txmort* com a *Tmax*

Tmax	% Variação da mortalidade (95% IC)
$\leq 17^{\circ}\text{C}$	-1.50 (-1.67 a -1.32)
18 – 21 $^{\circ}\text{C}$	-0.74 (-0.90 a -0.53)
22 – 26 $^{\circ}\text{C}$	-0.30 (-0.54 a -0.06)
27 – 30 $^{\circ}\text{C}$	0.00 (-0.30 a -0.42)
31 – 34 $^{\circ}\text{C}$	0.30 (-0.10 a 0.90)
35 – 40 $^{\circ}\text{C}$	0.75 (0.10 a 1.80)
$\geq 41^{\circ}\text{C}$	1.50 (0.36 a 3.42)

Limiares de mortalidade mínima para a cidade de Lisboa (e para Portugal em geral) foram anteriormente definidos mas compreendendo apenas o período quente do ano e obedecendo a metodologias bastante dispares da seguida neste estudo. O valor de 32°C foi identificado como limiar durante as ondas de calor de 1981 e 1991 coincidindo com o percentil 97.5% - meses de Maio a Setembro dos anos 1980 a 2000 (Nogueira et al., 2008); estudando apenas os meses de verão identificaram-se os limiares de 28°C (Gosling et al., 2007), 29°C (Dessai, 2002) e de 33.4°C (Garcia-Herrera et al. 2005). A comparação de limiares térmicos entre cidades situadas a diferentes latitudes reflecte, de algum modo, a sua diminuição com latitudes mais elevadas e a capacidade de aclimação das populações a valores mais altos de temperatura com a diminuição da latitude – considerando a mortalidade por todas as causas e a população total. Assim Londres surge com limiares calculados entre os 18 e os 20.5°C (Pattenden et al., 2003; Gosling et al, 2007; Hajat et al., 2002; Hajat et al., 2006 citado por Gosling et al., 2009), Paris com 20.6 a 23.6°C (Laiidi et al., 2006) e Sidney com 26°C (Gosling et al., 2007).

3.2 Relação com a temperatura mínima, *Dmtm* e *Dif2semtmin*

Verificou-se também uma contribuição significativa para o modelo da temperatura mínima (relação inversa); este facto expressa a importância da *Tmin* invernal para a mortalidade diária.

Dmtm e *Dif2semtmin* apresentam uma relação significativa e directa Com a variável dependente. A presença da variável *Dmtm* no modelo reflecte a importância de temperaturas mínimas excepcionalmente elevadas para a altura do ano no aumento da *Txmort*. A variável *Dif2semtmin* possui também uma relação directa com a mortalidade – demonstra o aumento da *Txmort* perante subidas bruscas da temperatura mínima do ar.

3.3 Conclusão

Determinou-se o valor de 25°C de *Tmax* (considerando o modelo obtido e os valores observados de temperatura) e a banda térmica entre os 27 e os 30°C (considerando *Tmin* em função de *Tmax*) como limiares que correspondem à mortalidade mínima na AML. - o que está de acordo com valores encontrados para áreas urbanas com características semelhantes (Dessai, 2002; Tobias et al., 2010). A temperatura mínima surge com um peso relevante no modelo encontrado – próximo daquele encontrado para a *Tmax*. Realce para a importância, estatisticamente significativa, das fortes anomalias intra-sazonais da *Tmin* na mortalidade diária (especialmente em Invernos muito frios e Verões muito quentes) realçando o papel da necessária adaptação comportamental das populações. As subidas bruscas de *Tmin* têm relação directa com o aumento de mortalidade confirmando a letalidade das ondas de calor precoces (no início do Verão).

Referências bibliográficas

- Andrade H., 2003. Bioclima humano e temperatura do ar em Lisboa, Tese de Doutoramento, Univ. de Lisboa.
- Ballester, F.; Corella, D.; Pérez-hoyos, S.; Sáez, M.; Hervás, A., 1997. Mortality as a Function of Temperature. A Study in Valencia, Spain, 1991–1993. *International Journal of Epidemiology*, Vol. 26, N°3.
- Chen, H.; Ooka, R.; Harayama, K.; Kato, S.; Li, X., 2004. Study on outdoor thermal environment of apartment block in Shenzhen, China with coupled simulation of convection, radiation and conduction. *Energy and Buildings*, 36: 1247–1258.
- Curriero, F.C.; Heiner, K.S.; Samet, J.M., Zeger, S.L., Strug, L.; Patz, J.A., 2002. Temperature and mortality in 11 cities of the eastern United States. *Am J Epidemiol* 155: 80–87.
- Dessai, S., 2002. Heat stress and mortality in Lisbon Part I. model construction and validation. *Int J Biometeorol.* 47:6–12
- Domingos, J.J.D.; Pinto, M.F.; Pontes, M.T., 1980. Ocorrência média anual no território português das classes de estabilidade atmosférica de Pasquill-Gifford. *Revista de Engenharia Técnica*, XLII, (460): 27- 41.
- Fanger, P.O., 1972. Thermal comfort. McGraw-Hill. New York.
- Gosling, S.N.; McGregor, G.R.; Páldy, A., 2007 Climate change and heat-related mortality in six cities Part 1: model construction and validation. *Int J Biometeorol.* 51: 525–540
- Gosling, S.N.; Lowe, J.A.; McGregor, G.R.; Pelling, M.; Malamud, B.D., 2009. Associations between elevated atmospheric temperature and human mortality: a critical review of the literature. *Climatic Change.* 92: 299–341
- Hajat, S.; Kovats, R.S.; Atkinson, R.W.; Haines, A., 2002. Impact of hot temperatures on death in London: a time series approach. *J Epidemiol Community Health.* 56: 367-372
- Höppe, P., 1999. The physiological equivalent temperature - an universal index for the biometeorological assessment of the thermal environment. *Int J Biometeorol*, 43: 71-75.
- Jendritzky, G.; Nuebler, W., 1981. A model analysing the urban thermal environment in physiologically significant terms. *Arch. Met. Geoph. Biokl., ser. B*, 29, 31: 313-326..
- Kan, H.; London, S.J.; Chen, H.; Song, G.; Chen, G.; Jiang, L.; Zhao, N.; Zhang, Y.; Chen, B., 2007. Diurnal temperature range and daily mortality in Shanghai, China. *Environmental Research* 103: 424–431.
- Laaidi, M.; Laaidi, K.; Besancenot, J., 2006. Temperature-related mortality in France, a comparison between regions with different climates from the perspective of global warming. *Int J Biometeorol.* 51: 145–153
- Linacre, E., 1992. Climate data and resources. Routledge, London.
- Marques, J.M.A., 2007. Condições climáticas de Inverno e a mortalidade diária no distrito de Lisboa. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Letras. Universidade de Lisboa
- Matzarakis, A.; Mayer H.; Iziomom, E. (1999) Applications of a universal thermal index: physiological equivalent temperature. *Int J Biometeorol*, 43:76-84.
- Matzarakis, A.; Rutz, F.; Mayer, H., 2007. Modelling radiation fluxes in simple and complex environments: application of the Rayman model. *Int J Biometeorol.* 51: 323–334.
- Nogueira, P.; Paixão, M., 2008. Models for mortality associated with heatwaves: update of the Portuguese heat health warning system. *Int. J. Climatol.* 28: 545–562
- Parsons, K.C. 1993. Human thermal environments. Taylor & Francis, London.
- Pattenden, S.; Nikiforov, B.; Armstrong, B.G., 2003. Mortality and temperature in Sofia and London. *J Epidemiol Community Health.* 57:628-633
- Schwartz, J.; Spix, C.; Touloumi, G.; Bachárová, L.; Barumamdzadeh, T.; Tertre, A.; Piekarski, T.; Leon, A.P.; Pönkä, A.; Rossi, G.; Saez, M.; Schouten, J.P., 1996. Methodological issues in studies of air pollution and daily counts of deaths or hospital admissions. *Journal of Epidemiology and Community Health.* 50 (Suppl 1): S3-S11

- Steadman, R.G., 1994. Norms of apparent temperature in Australia. *Aust. Met. Mag.* 43: 1-16.
- Terzi, Y. & Cengiz, M.A, 2009. Using of generalized additive model for model selection in multiple poisson regression for air pollution data. *Scientific Research and Essay*. Vol.4 (9):. 867-871.
- Tobías, A.; Olalla, P.G.; Linares, C; Bleda, M.J.; Caylà, J.A.; Díaz, J., 2010. Short-term effects of extreme hot summer temperatures on total daily mortality in Barcelona, Spain. *Int J Biometeorol.* 54:115–117
- Wilkinson, P.; Pattenden, S.; Armstrong, B.; Fletcher, A.; Kovats, R.S.; Mangtani, P.; McMichael, A.J., 2004. Vulnerability to winter mortality in elderly people in Britain: population based study. *British Medical Journal.* 329: 647-653.

Comportamento climático e saúde: ocorrência de internação por pneumonias na cidade de Rio Claro –SP

Renata Romera Natalino^a
Magda Adelaide Lombardo^b

^aMestre em medicina-USP, pós graduanda em geografia- UNESP- campus de Rio Claro- renataromera@bol.com.br.

^bProfessora Doutora do Departamento de Geografia pela-UNESP- Campus de Rio Claro- lombardo@rc.unesp.br

Resumo

Esta pesquisa realizada no campo da Geografia Médica, investiga a temática clima e enfermidades, buscando a relação dos casos de internação por doenças respiratórias e os parâmetros climáticos na população de Rio Claro/SP, durante o ano de 2009. Para estimar a associação entre ambos, foram analisados diariamente as ocorrências de internação por pneumonia, obtido pelo sistema de informação hospitalar (AIH/SUS) e os parâmetros climáticos – temperatura e precipitação obtidos junto ao Laboratório de Climatologia do Departamento de Geografia da UNESP - campus de Rio Claro. Esses dados foram correlacionados utilizando o sistema de informação geográfica (SIG) no período compreendido entre janeiro a dezembro de 2009. Foi evidenciado que o número de ocorrência de pneumonia aumentou durante os meses do outono e inverno, época em que foram registradas baixas temperaturas e longo período de estiagem.

1. Introdução

O homem, por estar intimamente em contato com a atmosfera e por exercer mudanças no meio ambiente decorrentes de suas atividades, alteram as condições atmosféricas. Os efeitos dessas modificações refletem na saúde humana, assim, algumas doenças surgem ou evoluem devido às variações dos parâmetros climáticos.

A fisiologia humana é extremamente sensível aos episódios climáticos extremos (ondas de calor, variações súbitas de temperatura, períodos de estiagem), sendo que a revisão de vários estudos aponta os possíveis efeitos maléficos destes parâmetros climáticos no aparelho respiratório, circulatório, entre outros.

Lacaz (1972) em sua obra: Introdução à Geografia Médica do Brasil, destaca que os elementos climáticos influem tanto no aparecimento quanto na manutenção de certas enfermidade

Especialistas em diferentes campos da medicina, geografia, arquitetura, meteorologia têm-se interessado pelas relações entre ambiente atmosférico e o homem, mostrando seu caráter interdisciplinar e dando sustentação às pesquisas no campo da geografia médica, climatologia urbana e bioclimatologia.

Existem uma vasta produção científica que relaciona doenças respiratórias e clima, principalmente nas cidades de grande porte, sendo a poluição do ar uma das causas envolvidas nessa patogênese. Salientamos os estudos produzidos pelo médico patologista Paulo Hilário do Nascimento Saldiva, coordenador do Laboratório de Poluição Atmosférica Experimental da Universidade de São Paulo, que vem se dedicando ao estudo da qualidade do ar de São Paulo.

Na Geografia destacam-se os trabalhos de Pitton (2004), Castilho (2006) e Souza (2007), que fazem um paralelo entre clima e enfermidades respiratórias e cardiovasculares.

A poluição do ar representa hoje um dos maiores problemas de Saúde Pública, afetando a saúde de seres humanos, de animais e de plantas. O rápido avanço tecnológico do mundo moderno aliado ao grande aumento demográfico e à concentração das atividades

comerciais, financeiras e industriais desencadeia um aumento na quantidade de poluentes jogados na atmosfera, afetando de maneira séria a qualidade de vida em nosso planeta.

2. Materiais e Métodos

Para a escolha de quais seriam os caminhos trilhados na execução deste trabalho, foi necessário uma ampla revisão bibliográfica a respeito da geografia médica, da climatologia médica, assim como a leitura de publicações médicas de temas que vinculam poluição atmosférica e doenças respiratórias, publicações estas disponíveis principalmente em cadernos de saúde pública.

O propósito deste trabalho foi o de correlacionar as variações dos parâmetros climáticos com as ocorrências de internações por pneumonia nos residentes urbanos de Rio Claro/SP, visando melhoria da qualidade de vida.

Esta pesquisa foi realizada em etapas, procurando uma análise multifatorial de diferentes tipos de fonte e dados.

2.1 Dados meteorológicos

Foram realizadas as análises dos dados mensais e diários dos parâmetros climáticos (temperatura máxima, média e mínima e pluviosidade) no ano de 2009, sendo priorizados os extremos climáticos em função de provocarem maiores impactos na saúde humana.

Os parâmetros climáticos foram fornecidos pelo Laboratório de Climatologia - Departamento de Geografia – IGCE - UNESP de Rio Claro e Estação Climatológica – CEAPLA – IGCE – UNESP - Rio Claro.

Os dados foram organizados na planilha eletrônica do Excel, e, posteriormente, elaborados os gráficos com o intuito de comparar os parâmetros climáticos e as internações por pneumonias.

2.2 Dados da saúde

As informações sobre as internações hospitalares por pneumonias foram obtidas junto ao banco de dados informatizados da Santa Casa de Misericórdia de Rio Claro no ano de 2009. Esses dados foram disponibilizados pelo serviço de arquivo médico (SAME), da Santa Casa de Rio Claro, que contém informações de todas as internações realizadas através das autorizações de Internação Hospitalar (AIH) do sistema Único de Saúde (SUS).

Foram analisadas as doenças respiratórias com ênfase nas pneumonias nas seguintes faixas etárias: 0 - 5 anos (grupo I), entre 5 e 65 anos (grupo II) e acima de 65 anos (grupo III).

Neste ano de 2009 foram analisadas diariamente as hospitalizações por pneumonias na cidade de Rio Claro - SP, totalizando 473 enfermos internados, sendo 218 do sexo feminino e 255 do sexo masculino.

O grupo I contou com 192 pacientes, o grupo II com 152 e o grupo III com 129.

Após as coletas dos dados, estes foram organizados a partir da planilha eletrônica do Excel, sistema para cálculos estatísticos, sistema de informação geográfica (SIG) podendo assim identificar e analisar as ocorrências de interesse.

2.3 Caracterização da Área de Estudo

Rio Claro é um município do estado de São Paulo, com uma área equivalente a 498 km², inserida, geomorfológicamente, na média Depressão Periférica Paulista e pertencente à sub-região do médio Tietê, deprimida entre as escarpas das Cuestas Basálticas e o Planalto Atlântico.

Do ponto de vista geográfico, o município está localizado entre as latitudes 22 21' e 22 27 ' S e longitudes 47 32' e 47 36' W. (figura-1)

Dados do instituto Brasileiro de Geografia e Estatística , de 2006, mostram que a população de Rio Claro é de aproximadamente 190.373 habitantes e que tem uma densidade demográfica de 382 hab/Km. Cerca de 98% dessa população está concentrada na área urbana.

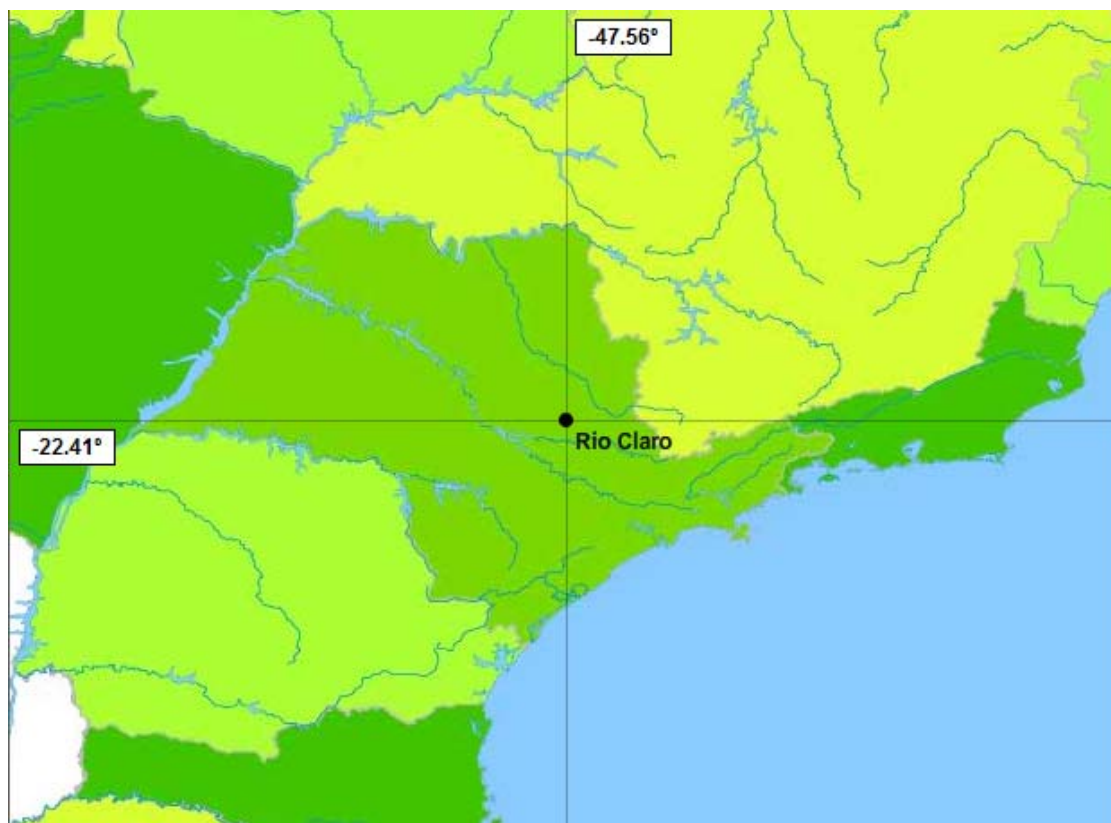


Figura 1-Localização de Rio Claro no Estado de São Paulo. Fonte: ibge.com.br/cidades

Rio Claro faz limites com os municípios de Leme, Araras, Santa Gertrudes, Piracicaba, Ipeúna, Itirapina e Corumbatai, integrando a região administrativa de Campinas. Distante 173 km da capital do Estado de São Paulo, ligando-se pelo sistema Anhanguera – Bandeirantes e rodovia Washington Luiz.

Com relação à dinâmica climática, o município de Rio Claro pode ser caracterizado como tropical, evidenciando o período da primavera e verão, quente e úmido com resfriamento esporso, devido ao confronto entre massas de ar tropicais e polares, gerando instabilidade e constantes aguaceiros e o outono e inverno, secos, com sucessivos resfriamentos (Castro, 2000).

Para Troppmair, citado por Castro (2000) com relação à distribuição anual das chuvas de Rio Claro, elas apresentam regime tropical, com uma estação seca de abril a setembro, quando ocorre de 15 a 20 dias de chuva, com um total de aproximadamente 200 mm e uma estação chuvosa, de outubro a março, ocorrendo de 55 a 60 dias de chuva, com um total ao redor de 1.200 mm.

Os valores dos parâmetros climáticos temperatura (máxima, média e mínima) e pluviosidade para o ano de 2009, obtido pelo laboratório de climatologia da Unesp estão representados abaixo.

Quadro 1 Temperatura (máxima, média e mínima) e pluviosidade para o ano de 2009, obtido pelo laboratório de climatologia da Unesp

2009	Temperaturas			pluviosidade
Meses	Máxima	Média	Mínima	mm
janeiro	34.6	24.4	14.8	286.6
fevereiro	32.8	25.3	17.0	225.3
março	34.8	25.6	15.4	157.8
abril	30.6	23.2	10.4	25.3
maio	31.0	21.6	7.6	43.4
junho	27.8	17.5	1.2	28.7
julho	30.6	19.4	3.4	42.9
agosto	31.2	20.5	6.8	85.0
setembro	33.2	23.0	11.0	131.3
outubro	32.8	23.9	12.2	116.8
novembro	34.8	26.5	16.8	168.2
dezembro	33.0	25.2	16.4	332.3

3. Resultados e Discussões

Os parâmetros climáticos usados neste estudo foram: pluviosidade e temperatura do ar, esses parâmetros foram analisados tanto mensalmente como diariamente e cruzados com o número de casos de pneumonia internados no Hospital de Misericórdia da Santa Casa de Rio Claro por dia, com o objetivo de analisar a correlação entre ambos.

Ao analisar os dados, observou-se que o maior número de ocorrências de internação por doenças respiratórias (pneumonias) durante o ano de 2009 ocorreu entre os meses de julho, agosto e setembro.

O gráfico da Figura 2 demonstra a distribuição mensal dos parâmetros climáticos - temperatura mínima, média e máxima, total mensal de precipitação e casos de internações hospitalares por pneumonia.

Pelo gráfico pode-se notar que quando o total pluviométrico mensal diminui há um acréscimo nas ocorrências de internações, inclusive nos meses que sucedem ao período de estiagem.

Com o tempo seco, a umidade relativa do ar diminui, favorecendo o aparecimento de doenças respiratórias.

No mês de julho, os três maiores picos de casos de internação ocorreram nos dias 16, 20 e 30, sendo hospitalizados 5 casos nos dias 16 e 20 e 4 casos no dia 30 de julho de 2009.

No mês de agosto os dias 4, 20 e 29 obtiveram maior ocorrência de internações, sendo 6 casos no dia 04, 8 casos no dia 20 e 4 casos no dia 29.

No mês de setembro, os maiores índices foram nos dias 11 com 3 casos e nos dias 17 e 30, com 4 casos.

Observou-se pela correlação entre os dados (internação e pluviosidade), que os dias onde foram registrados os maiores índices de internações por pneumonia foram aqueles de baixa precipitação ou seguido por meses em que a pluviosidade atingiu os menores valores.

Correlacionando os dados (internação e temperatura), observou-se que os dias de maiores ocorrências de internação foram precedidos por dias em que a temperatura mínima atingiu os valores mais baixos e que a amplitude térmica ficou mais alta.

No ano de 2009, o aumento de internações se deu em uma evolução entre os meses de julho e setembro, atingindo um pico maior no mês de agosto.

Durante o ano de 2009 foram hospitalizadas 473 pacientes por pneumonia, sendo a faixa etária menor de 5 anos ou seja o grupo I, a mais acometida pela enfermidade, com 192 crianças, seguidas pelo grupo II e III.

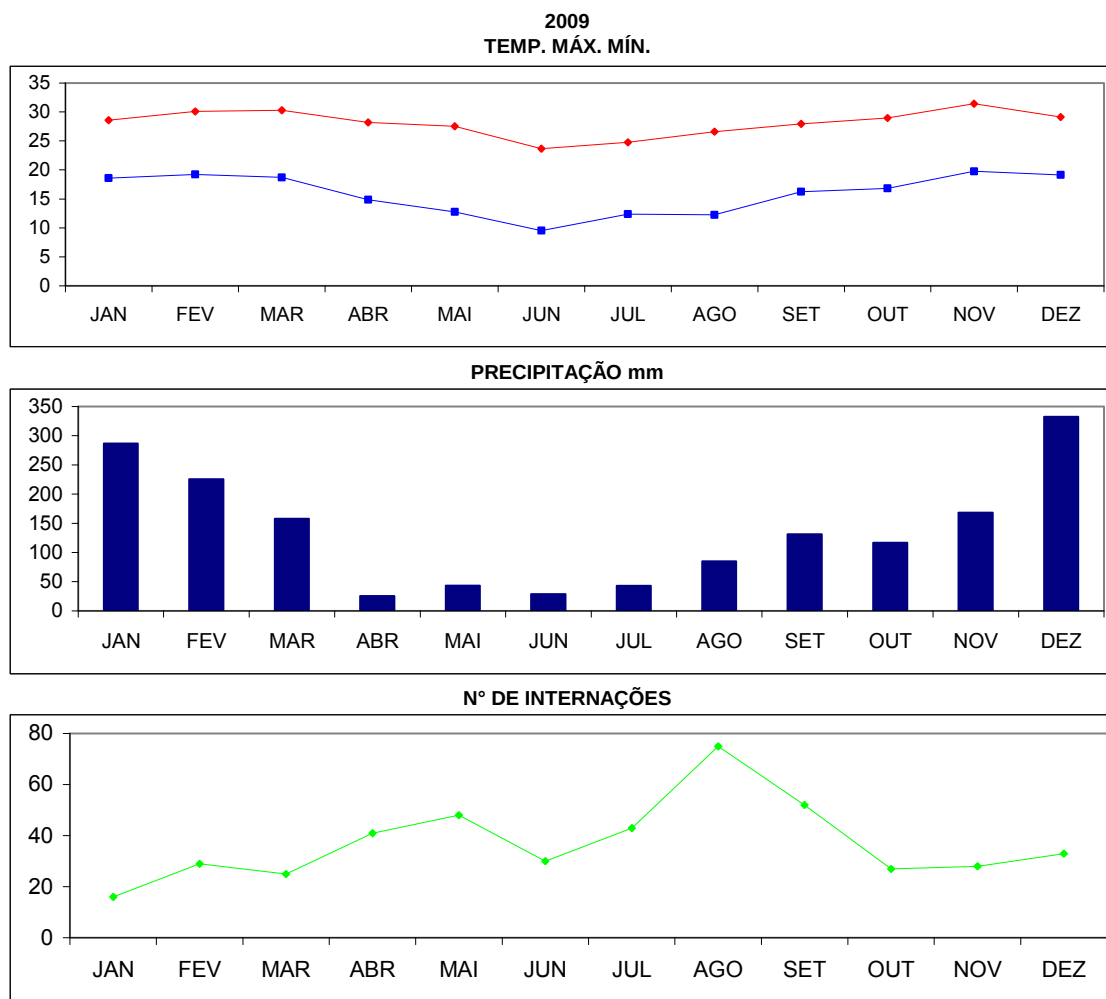


Figura 2 Relações entre os parâmetros climáticos e as internações por pneumonia no ano de 2009, em Rio Claro/SP.

Pela análise dos dados coletados, os resultados encontrados neste estudo mostram uma concordância com outros resultados da literatura médica pesquisada.

Demonstrou-se neste estudo maior incidência de hospitalização por pneumonia em crianças abaixo de 5 anos.

Segundo Botelho, 2003 a faixa etária mais acometida é das crianças e segundo ele, vários fatores podem estar associados a essa maior porcentagem de pneumonia nesta faixa etária, tais como: tabagismo passivo, desnutrição, desmame precoce, escolaridade materna e densidade de moradores por domicílio.

Uma revisão sobre fatores de risco nas infecções respiratórias agudas baixas (pneumonias) em crianças realizadas por Cesar G. Victoria também apontou maior incidência desta patologia respiratória em crianças menores de 5 anos. Segundo o autor os fatores responsáveis pela concentração nessa faixa etária incluem: imaturidade imunológica, baixo peso ao nascer, prematuridade, bem como exposição ao frio e à umidade e os fatores nutricionais.

Os dados da OMS (1992) mostram que as pneumonias são responsáveis por 20% a 40% das hospitalizações em crianças menores de 5 anos nos países em desenvolvimento.

Este estudo também revelou um padrão sazonal para as internações por pneumonia, sendo maior nos meses relacionados ao outono e inverno. Essa constatação foi publicada por vários autores.

Botelho, 2003, reforçou que no período seco foi encontrado maior percentual de crianças com pneumonia que necessitaram de hospitalizações e concluiu que nesse período crítico do ano, as crianças sofrem mais o impacto na saúde, possivelmente pela soma do

processo inflamatório, que a própria infecção acarreta nas vias aéreas, assim como a má qualidade do ar respirado. Tudo faz com que as crianças demorem mais a se recuperar, aumentando a chance de complicações.

Pelo exposto, pode-se observar que longos períodos de estiagem e diminuição abrupta da temperatura coincidiram com acréscimo da ocorrência de internações por pneumonia no município de Rio Claro. Observou-se também que as temperaturas influenciam acumulativamente, de maneira que, nos dias que sucedem as baixas temperaturas, há aumento no número de internações.

Os bairros que registraram maior ocorrência de casos de pneumonia em ordem decrescente foram: Zona Central, Jardim Cherveson, Parque Mãe Preta, Bairro do Estádio, Vila Alemã, Vila Nova, Jardim Wenzel, Bom Sucesso, Jardim Guanabara. Os bairros periféricos é onde reside a população com menor nível sócio- econômico e onde as condições de habitação são mais precárias. Nestas regiões encontra o morador mais vulnerável.

4. Considerações Finais

Foi possível demonstrar nesse trabalho, com a análise dos dados diários, tanto meteorológicos quanto de internação por pneumonia, correlações entre o clima e a saúde humana.

A cidade de Rio Claro, localizada no centro- leste do Estado de São Paulo foi tomada como estudo de caso. Rio Claro possui uma variabilidade climática marcada por invernos secos e temperaturas baixas e verões quente e úmido.

No período em que a temperatura diminui e o período de estiagem aumentam, observou-se um acréscimo da ocorrência de hospitalizações por pneumonia.

As crianças menores de 5 anos constituem a população mais acometida pelo comprometimento respiratório.

Referências bibliográficas

- Botelho, C. et al. 2003. Fatores ambientais e hospitalização em crianças menores de 5 anos com infecção respiratória aguda. Caderno de Saúde Pública, Rio de Janeiro, vol. 19, no. 6,
- Castro, A. W. S. 2000. Clima Urbano e Saúde Tese(doutorado em Geografia). Unesp - Rio Claro,
- Lacaz, C. S. et al. 1972. Introdução à Geografia Médica do Brasil. São Paulo: Edusp,
- Souza, C. G. A 2007. influência do ritmo climático na morbidade respiratória em ambientes urbanos. Presidente Prudente (dissertação de mestrado), FCT/UNESP:
- Victoria, G. C. 1996. Fatores de riesgos em las IRA bajas. In Organización Panamericana de La Salud; p. 45-63.

Estrutura genética do vector de malária *Anopheles atroparvus* em Portugal: implicações num contexto de aquecimento global

Patrícia Salgueiro^a, Carla A. Sousa^b, José Luis Vicente^a, Virgílio E. do Rosário^{a,c}, João Pinto^{a,b}

^aCentro de Malária e outras Doenças Tropicais, Instituto de Higiene e Medicina Tropical, Universidade Nova de Lisboa, Portugal, Email: psalgueiro@ihmt.unl.pt, joseluis@ihmt.unl.pt

^bUnidade de Entomologia Médica, Instituto de Higiene e Medicina Tropical, Universidade Nova de Lisboa, Portugal, Email: casousa@ihmt.unl.pt, jpinto@ihmt.unl.pt

^cUnidade de Malária, Instituto de Higiene e Medicina Tropical, Universidade Nova de Lisboa, Portugal, Email: virgilio.rosario@ihmt.unl.pt

Resumo

No contexto actual de alterações climáticas e ambientais, a preocupação com doenças (re) emergentes torna-se cada vez maior. Em particular, tem-se vindo a dar mais atenção a doenças transmitidas por insectos vectores, das quais se destaca a malária, pelo enorme impacto que tem na população humana.

Num cenário potencial de ressurgimento da malária na Europa, a taxa de transmissão de parasitas *Plasmodium* importados será certamente afectada por padrões de estrutura e de conectividade entre as populações do vector. E este é o tema central do presente trabalho aplicado ao antigo mosquito vector de malária em Portugal, *Anopheles atroparvus*.

Assim, foram genotipados 10 marcadores moleculares (microsatélites) em mosquitos colhidos em 10 locais de Portugal entre 1993 e 2008. Os dados obtidos sugerem um fluxo genético generalizado no país, e uma correlação positiva entre a distância geográfica e a diferenciação genética das populações de *A. atroparvus*. Estimativas de tamanho efectivo populacional (N_e) baseadas em amostras temporais variaram entre 1990 e 12197 indivíduos por geração. Foram detectados indícios de contracção populacional em quase todas as amostras. Estes resultados podem ser ainda consequência das intensas medidas anti-vector tomadas no passado (até à década de 70 do século XX).

A presente monitorização da estrutura populacional de *A. atroparvus* em Portugal, serve de base de caracterização dos últimos 15 anos. Recomenda-se a sua continuação no futuro, bem como a avaliação contínua de parâmetros ecológicos e biológicos em localidades-sentinela. Estas deverão incluir áreas com elevada pressão turística e/ou com populações humanas migrantes.

Abstract

With the present state of environmental and climate change, there is a growing concern about (re) emerging diseases, particularly those that are vector-borne. Of these, malaria is the vector-borne disease with the highest impact on human population.

In a potential scenario of malaria resurgence in Europe, the rate of transmission of *Plasmodium* parasites will be most certainly affected by patterns of structure and connectivity among vector populations. This is the main subject of the present work, regarding the former malaria mosquito vector in Portugal, *Anopheles atroparvus*.

Thus, we genotyped 10 microsatellite markers in mosquitoes collected at 10 sites in Portugal, between 1993 and 2008.

Our data suggest a widespread gene flow over the country, and a positive correlation between geographical distances and genetic differentiation among *A. atroparvus* populations. Estimates of effective population size (N_e) based on temporal samples ranged between 1990 and 12197. Tests of "bottleneck effect" suggest a population contraction in almost all populations sampled. These results can be explained by the intensive anti-vector

campaign taken in the past (until 1970s). This present population structure assessment of *A. atroparvus* in Portugal constitutes the background knowledge of the last 15 years.

We recommend that the assessment of ecological, biological and genetic parameters of sentinel-localities should be maintained in the future. These should include areas of tourism and with migrant human populations.

1. Introdução

No actual contexto de alterações climáticas e ambientais, e também de globalização da mobilidade entre populações, há uma preocupação crescente com a emergência ou re-emergência de algumas doenças, em particular as que são transmitidas por vectores (e.g. malária, infecções arbovirais). De facto, esta preocupação tem sido consubstanciada por casos recentes como o da Epidemia de Febre Chikungunya no Nordeste de Itália em 2007 (Rezza *et al.*, 2007), ou os casos de Febre do Nilo Ocidental, recentemente detectados em Portugal em 2004 e 2010 (Esteves *et al.*, 2006; Direcção Regional de Saúde, 2010).

Como os ciclos de vida e distribuição de muitos insectos vectores são directamente afectados por condições climáticas (Patz & Kovats, 2002), alterações no clima poderão influenciar o potencial de incidência, a transmissão e a área de ocorrência de algumas doenças transmitidas por insectos (McMichael *et al.*, 2006).

Para resolver algumas destas questões, surgiu o projecto europeu FP6/EC “Emerging Diseases in an European changing environment” (EDEN), no âmbito do qual se pretendeu determinar as condições ambientais que podem influenciar a distribuição geográfica, a variação temporal e a dinâmica de doenças emergentes, de forma a: 1) estabelecer sistemas de vigilância eficientes; 2) identificar locais de risco e; 3) dotar as autoridades nacionais e europeias de informação para o controlo de possíveis epidemias.

Uma das doenças – alvo do projecto EDEN foi a malária. Apesar de ter sido erradicada na maioria do território Europeu até à década de 70 do século XX, a doença ressurgiu a partir de focos residuais na Europa de Leste, resultando em mais de 30000 casos no ano de 2000 (WHO, 2009). Desde 1975 que as temperaturas em Portugal têm aumentado cerca de 0.5°C por década (Miranda *et al.*, 2006). Nos últimos anos, e no âmbito do projecto EDEN, tem-se procurado avaliar o efeito das mudanças climáticas na distribuição de *Anopheles atroparvus*, o mosquito vector de malária em Portugal. Neste contexto, têm-se desenvolvido alguns trabalhos de caracterização biológica (Sousa, 2008) e de modelação ecológica (Capinha *et al.*, 2009) do vector. Outra peça de informação importante é a estrutura populacional de *A. atroparvus* e o nível de conectividade entre populações. Este conhecimento poderá ajudar a compreender o potencial de transmissão da malária mediada pelo vector, num cenário hipotético de introdução local de parasitas. Assim foi analisada a variabilidade genética de 10 amostras do vector de malária *A. atroparvus*, colhidas nas últimas duas décadas, utilizando marcadores moleculares de DNA microssatélite.

Os objectivos deste estudo foram: 1) comparar os níveis de variabilidade genética entre populações de *A. atroparvus*, 2) estimar o tamanho efectivo populacional (N_e) deste vector e detectar alterações demográficas; 3) determinar a estrutura populacional e os padrões de fluxo genético. As implicações destes resultados são discutidas tendo em conta o presente cenário de aquecimento global.

2. Materiais e Métodos

2.1 Amostragem

Foram realizadas colheitas entomológicas durante os verões (Junho a Outubro) dos anos: 1993, 2001, 2007 e 2008 em 10 localidades de Portugal Continental. Para quatro das localidades houve duas amostragens, ao longo do tempo de estudo (Figura 1; Quadro 1). Os mosquitos foram identificados até ao nível específico ou de complexo de espécies através

da observação estereoscópica de caracteres morfológicos, utilizando chaves de identificação (Ribeiro & Ramos, 1999)

Todos os espécimes foram preservados, individualmente a 4 °C em tubos com gel de sílica.

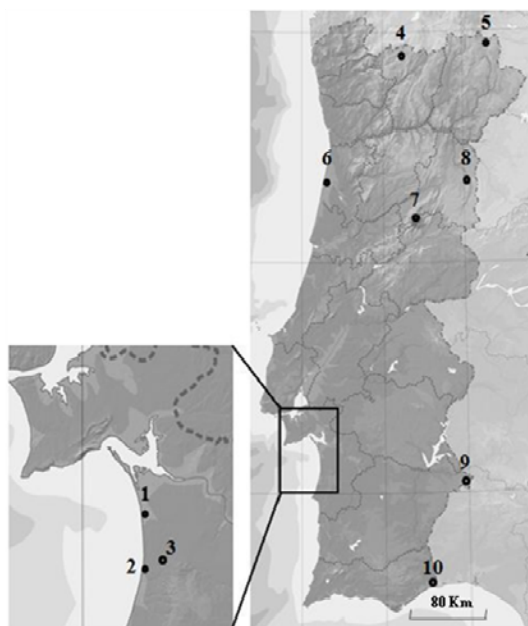


Figura 1. Mapa de Portugal com a localização dos pontos de amostragem: (1) Comporta, (2) Pego, (3) Carvalhal, (4) Montalegre, (5) Montesinho, (6) Aveiro, (7) Serra da Estrela, (8) Almeida, (9) Barrancos, (10) Castro Marim.

Quadro 1. Descrição dos locais de colheita de *Anopheles atroparvus* em Portugal e número de indivíduos (N) usado na análise de microssatélites

Localidade	Altitude (m)	Coordenadas	Ano	Abreviatura	N
Castro Marim	25	37°14'N/07°26'W	2008	AL08	45
			1993	AL93	38
Barrancos	327	38°07'N/06°58'W	2008	BR08	45
			1993	BR93	44
Aveiro	19	40°44'N/08°34'W	2008	AV08	45
			1994	AV93	45
Montalegre	874	41°46'N/07°45'W	1993	MC93	45
Pego	24	38°17'N/08°46'W	2001	PG01	45
Carvalhal	24	38°18'N/08°45'W	2001	CL01	45
Comporta	24	38°22'N/08°47'W	2001	CP01	45
			2007	CP07	45
Serra da Estrela	1000	40°26'N/07°31'W	1993	SE93	42
Almeida	585	40°44'N/06°49'W	1993	AE93	45
Montesinho	1005	41°55'N/06°46'W	1993	MS93	37

2.2 Análise molecular

O ADN foi extraído com um método de fenol-clorofórmio (Donnelly *et al.*, 1999). A identificação molecular de espécies do complexo *Anopheles maculipennis* foi feita por PCR-RFLP (Sousa, 2008). Foram genotipados 10 microssatélites usando os primers e condições descritos em Weill *et al.* (2003).

2.3 Análise estatística

Tendo em conta o intervalo de 15 anos entre amostragens (1993 - 2008), dividimos as amostras em dois grupos: 1) um grupo que incluiu as amostras colhidas entre 1993 e 2001, e 2) um grupo com as amostras mais recentes, colhidas em 2007-2008.

A análise de diversidade genética, heterozigotia, equilíbrio de Hardy-Weinberg e desequilíbrio de *linkage* foi efectuada com os programas: FSTAT (Goudet, 1995), GENEPOP (Raymond & Rousset, 1995), MICROCHECKER (Van Oosterhout *et al.*, 2004), FREENA (Chapuis & Estoup, 2007). No que se refere às estimativas de diferenciação e fluxo genético entre populações recorreu-se a: SPAGEDI (Hardy & Vekemans, 2002), ARLEQUIN (Excoffier *et al.*, 2005), GENECLASS (Piry *et al.*, 2004) e BAPS (Corander *et al.*, 2004).

Para o cálculo de tamanhos efectivos populacionais (N_e), utilizou-se o NeEstimator (Peel *et al.*, 2004). Quanto à detecção de contracções populacionais utilizaram-se testes de heterozigotia disponíveis no programa BOTTLENECK (Piry *et al.*, 1999).

3. Resultados e Discussão

3.1 Comparações geográficas

Os resultados obtidos revelaram uma reduzida diferenciação populacional ($F_{ST} = 0 - 0.01$) e um elevado fluxo genético (n° de potenciais migrantes entre 1993 e 2001 = 10) em todo o território português, entre as populações de *A. atroparvus*. No entanto, detectámos uma correlação significativa entre a diferenciação genética e a distância geográfica, revelando um efeito de isolamento por distância.

Amostras de altitudes mais elevadas (> 327m, AE93, BR93, MC93, MS93 e SE93, Quadro 1) apresentaram uma diversidade genética significativamente superior ($P < 0.05$; 10000 permutações) à das populações litorais de menor altitude (< 30 m, AL93, AV94, CL01, CP01, PG01, Quadro 1). Estas populações de relativamente menor variabilidade genética coincidem com áreas estuarinas, onde no passado a malária era mais frequente e as acções de controlo do vector foram mais concentradas e prolongadas no tempo, durante o século XX.

3.2 Comparações temporais

As estimativas do tamanho efectivo populacional (N_e) baseadas em amostras temporais variaram entre 1990 (Comporta) e 12197 (Castro Marim) (Quadro 2).

Quadro 2. Estimativas de efectivo populacional (N_e), baseado em amostras temporais das populações de *A. atroparvus*

Localidades	N_e [IC95%]
Castro Marim (1993 – 2008)	12197 [4128 - ∞]
Barrancos (1993 – 2008)	3315 [1788 – 6687]
Comporta (2001 – 2007)	1990 [1020 – 4754]
Aveiro (1994 – 2008)	6035 [2912 – 17396]

Os testes de heterozigotia revelaram sinais de contracção populacional em todas as localidades, com a excepção de Montalegre e de Castro Marim (Quadro 3). De notar que esta última localidade foi a que também apresentou maior N_e .

Quadro 3. Testes de Wilcoxon para avaliar diferenças de heterozigotia associadas a contracções populacionais (BOTTLENECK, Piry *et al.* 1999)

Populações	teste Wilcoxon valor de P
Castro Marim 1993	0.037
Castro Marim 2008	0.002
Barrancos 1993	0.002
Barrancos 2008	0.002
Pego 2001	0.002
Carvalhal 2001	0.002
Comporta 2001	0.002
Comporta 2007	0.002
Aveiro 94	0.002
Aveiro 2008	0.002
Serra da Estrela 1993	0.002
Almeida 1993	0.002
Montalegre 1993	0.004
Montesinho 1993	0.002

P- teste Wilcoxon: Probabilidade do teste unicaudal para o excesso de heterozigóticos; assumindo o modelo de alelos infinitos

negrito: valores significativos depois da correcção de Bonferroni

4. Conclusões

Considerando o cenário actual de aquecimento global, os resultados obtidos sugerem que não se verificou ainda qualquer alteração significativa na demografia nas populações de *A. atroparvus* amostradas em 15 anos. Apenas foram detectados indícios de possíveis reduções do tamanho populacional, mas provavelmente ainda resultantes do intensivo controlo do vector durante o programa de erradicação da malária que teve lugar em Portugal entre as décadas de 50 e 70 do século XX. A continuação desta monitorização ao longo dos próximos anos bem como a avaliação de parâmetros ecológicos e biológicos será essencial para melhor compreender a dinâmica de *A. atroparvus* no futuro e desta forma, se necessário, conceber de um plano de controlo mais informado. Recomenda-se em particular o seguimento de populações do vector situadas em áreas turísticas ou com maiores comunidades imigrantes, pois a mobilidade destas populações poderá potencializar o risco da introdução de parasitas de malária nestas áreas.

Agradecimentos

Este trabalho foi financiado pelo 6º Programa Quadro da União Europeia (GOCE-CT-2003-010284 EDEN). PS foi apoiada por uma bolsa de Pós-Doutoramento (SFRH/BPD/34395/2006) da Fundação para a Ciência e Tecnologia/MCTES, Portugal.

Referências bibliográficas

- Capinha, C., Gomes, E., Reis, E., Rocha, J., Sousa, C.A., do Rosário, V.E., Almeida, P., 2009. Present habitat suitability for *Anopheles atroparvus* (Diptera, Culicidae) and its coincidence with former malaria areas in mainland Portugal. *Geospat Health*, 3: 177-187.
- Chapuis, M.-P., Estoup, A., 2007. Microsatellite null Alleles and estimation of population differentiation. *Mol Biol Evol*, 24: 621-631.

- Corander, J., Waldmann, P., Marttinen, P., Sillanpää, M.J., 2004. BAPS 2: enhanced possibilities for the analysis of genetic population structure. *Bioinformatics*, 20: 2363-2369.
- Direcção Regional de Saúde, 2010. Alerta de Saúde Pública de 23/07/10. Acesso em Julho 2010, em <http://www.dgs.pt/aaaDefault.aspx?f=3&back=1&id=16466>.
- Donnelly, M.J., Cuamba, N., Charlwood, J.D., Collins, F.H., Townson, H., 1999. Population structure in the malaria vector, *Anopheles arabiensis* Patton, in East Africa. *Heredity*, 83: 408-417.
- Esteves, A., Almeida, A.P.G., Galão, R.P., Parreira, R., Piedade, J., Rodrigues, J.C., Sousa, C.A., Novo, M.T., 2006. West Nile Virus in Southern Portugal, 2004. *Vector Borne Zoonotic Dis*, 5: 410-413.
- Excoffier, L., Laval, G., Schneider, S., 2005. Arlequin ver. 3.0: An integrated software package for population genetics data analysis. *Evol Bioinform Online*, 1: 47 - 50.
- Goudet, J., 1995. FSTAT version 2.9.3.2. A computer software to calculate F-statistics. *J Hered*, 86: 485-486.
- Hardy, O.J., Vekemans, X., 2002. SPAGED1: a versatile computer program to analyse spatial genetic structure at the individual or population levels. *Mol Ecol Notes*, 2: 618-620.
- McMichael, A.J., Woodruff, R.E., Hales, S., 2006. Climate change and human health: present and future risks. *Lancet*, 367: 859-869.
- Miranda, P., Valente, A., Tomé, A.R., Trigo, R., Coelho, F., Aguiar, A., Azevedo, F., 2006. O clima em Portugal nos séculos XX e XXI. In: *Alterações climáticas em Portugal. Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação, Projecto SIAM II*. Gradiva, Lisboa, pp. 45-113.
- Patz, J.A., Kovats, R.S., 2002. Hotspots in climate change and human health. *Br Med J*, 325: 1094-1098.
- Peel, D., Ovenden, J., Peel, S., 2004. NeEstimator: software for estimating effective population size, Version 1.3. Queensland Government, Department of Primary Industries and Fisheries.
- Piry, S., Luikart, G., Cornuet, J., 1999. BOTTLENECK: a computer program for detecting recent reductions in the effective population size using allele frequency data. *J Hered*, 90: 502 - 503.
- Piry, S., Alapetite, A., Cornuet, J., Paetkau, D., Baudouin, L., Estoup, A., 2004. GENECLASS2: a software for genetic assignment and first-generation migrant detection. *J Hered*, 95: 536 - 539.
- Raymond, M., Rousset, F., 1995. GENEPOP (version 1.2): population genetics software for exact tests and ecumenicism. *J Heredity*, 86: 248 - 249.
- Rezza, G., Nicoletti, L., Angelini, R., Romi, R., Finarelli, A.C., Panning, M., Cordioli, P., Fortuna, C., Boros, S., Magurano, F., Silvi, G., Angelini, P., Dottori, M., Ciufolini, M.G., Majori, G.C., Cassone, A., 2007. Infection with chikungunya virus in Italy: an outbreak in a temperate region. *Lancet*, 370: 1840-1846.
- Ribeiro, H., Ramos, H., 1999. Identification keys of the mosquitoes (Diptera: Culicidae) of Continental Portugal, Açores and Madeira. *Eur Mosq Bull*, 3: 1-11.
- Sousa, C.A., 2008. Malaria vectorial capacity and competence of *Anopheles atroparvus* Van Thiel, 1927 (Diptera, Culicidae): Implications for the potential re-emergence of malaria in Portugal. PhD thesis. Unidade de Entomologia Médica, Universidade Nova de Lisboa / Instituto de Higiene e Medicina Tropical, Lisboa. 207 pp.
- Van Oosterhout, C., Hutchinson, W., Wills, D., Shipley, P., 2004. Micro-Checker: software for identifying and correcting genotyping errors in microsatellite data. *Mol Ecol Notes*, 4: 535 - 538.
- Weill, M., Severini, C., Guillemin, M.-L., Berticat, C., Berthomieu, A., Rousset, F., Raymond, M., 2003. Isolation and characterization of microsatellite DNA markers in the malaria vector *Anopheles maculipennis*. *Mol Ecol Notes*, 3: 417-419.
- WHO, 2009. World malaria report 2009. World Health Organization. Geneva: 200.

A informação climática disponibilizada pelas agências e operadores turísticos

José Couto^a; António Lopes^b

^a Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisboa, Email: coutojos@gmail.com

^b Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisboa, Email: antonio.lopes@campus.ul.pt

Resumo

Um dos factores que influencia a decisão de um destino turístico é o clima de uma região. A escolha torna-se particularmente relevante dado que a questão das alterações climáticas tem sido uma das preocupações da comunidade internacional e de certa forma, amplamente mediatizada. Numa perspectiva de planeamento e aquisição de um determinado produto turístico, as agências e demais operadores turísticos apresentam informação promocional diversa, recorrendo cada vez mais à Internet no sentido de se chegar mais facilmente ao destinatário. Neste contexto, torna-se relevante perceber qual é o tipo de informação climática e/ou meteorológica disponibilizada pelos operadores turísticos e se esta se apresenta como a mais adequada. Deste estudo conclui-se que apenas 33 % das fontes consultadas apresentam a referida informação. Um inquérito realizado a um grupo de 275 turistas que visitou a região de Lisboa em 2009 revelou que 61 % mostra interesse em obter mais informação relacionada com as alterações climáticas. Deste modo, algumas recomendações são feitas para melhorar a informação climática difundida nos sites promocionais ligados ao sector turístico

Abstract

One of the main factors that drives the choice and decision of a tourist destination is the climate pattern of a region. This subject is particularly relevant once the climate change discussion has become one of the main concerns of the international community and widely spread by the media agents. In a scope of planning and acquisition of a tourist product, the operators and agencies present varied promotional information, recurring rather to the internet platform, in a way to get easily to their customers tourists. It is relevant to understand how the climate and meteorological information is provided by the tourist operators and in case, if it is more adequated to the needs of their customers. We concluded that only 33% of the consulted sources present the mentioned information. A group of 275 tourists visiting Lisbon in 2009 were inquired and 61% responded that they are interested in obtaining more information related to the climate change. In this way, some recommendations are made in order to improve the climate information presented on the promotional sites, related to the tourist sector.

1. Introdução

O turismo é um sector estratégico da economia global. De acordo com um estudo desenvolvido pelo “Turismo de Portugal”, a actividade representa quase 11 % do Produto Interno Bruto tendo o país sido visitado, em 2009, aproximadamente por 12 milhões de turistas, mantendo-se um dos principais países de destino mais visitados (UNWTO, 2009). Estando este sector de actividade associado a um mercado de dimensão crescente e cada vez mais exigente, importa compreender quais os principais motivos de escolha de um destino turístico. Segundo (De Freitas, 2003), a informação climática influencia a imagem do destino podendo mesmo ser condicionante na escolha e no comportamento do turista.

Imediatamente antes da viagem e mesmo durante a sua estadia, o turista pode tomar três atitudes: (i) não tem interesse no tempo ou no clima da região, (ii) pode querer conhecer em pormenor o estado do tempo que se prevê nos dias em que visita o local, (iii) pode querer conhecer o clima da região, ou seja a probabilidade de estados de tempo que poderá eventualmente encontrar. Já no local de destino, o viajante tende a responder mais aos efeitos integrados das condições atmosféricas (instantâneas) do que propriamente à informação climática (geralmente obtidos a partir de longas séries de dados, de vários anos), sendo uma reacção conjunta de percepção individual e resposta fisiológica. A informação meteorológica e climática disponibilizada pelos agentes e operadores turísticos não está devidamente estudada (De Freitas, 2003), apesar da crescente divulgação da informação meteorológica e climática, difundida especialmente pela Internet. Para os agentes turísticos, há ainda a considerar os riscos e custos resultantes da ocorrência de condições meteorológicas inesperadas e/ou adversas pelo que é necessário uma informação prévia e criteriosa que corresponda às necessidades dos diversos actores intervenientes. Uma forma de apresentação da referida informação poderia passar na aplicação de metodologias que cruzam os diversos estados de tempo de um determinado local com os índices bioclimáticos de conforto humano (Andrade, 2008). Neste âmbito, a pergunta que se coloca é a seguinte: “Que tipos de informação é fornecida aos turistas antes de viajarem e qual a mais relevante para incluir nos produtos de marketing turístico?”

2- Objectivos e metodologia

No sentido de se analisar a relação entre o turismo urbano e a percepção dos agentes envolvidos na actividade sobre o tema do clima e as alterações climáticas, desenvolveu-se uma metodologia organizada em duas partes: i) Para avaliar a qualidade e quantidade da informação climática e meteorológica disponibilizada e referente a um destino turístico, realizou-se uma pesquisa aleatória, através da Internet, a uma amostra de 233 entidades repartida pelos seguintes modos: agências de viagem (100), operadores turísticos (76), serviços Web (26), blogs (12) e outros segmentos (19). A amostra contém 162 entidades de origem nacional e 71 de origem internacional. O operador turístico é um serviço que vende um pacote turístico no qual se inclui a viagem ao destino. Os serviços Web são entidades exclusivamente virtuais que se destinam à promoção de destinos turísticos e não à venda de pacotes de férias, viagens e afins. Os outros segmentos incluem entidades institucionais promotoras do sector do turismo como por exemplo o Turismo de Portugal. Na Figura 1 encontra-se sistematizada o tipo de informação verificada nos sítios Internet das agências de viagem e operadores turísticos. Considerou-se “informação climática” aquela que corresponde a dados médios de períodos de tempo longos (vários anos) e “informação meteorológica” aquela que resulta dos estados da atmosfera que se manifestam num período de tempo relativamente curto (tipicamente algumas horas, ou dias). Estas definições permitem distinguir claramente a informação necessária para planear a viagem com bastante tempo (informação climática), ou para perceber as condições atmosféricas no momento do usufruto do tempo de lazer (informação meteorológica). Como complemento foi feita uma análise no que respeita à ocorrência de eventos extremos directos (secas, inundações, tempestades, ondas de frio e calor) e indirectos (incêndios florestais) bem como aos dados de conforto térmico e qualidade do ar por serem temas de muito interesse na sociedade actual. Nesta fase pretende-se perceber se os serviços e entidades ligadas ao sector do turismo disponibilizam informação meteorológica e climática clara e adequada, que vá ao encontro das necessidades e interesses dos turistas e que promovam o crescimento do sector por via da qualidade da informação fornecida.

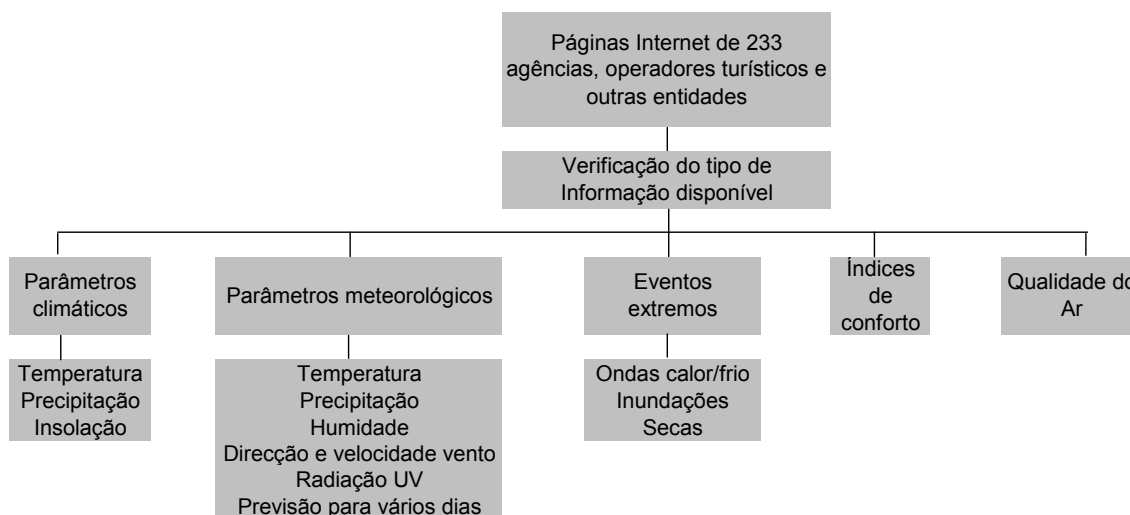


Figura 1- Tipos de dados climáticos, meteorológicos e outros parâmetros disponíveis nos sítios Internet das agências de viagens e operadores turísticos

(ii) Para analisar a percepção individual do clima e alterações climáticas inquiriu-se um conjunto de 275 turistas de mais de 30 nacionalidades, na região de Lisboa, durante os meses de Verão de 2009 tendo para o efeito sido desenvolvido um inquérito específico.

3- Resultados

Procedeu-se em seguida à análise dos resultados da informação disponibilizada pelas agências de viagem, operadores turísticos e serviços similares através de folhetos e informação turística publicada na Internet. Essa análise revelou que 67 % das entidades não disponibiliza qualquer informação meteorológica ou climática, nem apresenta associação a ligações externas de internet de informação da especialidade (institutos de meteorologia nacionais ou internacionais, agências noticiosas, universidades, etc.). Das que disponibilizam qualquer tipo de informação, 33% apresentam ligações a sítios externos de Internet (60%) (Figura 2)

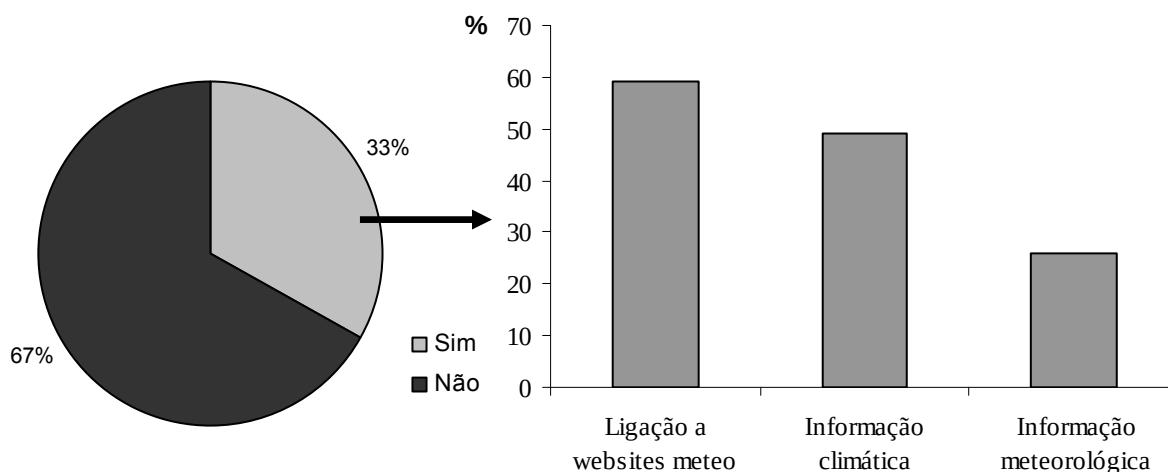


Figura 2: Disponibilidade de informação de âmbito meteorológico e climático nas páginas internet das agências de viagem e operadores turísticos (esquerda) e distribuição do tipo de informação para as que apresentam (direita).

Por outro lado, a informação climática prevalece sobre a meteorológica. Efectivamente, as condições climáticas médias de um determinado período do ano, obtidas a partir de séries longas de dados (geralmente vários anos) são mostrados mais frequentemente (aproximadamente 50%) do que as condições atmosféricas prevalecentes na data em que o turista se desloca efectivamente (26 %). Dos sítios Internet que mostram dados meteorológicos (Figura 3), os mais divulgados são referentes ao estado do tempo actual (notação simbólica) e os valores de temperatura no momento presente, sendo os normalmente considerados menos agradáveis para as actividades de lazer ao ar livre (precipitação, humidade e vento), os menos representados.

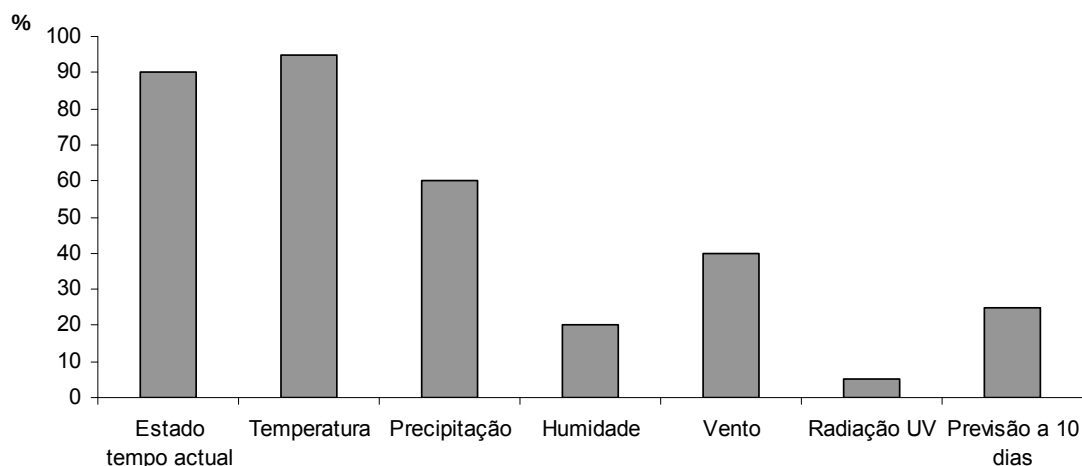


Figura 3- Tipo de informação meteorológica apresentada pelos operadores turísticos

Numa altura em que existem preocupações crescentes sobre o efeito da radiação ultravioleta na saúde humana, sobretudo pelos efeitos nefastos na saúde que pode provocar (melanomas, cataratas, queimaduras cutâneas, etc.) e com a divulgação diária de um índice UV em todos os países com serviços de meteorologia (como por exemplo em Portugal), sobretudo na época balnear, é curioso verificar que apenas 5% das entidades consideradas dão informação sobre este parâmetro. A informação climática é predominantemente qualitativa (geralmente apresentada subjectivamente sem mencionar valores, como por ex: “Verões secos com temperaturas elevadas”, ou “Invernos húmidos”) e normalmente refere-se aos padrões de temperatura e regimes de precipitação descritos por estações do ano (Figura 4).

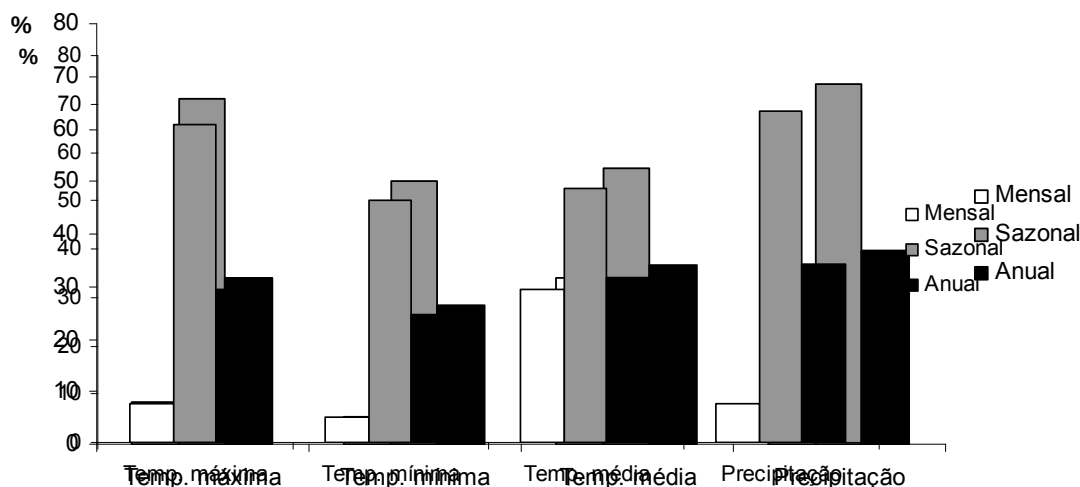


Figura 4 - Informação climática qualitativa presente nas fontes internet consultadas

Esta informação é, no entanto, pouco relevante para o viajante, na medida em que pouco o informa sobre as condições que irá encontrar no locais de destino, servindo apenas para planear a viagem a longo prazo.

Aproximadamente 1/3 da informação quantitativa é apresentada em tabelas com as normais climatológicas da temperatura e precipitações médias mensais (Figura 5). O interesse, tal como no caso anterior, reduz-se à possibilidade do viajante planear a viagem com muita antecedência.

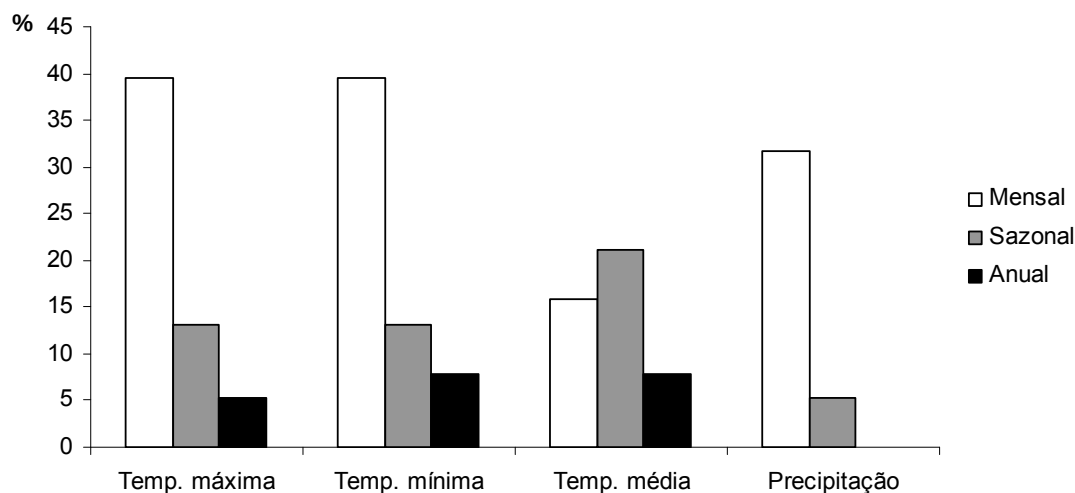


Figura 5 - Dados climáticos quantitativos presentes nas fontes internet consultadas

Outras variáveis climáticas muito importantes para determinados tipos de sectores, como por exemplo a insolação, o número de dias de neve ou precipitação estão presentes respectivamente em 50%, 37% e 34% das entidades com informação climática. No que respeita aos fenómenos climáticos extremos, apenas dois sítios Internet fazem tal descrição: um deles menciona os períodos de estio extremo que afectaram Portugal, nomeadamente a seca de 2005 e outro faz menção aos incêndios florestais. Nenhum dos sites consultados apresenta informação respeitante à qualidade do ar ou refere a presença de poluentes atmosféricos, informação sobretudo relevante para o turismo urbano. Também as tempestades extremamente violentas que podem ocorrer em determinadas épocas do ano nas regiões tropicais (furacões no Atlântico/Caraíbas e América do Norte, tufões no Pacífico e outras tempestades tropicais), nunca são mencionadas.

Outras variáveis derivadas, como o conforto térmico humano, são pouco abordadas (somente 13 entidades a disponibilizam), sendo maioritariamente constituído por descrição qualitativa e de certo modo subjectiva. Curiosamente a proximidade do mar e a existência de brisas marítimas nos destinos litorais, que como se sabe podem melhorar o conforto térmico sobretudo em períodos quentes (Lopes, et al., 2010) são mencionados em 22 sítios internet, sobretudo por operadores ou divulgadores de destinos internacionais.

No que se refere à percepção individual dos turistas sobre a questão climática, a figura 6 mostra que a generalidade dos 275 inquiridos de todos os segmentos etários, inquiridos na cidade de Lisboa, preferem actividades ao ar livre e que de alguma forma, podem influenciar na sensação de conforto térmico individual e percepção do clima. Na escala de Likert, o pedestrianismo urbano apresenta um valor de 5,5 sendo a actividade de preferência. (Machete, 2010).

Deste modo, aos turistas questionou-se directamente se a escolha do destino turístico dependeria da estação do ano e do clima, sendo que 58 % dos 275 inquiridos respondeu que não, mas 39% afirmou que seria uma condição relevante para a decisão do local a visitar. Contudo, quando questionados sobre as suas preocupações relativamente aos fenómenos de alterações climáticas bem como os riscos associados, 61 % dos inquiridos manifestaram a concordância com o problema.

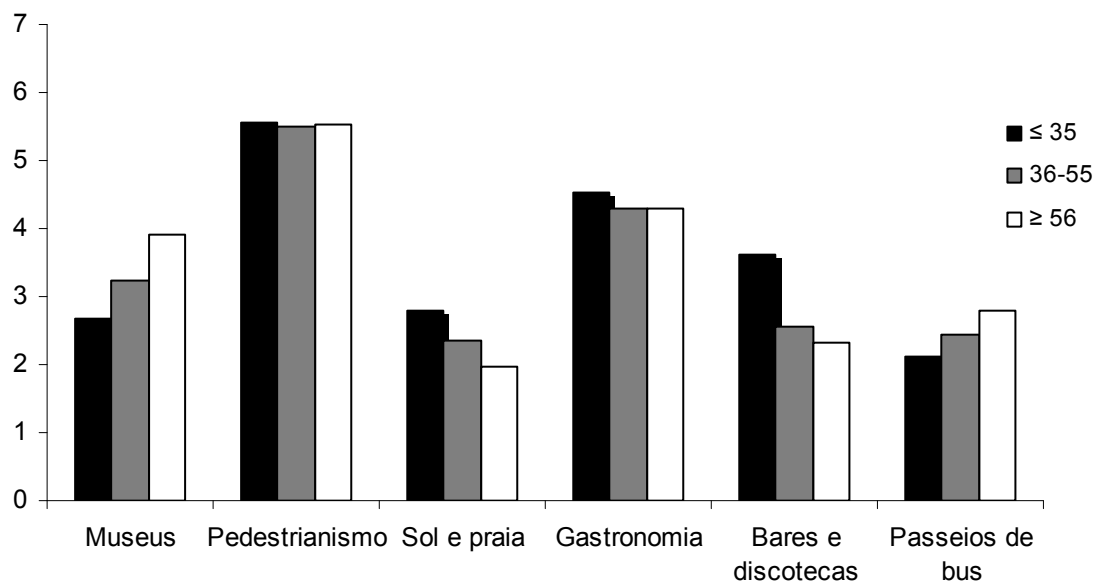


Figura 6- Preferências expressas por um conjunto de turistas entrevistados na cidade de Lisboa, no Verão de 2009 e por faixa etária (escala Likert de 7 pontos - 1 expressa mínimo interesse e 7 expressa máximo interesse)

Efectivamente, nas respostas observa-se uma preocupação ambiental eminente, nomeadamente que o clima é relevante para a tomada de decisão acerca do destino da viagem.

4. Conclusões

As entidades locais e nacionais promotoras de turismo relacionam, muitas vezes, as condições climáticas aos destinos turísticos, mas nem sempre a informação climática ou meteorológica é apresentada de uma forma clara e eficiente na informação promocional. A abordagem ao tema das alterações climáticas ainda é pouco mencionada, não obstante o crescente interesse demonstrado pelos turistas inquiridos na região de Lisboa (Machete, 2010).

A análise dos dados obtidos a partir das agências e operadores turísticos permitiu apurar que 66% das agências, operadores turísticos e outros divulgadores de destinos de viagem não disponibilizam informação meteorológica e/ou climática que caracterize determinado destino turístico. As entidades que a apresentam, procuram em regra articulá-la de uma forma qualitativa com as normais climatológicas (geralmente médias de 30 anos), tendo em conta o alcance do utilizador comum. Esta descrição qualitativa predominante está geralmente associada às variáveis temperatura e precipitação. Alguns operadores mencionam a frequência de outros parâmetros, nomeadamente o número de dias de sol e de precipitação, permitindo uma melhor compreensão para quem procura uma descrição climática do destino.

Um indicador de conforto térmico raramente é referido. Estes indicadores podem, de uma forma mais clara e eficiente, relacionar os dados climáticos ou meteorológicos com a resposta fisiológica do turista (Matzarakis e Endler, 2009 e 2010).

Tendo em atenção que os dados apurados são ainda preliminares propomos que de futuro se encontrem soluções mais adequadas ao viajante que passam por:

- i) Melhorar a informação de carácter mais geral, que não se resume a médias de 30 anos, mas que incluam os extremos (valores máximos e mínimos observados) de temperatura, humidade, precipitação e vento, bem como as probabilidades de ocorrência;

- ii) Incluir outros parâmetros referentes, por exemplo, à qualidade do ar, das águas, radiação ultravioleta, etc., de modo a garantir que o consumidor do produto “turismo” tenha toda a informação de que necessita para efectuar a sua escolha. Com isto promove-se igualmente a exigência do consumidor e a excelência do produto.
- iii) Desenvolver metodologias para em tempo real, fornecer a informação não só do estado do tempo, mas também o que pode ser “sentido” pelo viajante em função da sua proveniência, idade, etc. e que permita aos agentes turísticos planear *tourings* para locais onde o conforto térmico possa ser melhorado, por exemplo, durante a ocorrência de ondas de calor (Lopes et al., 2010). Essas metodologias passam pelo cálculo de índices que caracterizem os tipos de tempo esperados (Besancenot, 1990; Alcoforado et al, 1999) ou mesmo índices de conforto térmico já amplamente divulgados, mas ainda só no meio académico (Matzarakis e Rutz, 2007).

No futuro pretende-se que este estudo seja actualizado em função da evolução do mercado e das necessidades dos consumidores do produto turístico. A base agora iniciada deverá ser alargada a um conjunto mais vasto de operadores turísticos, não só a operar na internet, mas que têm outros produtos de divulgação. Dever-se-á também segmentar o estudo em função dos nichos específicos (temáticos, territoriais, sazonais, etc.). Por último, propor à Comissão de Clima, Turismo e Recreação da *International Society of Biometeorology* a monitorização deste tema em função de uma lógica de sustentabilidade ambiental global.

Agradecimentos

Este estudo foi elaborado no âmbito do projecto de investigação da Universidade de Lisboa “Alterações Climáticas e Turismo Urbano” (URBAN/AUR/0003/2008), financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia, no quadro da execução do Programa Urban-net, em cooperação com a Universidades de Ancara e Gotemburgo.

Referências bibliográficas

- Alcoforado, M. J.; Dias, A.; Gomes,V.;1999 «Bioclimatologia e Turismo. Exemplo de Aplicação ao Funchal», Islenha. 25:29-37
- Andrade, H., Alcoforado, M.J., Oliveira, S.; 2008 «Methodologies to assess the effects of climate in tourism: weather type and individual perception.» In Matzarakis, A. et al. ed. Development in tourism climatology, Freiburg:74-79,
- Besancenot, JP.; 1990 «Climat et Tourism» Masson, Paris
- De Freitas, C.; 2003, «Tourism Climatology: evaluating environmental information for decision making and business planning in the recreation and tourism sector», Int. J. Biometeorology, pp 45-54.
- Hale M, Altalo M.; 2002, «Current and potential uses of weather, climate and ocean information in business decision-making in the recreation and tourism industry». Science Applications International Corp, McLean, Virginia.
- Hamilton, J.; Lau, M.; 2004, »The role of climate information in tourist destination choice decision-making», FNU-56, Hamburg University and Centre for Marine and Atmospheric Science, Hamburg.
- Lopes, A.; Matzarakis, A.; Alcoforado, M. J.; Lopes, S.; 2010, «Summer sea breeze influence on human comfort in Funchal (Madeira Island). Application to urban climate and tourism planning», Proceedings of the 7th Conference on Biometeorology, Albert-Ludwigs- University of Freiburg, Germany, pp 352-357.
- Machete, R.; Ferreira, C.; Brito-Henrique, E.; Andrade,H.; Couto, J.; 2010, «Anticipating the impacts of climate change on Tourism in Lisbon Metropolitan Area- Assessing Tourist Perceptions », Proceedings of the 7th Conference on Biometeorology , Albert-Ludwigs- University of Freiburg, Germany, pp 346-351

- Matzarakis, A.; 2007 «Climate, thermal comfort and tourism», Climate Change and Tourism- Assessment and Coping Strategies, ed Amelung B., Blazejczyk K., Matsarakis, pp 140-154
- Matzarakis, A.; Endler, C.; 2010, «Assessment of climate for tourism purposes in Germany », Proceedings of the 7th Conference on Biometeorology:380-385
- Matzarakis, A.; Endler, C.; 2009, «Physiologically equivalent temperature and climate change in Freiburg», Eighth Symposium on the Urban Environment.
- Matzarakis, A.; Rutz, F.; 2007, «Rayman: a tool for tourism and applied climatology », Developments in Tourism Climatology, ed A. Matzakakis, C.R. de Freitas, D. Scott:129-138.
- UNWTO, World Tourism Barometer; 2008, World Tourism Organization, Vol. 2008, 2, pp1-55, acesso em Agosto de 2010 em <http://www.e-unwto.org/content/XKW40NJ7272286J7>.

Clima, saúde humana e equilíbrio físico: uma perspectiva actual

Solange Leite^a; João Santos^a; Margarida Marques^a; Ronaldo Gabriel^a; Helena Moreira^b; Luís Quaresma^b; António Serôdio^b; Elisa Gomes^c; Luís Sousa^c; Ana Alencão^d; Eduardo Rosa^a

^aCentro de Investigação e Tecnologias Agro-Ambientais e Biológicas (CITAB); UTAD, Apartado 1013, 5001-801, Vila Real, Portugal

^bCentro de Investigação de Desporto, Saúde e Desenvolvimento Humano (CIDESD); UTAD, Apartado 1013, 5001-801, Vila Real, Portugal

^cCentro de Geociências da Universidade de Coimbra (CGEO); Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra; UTAD, Apartado 1013, 5001-801, Vila Real, Portugal

^dCentro de Geofísica da Universidade de Coimbra (CGUC); Av. Dias da Silva, 3000-138 Coimbra; UTAD, Apartado 1013, 5001-801, Vila Real, Portugal
Email: solange@utad.pt

Resumo

Ao longo dos tempos, as sociedades têm vindo a alterar ecossistemas à escala local e a modificar o clima à escala regional. Hoje em dia, a influência humana atingiu já a escala global. Tal é um reflexo de um crescimento demográfico rápido, do aumento do consumo energético, da intensificação do uso do solo, da internacionalização do comércio, do aumento do número de viagens de médio e longo curso e de outras actividades humanas. Estas alterações globais têm vindo a tornar cada vez mais evidente o facto de que a saúde humana depende da estabilidade e do bom funcionamento da biosfera, dos processos de interacção envolvidos, mas também dos sistemas socioeconómicos.

O sistema climático é integrador dos processos complexos que suportam a vida. O tempo e o clima tiveram sempre um impacte poderoso na nossa saúde, bem-estar e equilíbrio físico. Mas, como outros grandes sistemas naturais, o sistema climático tem vindo a ficar sob pressão devido às actividades humanas. Assim, o sistema climático global interage actualmente com os esforços de protecção da saúde humana.

Este trabalho procura descrever o contexto e os processos das alterações climáticas globais, os impactes reais e prováveis na saúde e equilíbrio físico, e ainda como as sociedades e os seus governos devem responder, em particular, no sector da saúde.

Abstract

Over the ages, human societies have altered local ecosystems and modified regional climates. Today, the human influence has attained a global scale. This reflects the recent rapid increase in population size, energy consumption, intensity of land use, international trade and travel, and other human activities. These global changes have heightened awareness that the long-term good health of populations depends on the continued stability and functioning of the biosphere's ecological, physical, and socioeconomic systems.

The world's climate system is an integral part of the complex of life-supporting processes. Climate and weather have always had a powerful impact on human health and well-being. But like other large natural systems, the global climate system is coming under pressure from human activities. Global climate change is, therefore, a newer challenge to ongoing efforts to protect human health.

This work seeks to describe the context and process of global climate change, its actual or likely impacts on health, and how human societies and their governments should respond, with particular focus on the health sector.

1. Alterações climáticas e saúde: uma história antiga

1.1 A história

À medida que se tem vindo a aprofundar o nosso conhecimento sobre as alterações climáticas, tem-se também vindo a transformar o modo como vemos os contornos dos problemas da saúde. Se, por um lado, poderá parecer que a nossa saúde está relacionada principalmente com boas práticas, hereditariedade, exercício físico, ocupação, exposição ao ambiente local e acesso a cuidados de saúde, por outro lado, a sustentabilidade da saúde das populações depende de processos fundamentais de suporte à vida que têm lugar na biosfera. As populações de todas as espécies animais, a humana incluída, dependem da provisão de alimentos e água, do grau de disseminação de doenças infecciosas, da segurança física e do conforto as quais decorrem da dinâmica do clima. O sistema climático global é, pois, fundamental para o suporte à vida.

A história da Terra, documentada nas rochas, mostra que o clima mudou e as alterações climáticas ocorreram ciclicamente, de forma não uniforme, ao longo de sucessivos períodos. Essas alterações reflectiram-se em evoluções minerais e biológicas.

Hoje em dia, as actividades humanas estão a contribuir, em parte, para a modificação do clima em larga escala. Temos vindo a aumentar a concentração na atmosfera de gases com efeito de estufa, reforçando assim o efeito de estufa natural que tornou a Terra habitável. Esses gases com efeito de estufa são, fundamentalmente, o vapor de água, o dióxido de carbono (proveniente fundamentalmente de combustíveis fósseis e dos incêndios florestais), o metano (proveniente de actividades agrícolas, da criação de animais e da extracção de petróleo), o óxido nítrico e vários halocarbonatos antropogénicos. Já no seu Terceiro Relatório o Painel Intergovernamental para as Alterações Climáticas, das Nações Unidas (IPCC, 2001) escrevia que “Há uma evidência forte de que parte do aquecimento observado durante os últimos 50 anos é atribuível a actividades humanas”.

Durante o séc. XX, a temperatura média do ar à superfície aumentou cerca de 0.6°C à escala global, sendo que aproximadamente dois terços desse aquecimento ocorreu posteriormente a 1975. Os climatologistas estimam que o aquecimento vá continuar durante o séc XXI, simultaneamente com alterações na distribuição da precipitação e nos extremos climáticos. Estas estimativas baseiam-se em modelos climáticos de circulação geral da atmosfera cada vez mais sofisticados, os quais, por sua vez, se fundamentam em cenários plausíveis de emissões de gases com efeito de estufa, que têm em conta várias alternativas para o crescimento demográfico e para os desenvolvimentos económico e tecnológico. A escala global a que se têm vindo a verificar as alterações climáticas torna-as diferentes, na sua génese, de muitas outras alterações ambientais que já se tornaram familiares, como sejam, por exemplo, situações de risco toxicológico e microbiológico à escala local. De facto, as alterações climáticas mostram que estamos hoje a alterar a biosfera e a interferir nas outras componentes do sistema climático, à escala global — de que um dos exemplos é a depleção da camada de ozono estratosférico — acelerando perdas na biodiversidade, pressões nas cadeias alimentares terrestres e marinhas, alterações nos ecossistemas agro-florestais e aquáticos e a dispersão, à escala global, de poluentes orgânicos.

As sociedades têm vindo a adquirir uma experiência longa no que diz respeito a alterações climáticas de origem natural ao longo da História (Figura 1). As populações do Antigo Egipto e da Mesopotâmia, os Maias e as populações da Europa (durante os quatro séculos da pequena Idade do Gelo) foram todas afectadas por alterações climáticas cíclicas, de origem natural. De uma forma mais aguda, ocorreram desastres naturais e surtos de doenças, muitas vezes em consequência de extremos climáticos à escala regional, como por exemplo o El Niño (ENSO) (Fagan, 1999).

De acordo com as estimativas do IPCC (2007), durante o séc. XXI a temperatura do ar à superfície elevar-se-á de alguns graus Celsius em certas regiões do globo. Como se vê pela Figura 2, há uma incerteza inevitável nesta estimativa, uma vez que o sistema climático é muito complexo, os processos envolvidos não são totalmente compreendidos, e o desenvolvimento futuro da Humanidade não se pode prognosticar. A temperatura média à

escala global aumentou cerca de 0.4°C desde a década de 70, excedendo agora o limite superior da variabilidade natural (histórica).

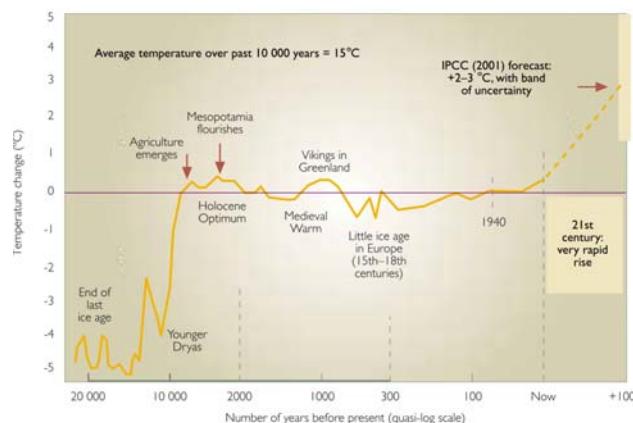


Figura 1. Variação da temperatura média do ar à superfície da Terra durante os últimos 20 000 anos (WHO, 2003).

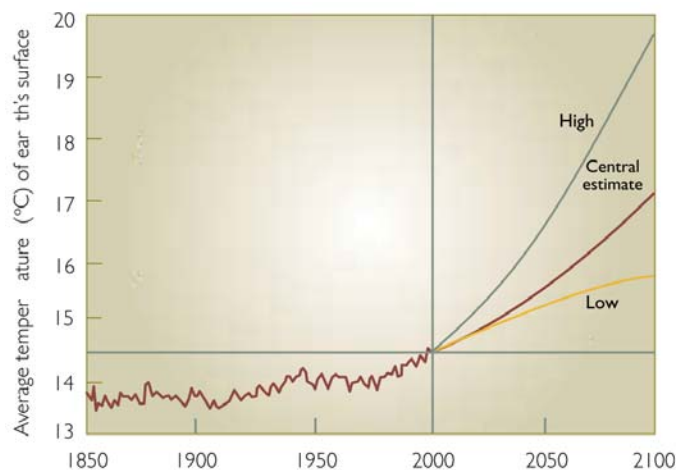


Figura 2. Registo da temperatura média à escala global, desde que começaram os registos em 1860 e projecções até 2100, de acordo com o IPCC (2007).

1.2 Os impactos potenciais das alterações climáticas na saúde

As alterações do clima à escala global influenciam os ecossistemas no seu conjunto e, em particular, as espécies animais e vegetais. São, assim, de esperar impactos na saúde humana. Alguns desses impactos poderão até ser benéficos. Por exemplo, as estações frias mais suaves reduziriam o número de mortos durante a estação de Inverno em países com clima temperado, enquanto que em regiões actualmente muito quentes um novo aumento da temperatura poderia reduzir a viabilidade do mosquito transmissor de doenças infecciosas. Mas, de um modo geral, os cientistas consideram que a maior parte dos impactos das alterações climáticas na saúde serão adversos.

Nas últimas décadas, as alterações climáticas terão talvez afectado já e de alguma forma, a saúde. De facto, a Organização Mundial de Saúde estimou, no seu Relatório da Saúde à Escala Mundial (WHO, 2002), que as alterações climáticas teriam sido responsáveis em 2000 por 2.4% de casos de diarreia à escala global e 6% de casos de malária em alguns países das latitudes médias (valores aproximados). De notar que as pequenas alterações,

quando enquadradas por um cenário complexo de alterações com outras causas, podem ser difíceis de identificar. Mas uma vez identificadas as causas, esta atribuição sai reforçada se se verificarem observações semelhantes em populações diferentes.

As primeiras alterações detectáveis na saúde humana podem ser variações na distribuição geográfica e na sazonalidade de certas doenças infecciosas, incluindo infecções que se propagam por um vector como a malária e a febre de dengue, e as infecções de origem alimentar, como as salmonelas, as quais apresentam picos de ocorrência nos meses mais quentes. As temperaturas médias mais elevadas, combinadas com um aumento da variabilidade climática, alterariam o padrão de exposição, com os consequentes impactes na saúde, tanto no Verão como no Inverno. Mas, por outro lado, as consequências na saúde pública de alterações na cadeia agro-alimentar, elevação do nível médio do mar com a consequente deslocação das populações, perda de solo utilizável, crise económica e conflitos de ordem civil, poderão não se tornar ainda muito presentes durante as próximas décadas.

2. Clima e Saúde: os Relatórios do IPCC

2.1 O estado da arte

No início da década de 90 ainda não havia grande consciência dos riscos para a saúde em consequência das alterações climáticas globais. Tal reflectia uma falta de conhecimento geral de como o desmembramento de alguns ecossistemas poderiam afectar o bem-estar e a saúde das populações a longo prazo. Os cientistas também ainda não tinham adquirido consciência de que as alterações nas suas áreas específicas de investigação — clima, biodiversidade, ecossistemas, etc. — seriam potencialmente importantes para a saúde. De facto, esta era a situação reflectida nas poucas referências aos riscos para a saúde no Primeiro Relatório do Painel Intergovernamental para as Alterações Climáticas das Nações Unidas (IPCC, 1991).

A situação foi-se alterando posteriormente. O Segundo Relatório do IPCC (1996) dedicou um capítulo inteiro aos riscos potenciais para a saúde. O Terceiro Relatório (IPCC, 2001) fez o mesmo, desta vez incluindo pareceres sobre alguns casos passados de impactes reais na saúde, ao mesmo tempo que se referia a efeitos potenciais para o futuro. Esse Relatório referia-se já à antecipação dos impactes na saúde considerando agora grandes regiões geográficas.

2.2 A avaliação do IPCC sobre os impactes na saúde

No seu Terceiro Relatório, o IPCC concluiu que “Fundamentalmente, as alterações climáticas são um sinal de perigo iminente para a saúde humana, particularmente para as populações das latitudes baixas, de países predominantemente sub-tropicais.” O Relatório continua dizendo que “As alterações climáticas podem afectar a saúde humana directamente (por exemplo, impactes devido ao stress térmico, mortos e feridos devido a cheias e tempestades) e indirectamente por alterações no comportamento de vectores de várias doenças (por exemplo mosquitos), elementos patogénicos aquáticos, qualidade da água, qualidade do ar, disponibilidade e qualidade de alimentos. Os impactes reais na saúde serão fortemente influenciados por condições ambientais locais e circunstanciais de ordem sócio-económica (IPCC, 2001).

De um modo geral, uma alteração nas condições climáticas pode ter três tipos de impactes na saúde:

- Os relativamente directos, normalmente causados por situações extremas;
- Os resultantes de vários processos de alterações no Ambiente com ruptura ecológica;
- Os de ordem traumática, infecciosa, nutritiva, psicológica entre outras, que ocorrem em populações carenciadas e deslocadas.

Estes tipos de impactes estão ilustrados na Figura 3.

Como já dissemos, a nossa compreensão dos impactes das alterações climáticas na saúde tem vindo a aumentar consideravelmente nos últimos anos. Apesar disso, ainda há alguns pontos controversos:

- As influências do clima na saúde são frequentemente resultantes de interações com outros processos ecológicos, condições sociais e políticas de adaptação.
- Há muitas fontes de incerteza, tanto de ordem científica como contextual. O IPCC tem procurado avaliar o nível de confiança associado a cada impacte na saúde.
- As alterações climáticas são uma das alterações globais que concorrem para simultaneamente afectarem a saúde, muitas vezes de forma interactiva (Watson *et al*, 1998). Um bom exemplo é a transmissão de doenças infecciosas por vectores, a qual é afectada conjuntamente pelas condições climáticas, pela migração de populações, pela desflorestação e uso do solo, pela perda de biodiversidade, pelas massas de água e pela demografia (Gubler, 1998).

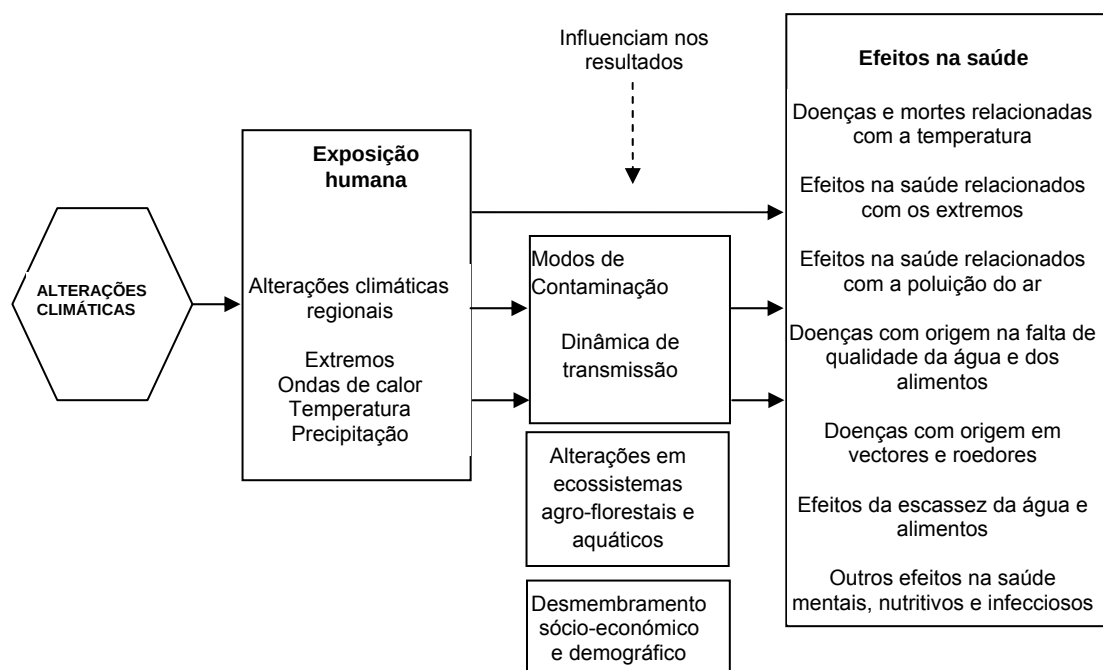


Figura 3. Modos segundo os quais as alterações climáticas afectam a saúde humana (Adaptado de Patz *et al*, 2000).

De acordo com as conclusões do IPCC, espera-se que as alterações climáticas causem um aumento da mortalidade e da morbilidade relacionada com o calor, um decréscimo da mortalidade relacionada com o frio em países temperados, um aumento da frequência de epidemias de doenças infecciosas depois de cheias e tempestades e ainda efeitos substanciais na saúde em consequência da migração de populações.

Para cada impacte potencial das alterações climáticas, perfilar-se-ão grupos particularmente vulneráveis à doença. A vulnerabilidade de uma população depende de factores tais como a demografia, o nível de desenvolvimento económico, a disponibilidade de alimentos, as condições ambientais locais, a assistência na saúde pré-existente e a qualidade e disponibilidade actual de recursos de saúde (Woodward *et al*, 2000). Por exemplo, os que apresentam maior risco de virem a sofrer prejuízos em consequência de extremos de temperatura são os habitantes das cidades que estão socialmente isolados, os mais idosos e os mais pobres. As populações que actualmente vivem em zonas limítrofes das afectadas pela malária e dengue, sem cuidados primários efectivos de saúde, são as que apresentarão maior susceptibilidade caso essas doenças se expandam.

3. O futuro

3.1 Os grandes desafios

Os desafios de identificação, quantificação e estimativa dos impactes das alterações climáticas na saúde implicam esclarecimentos sobre questões de escala, de exposição e também a identificação de relações de causalidade muitas vezes complexas e indirectas (Walther *et al*, 2002).

Em primeiro lugar, as escalas nos domínios espacial e temporal dos impactes do clima na saúde não são familiares para muitos investigadores. Os epidemiologistas, por exemplo, estudam situações localizadas no espaço e no tempo que afectam directamente a saúde. Geralmente, o indivíduo é a unidade natural de observação. O mesmo acontece com o exercício físico.

Em segundo lugar, a exposição ao tempo, à variabilidade climática e às tendências do clima, coloca dificuldades. Não há nenhum grupo claramente não exposto para funcionar como termo de comparação. De facto, por haver pouca diferença na exposição ao tempo e ao clima entre indivíduos na mesma região, a comparação entre conjuntos de indivíduos com exposições diferentes fica impossibilitada, de um modo geral. Preferencialmente, a comparação deve ser feita entre populações mas, ao fazê-lo, deve ser prestada atenção às diferenças de vulnerabilidade entre as populações comparadas.

Em terceiro lugar, alguns impactes na saúde surgem de forma indirecta e complexa. Por exemplo, os efeitos dos extremos de temperatura na saúde são directos. Já as alterações complexas num ecossistema podem dar, por exemplo, à transmissão de doenças infecciosas por vectores e à produtividade agrícola, o papel de intermediários no impacte das alterações climáticas.

Um desafio final é a necessidade de estimar riscos para a saúde derivados de cenários futuros de clima. Ao contrário de muitos riscos para a saúde com origem ambiental, a maior parte dos riscos com origem nas alterações climáticas, que pretendemos antecipar, podem estender-se por anos e décadas no futuro.

3.2 As estratégias de investigação

Se, por um lado, muita da investigação em curso sobre impactes na saúde se foca em riscos futuros, não deixam de ser importantes estudos que se referem ao passado recente e ao presente. Por exemplo, os métodos de observação epidemiológica podem fazer luz sobre as consequências para a saúde de tendências climáticas locais nas últimas décadas. Uma tal informação melhora a nossa capacidade para estimar impactes futuros. Devemos procurar agora os efeitos na saúde de alterações climáticas no passado, uma vez que não lhe foi dada a devida atenção durante algumas décadas.

Os impactes na saúde de alterações climáticas no futuro podem ser estimados de duas formas fundamentais. Em primeiro lugar, podemos extrapolar partindo de estudos análogos recentes. Em segundo lugar, podemos aplicar modelos computacionais baseados nos conhecimentos presentes sobre as relações entre as condições climáticas e a saúde. Tais modelos não podem prever o que irá acontecer, mas indicam o que poderá acontecer, com determinada probabilidade, se certas condições climáticas futuras vierem a ocorrer.

As cinco tarefas principais para os investigadores são:

1. Estabelecer a inter-relação clima/saúde

Há muitas questões por resolver quanto à sensibilidade relativamente ao tempo e à variabilidade climática de certos impactes na saúde. Por exemplo, os factores patogénicos que causam gastroenterite aguda multiplicam-se mais rapidamente em condições mais quentes. Será que as temperaturas mais elevadas causam mais doenças? Aparentemente sim, como mostram os dados mensais de casos de infecção por salmonela em função da temperatura média mensal que, a título de exemplo, apresentamos na Figura 4.

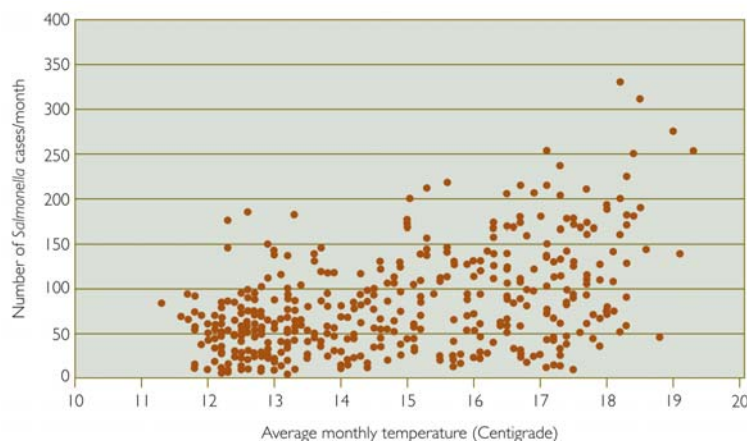


Figura 4. Relação entre a temperatura média mensal e os registos mensais de casos de salmonela na Nova Zelândia (1965-2000) (WHO, 2003).

Outro exemplo desta inter-relação: proporcionar informação climática e relacionada com a qualidade do ar, integrando-a na classificação de algumas actividades físicas (ex. grau de dificuldade de percursos para a prática de pedestrianismo) poderá também ajudar a melhorar as orientações relacionadas com a prática dessas actividades e garantir a segurança e a protecção das pessoas que as realizam.

2. Procurar efeitos passados das alterações climáticas

Tem havido muitas observações de alterações de ordem física e ecológica atribuíveis ao aquecimento recente, embora ainda haja poucas indicações dos efeitos na saúde. Entre estas observa-se a alteração de padrões das doenças infecciosas, como por exemplo a encefalite (Lindgren e Gustafson, 2001) e a cólera (Pascual *et al*, 2000).

O desafio consiste em seleccionar as consequências para a saúde com maior possibilidade de lhes detectar alterações e atribuir depois parte delas às alterações climáticas. Os impactos serão mais claros onde a consequência à exposição for mais abrupta, a capacidade de adaptação das populações locais for mais fraca e onde houver poucas explicações alternativas para as relações observadas.

3. Estabelecer modelos baseados em cenários

Sabemos que, à escala planetária, o clima ir-se-á continuar a alterar pelo menos nas próximas décadas. Hoje em dia, os climatologistas podem, de um modo satisfatório, modelar as consequências para o clima de cenários futuros de emissões de gases com efeito de estufa. Associando os cenários climáticos a modelos de impacto na saúde, poderemos estimar os impactos mais prováveis.

Alguns impactos na saúde podem ser facilmente quantificáveis (por exemplo, mortes devido a tempestades e inundações); mas outros serão mais difíceis de quantificar (por exemplo, as consequências na saúde da falta de segurança alimentar). Precisamos de modelos com uma representação suficiente de um mundo futuro multifacetado, que nos forneçam estimativas úteis e credíveis de riscos futuros para a saúde. Onde for possível, deveremos usar um padrão elevado de integração para conseguir modelar impactos num mundo que terá passado por outras alterações demográficas, económicas, tecnológicas e sociais.

4. Avaliar opções de adaptação

Por adaptação entende-se os ajustes a levar a cabo em sistemas naturais e humanos, em resposta a condições climáticas reais ou expectáveis, os quais vão moderar os impactos potencialmente adversos ou tirar partido de oportunidades benéficas.

Por exemplo, mesmo que as emissões de gases com efeito de estufa sejam reduzidas num futuro próximo, o clima da Terra irá continuar a mudar. Por este motivo, devem ser

consideradas estratégias de adaptação com vista a reduzir doenças, incapacidades e mortes.

5. Estimar benefícios e custos das medidas de mitigação e adaptação

Os passos para reduzir a emissão de gases com efeito de estufa (mitigação) ou para diminuir os impactes na saúde (adaptação) podem ter outros efeitos na saúde. Por exemplo, promover o transporte público em prejuízo dos veículos privados pode, não só reduzir as emissões de CO₂, como também melhorar a saúde pública nos tempos mais próximos uma vez que são reduzidos tanto a poluição do ar como os danos por acidentes rodoviários. A informação sobre estes custos auxiliares também é importante para agentes políticos. De notar, no entanto, que os custos não são fáceis de estimar para impactes que são deferidos no tempo ou que se estendem por um futuro longínquo.

Agradecimentos

Este trabalho foi desenvolvido no âmbito do projecto “Nuevas Ciudades Fluviales del Siglo XXI (0029_FLUVIAL_2_E), Programa de Cooperação Transfronteiriça Espanha/Portugal (POCTEP), que tem como Coordenador Prof. Doutor Ronaldo Eugénio Dias Gabriel (UTAD) e no âmbito do Centro de Investigação e Tecnologias Agro-Ambientais e Biológicas (CITAB).

Referências bibliográficas

- Fagan, B., 1999. Floods, Famines and Emperors. El Nino and the Fate of Civilizations. New York: Basic Books.
- Gubler, D.J., 1998. Dengue and dengue hemorrhagic fever. *Clinical Microbiology Review* 11: 480-96.
- IPCC, 1991. Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 1991: First Assessment Report (Volume I). Cambridge: Cambridge University Press.
- IPCC, 1996. Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 1996: Second Assessment Report (Volume I). Cambridge: Cambridge University Press.
- IPCC, 2001. Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2001: Third Assessment Report (Volume I). Cambridge: Cambridge University Press.
- IPCC, 2007. Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2007: Fourth Assessment Report (Volume I). Cambridge: Cambridge University Press.
- Lindgren, E. and Gustafson, R., 2001. Tick-borne encephalitis in Sweden and climate change. *Lancet* 358(9275): 16-87.
- Pascual M *et al.*, 2000. Cholera dynamics and El Niño Southern Oscillation. *Science* 289: 1766-69.
- Patz, J.A. *et al*, 2000. The potential health impacts of climate variability and change for the United States: executive summary of the report of the health sector of the U.S. National Assessment. *Environmental Health Perspectives*, 108(4): 367-76.
- Walther, G. *et al*, 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature* 416: 389-395.
- Watson, R.T. *et al.* (eds.), 1998. The Regional Impacts of Climate Change. An assessment of vulnerability: A Special Report of IPCC Working Group II. pp 517 Cambridge, U.K: Cambridge University Press.
- WHO, 2002. World Health Report 2002: Reducing risks, promoting healthy life. WHO, Geneva.
- WHO, 2003. Climate change and human health: risks and responses. Summary. WHO, Geneva.
- Woodward, A.J., *et al*, 2000. Protecting human health in a changing world: the role of social and economic development *Bulletin of the World Health Organization*. 78: 1148-1155.

Padrões de Variação Temporal de Temperatura do Ar e Ozono Superficial na Cidade de Bragança, Portugal

Manuel Feliciano^a, António Ribeiro^a, Filipe Rodrigues^b

^a Centro de Investigação de Montanha, Instituto Politécnico de Bragança,, Campus de Sta Apolónia, Apartado 1172, 5301-855 Bragança, Portugal, Email: msabenca@ipb.pt

^b Instituto Politécnico de Bragança, Campus de Sta Apolónia, Apt 1172, 5301-855 Bragança, Portugal.

Resumo

O ozono troposférico é um dos oxidantes fotoquímicos mais perigosos da troposfera. É um poluente que pode causar efeitos adversos quer a nível da saúde humana, quer a nível do ambiente, intervindo activamente na destruição das florestas, na redução da produção e perda de qualidade dos produtos agrícolas e na redução do tempo médio de vida de múltiplos materiais. O ozono é ainda um gás de efeito estufa com uma contribuição relevante para as alterações climáticas globais. Embora o ozono seja conhecido por ser um constituinte natural da atmosfera, a sua dinâmica não é bem compreendida. Com o objectivo de preencher uma importante lacuna em matéria de qualidade do ar na região Nordeste de Portugal, as concentrações de ozono da camada superficial, a temperatura do ar e outros parâmetros meteorológicos convencionais têm vindo a ser monitorizados na cidade de Bragança, Portugal, desde Abril de 2006.

Os ciclos diários e sazonais relativos às concentrações de ozono e à temperatura do ar foram estimados a partir das observações horárias disponíveis, de modo a avaliar e comparar a evolução temporal destes parâmetros ambientais, ao longo dos últimos quatro anos. Os resultados mostram que a temperatura do ar e as concentrações de ozono apresentam um padrão de variação sazonal e diário bastante característico, com máximos registados nas tardes da Primavera/Verão e mínimos observados à noite e início da manhã nos meses de Inverno. As concentrações médias de ozono mais elevadas foram observadas entre as 15h00 e as 18h00 e as concentrações médias mais baixas foram registadas entre as 4:00 e as 8:00 da manhã. Este padrão de variação temporal juntamente com a relação linear encontrada entre as concentrações de ozono e a temperatura do ar constituem uma clara evidência da influência da fotoquímica e das condições meteorológicas na magnitude e nos padrões de variação temporal dos níveis de ozono, no local de estudo. Séries temporais mais longas juntamente com outras fontes de dados são, no entanto, necessárias para proceder a uma análise mais aprofundada da influência das alterações climáticas sobre as dinâmicas de curto e longo termo do ozono troposférico.

Abstract

Ground-level ozone is a photochemical oxidant which may cause harmful effects to both human health and the environment. Surface ozone at ambient concentrations has caused damage in natural ecosystems, agricultural croplands and buildings. Furthermore, ozone also acts as a potent greenhouse gas. Although ozone is known to be a natural atmospheric constituent, its levels and dynamics are not well understood. With the purpose of fulfilling an important gap concerning air quality in the North-eastern region of Portugal, surface ozone together with air temperature and other conventional meteorological parameters have been monitored in the city of Bragança, Portugal. This study started in April 2006 and will continue throughout the next years.

Using long-term hourly observations, seasonal and diel cycles of ozone concentration and air temperature were estimated to examine and compare the temporal evolution of both environmental parameters over the past four years. Both ozone and air temperature followed a characteristic diel and seasonal patterns with maxima in spring/summer afternoons and minima at night or in the early morning hours in the winter. The highest mean values of

ozone concentration were observed from May to August, between 15:00 and 18:00, and the lowest levels were registered in the winter months predominantly at daybreaks. This temporal pattern together with the linear relationship found between ozone concentrations and air temperature readily emphasise the impact of photochemistry and weather conditions on magnitude and variability of ozone concentrations. Longer time series together with other data sources are, however, necessary to perform a deeper analysis of climate change influence on the short and long-term variability of ground-level ozone.

1. Introdução

O ozono troposférico é o principal agente fotoquímico da atmosfera. Este poluente surge nas camadas mais baixas da atmosfera por via de uma complexa série de reacções que envolvem óxidos de azoto (NO_x) e compostos orgânicos voláteis (COV) na presença de luz solar (Liu et al., 1987; Aneja et al. 1993). Muitos investigadores têm demonstrado que os oxidantes fotoquímicos atmosféricos são formados, em geral, próximo das áreas urbanas e industriais com elevada concentração de fontes antropogénicas e que o transporte a longas distâncias desses oxidantes e dos seus precursores das regiões de maior densidade populacional pode contribuir para elevar os níveis de oxidantes em regiões muito afastadas e menos povoadas (Wolff et al. 1982; Bloomer et al., 2010). As intrusões estratosféricas de ozono são também apontadas como um factor que pode contribuir para o aumento das concentrações de ozono, particularmente na Primavera (Viezee et al., 1983).

O ozono troposférico está associado a uma vasta gama de efeitos nocivos quer a nível da saúde humana, quer a nível do ambiente. Quando entra em contacto com os mais variados elementos da superfície, intervém activamente na redução do tempo de vida médio de materiais economicamente importantes, na redução da produção e perda de qualidade dos produtos agrícolas, na diminuição da vitalidade das florestas e dos ecossistemas naturais e, ainda, na saúde e bem-estar das populações (Lippmann, 1989; OMS, 2004). O ozono troposférico é também um gás de efeito estufa com uma contribuição relevante para o aquecimento global (Forster et al., 2007).

Os efeitos na saúde humana e nos mais variados elementos da natureza, associados à presença de ozono na atmosfera superficial, têm sido reconhecidos pela União Europeia, que, além de promover um vasto pacote de medidas de controlo das emissões dos precursores de ozono, tem criado legislação no sentido de mitigar os problemas associados ao ozono superficial. A Directiva 2002/3/CE, transposta para legislação nacional pelo Decreto-Lei nº 320/2003, fixou um conjunto de parâmetros que visam a protecção da saúde humana e da vegetação a curto e a longo prazo, entre os quais: o valor-alvo para protecção da saúde humana estabelecido em 120 µg m⁻³ para o máximo diário das médias octo-horárias deslizantes; o limiar de informação ao público, que é o nível acima do qual uma exposição de curta duração acarreta riscos para a saúde de grupos particularmente sensíveis fixado em 180 µg m⁻³ para as médias horárias.

Apesar das melhorias que se têm registado nos últimos anos, as violações dos níveis de protecção estabelecidos para o ozono continuam a ser uma constante nos países da união europeia, em particular nos meses de verão (EEA, 2010). Em Portugal, uma grande parte das excedências dos valores-alvo para a protecção da saúde humana, protecção da vegetação, bem como dos limiares de informação e de alerta ao público, têm sido registadas na região norte interior do país, em áreas rurais (APA, 2008; EEA, 2010). As excedências ocorrem preferencialmente em dias de temperatura elevada e céu claro, em resultado da influência da radiação solar, da temperatura e de outros aspectos de natureza climática no aumento da produção fotoquímica do ozono. Acresce ainda o facto de nas zonas de tráfego intenso haver uma maior remoção de ozono através de reacções químicas entre este poluente e o NO emitido pelos automóveis, enquanto nas zonas rurais, em consequência das menores concentrações de NO este tipo de remoção é menor, originando concentrações de ozono mais elevadas (Blommer, 2010). A ocorrência destes

incumprimentos faz do ozono superficial uma das principais fontes de preocupação no que diz respeito à qualidade do ar.

Com o objectivo de colmatar uma lacuna de informação existente para a região Norte Interior de Portugal, contribuindo concomitantemente para um melhor conhecimento dos níveis de qualidade do ar para esta região, o Instituto Politécnico de Bragança avançou em 2006 para a monitorização deste poluente atmosférico.

Neste artigo, descrevem-se os padrões de variação temporal das concentrações de ozono superficial observadas em Bragança nos últimos 5 anos, contribuindo-se desta forma para melhorar o conhecimento acerca dos níveis e dos mecanismos que regulam a formação do ozono superficial nesta região do país.

2. Material e Métodos

2.1 Local de Estudo

Bragança é uma cidade média localizada numa região rural no Nordeste de Portugal, ocupando actualmente uma área de aproximadamente 25 km². A população aumentou de cerca de 6 000 habitantes em 1910 para cerca de 23 000 habitantes em 2001, não incluindo os cerca de 5000 estudantes do ensino superior que são uma parte significativa da população residente. A topografia apresenta formas distintas, apresentando uma variação altimétrica de 500 a 800 metros, sensivelmente. As condições climáticas são semelhantes ao clima continental de outras regiões europeias que estão distantes da influência do Oceano Atlântico, apresentando Invernos longos e frios e Verões curtos e quentes. No Inverno, a ocorrência de temperaturas negativas durante a noite é bastante frequente, enquanto no Verão as temperaturas máximas podem atingir os 40 °C.

No que diz respeito a outros factores com influência directa na qualidade do ar, o transporte rodoviário é talvez a principal fonte de poluição atmosférica. De acordo com as estatísticas fornecidas pelo Instituto de Seguros de Portugal, a frota de veículos em Bragança aumentou de cerca de 20 000 em 2004 para cerca de 25 000 veículos em 2007. O tráfego urbano não é muito intenso, sendo que o fluxo médio de tráfego na principal artéria urbana, durante o dia, é de cerca de 1000-1500 veículos por hora. O aquecimento doméstico é outra fonte de poluição que assume particular importância no Inverno, quando grandes quantidades de gás natural, diesel e madeira são queimados durante o dia e noite. As emissões industriais locais têm um peso pouco significativo na poluição do ar, face à dimensão e à natureza das indústrias presentes. A construção é talvez a mais importante fonte industrial de poluentes atmosféricos, apesar de nos últimos anos ter vindo a sofrer um decréscimo substancial. A qualidade do ar em Bragança é também, embora com pouca frequência, influenciada por poluição vinda de áreas distantes, principalmente do norte de Espanha.

2.2 Instrumentação e Informação Recolhida

Os níveis atmosféricos de ozono foram obtidos numa estação instalada no Campus do Instituto Politécnico de Bragança, uma das áreas verdes com maior expressão existente dentro o perímetro urbano. As medições iniciaram-se em Abril de 2006, usando para o efeito um analisador fotométrico de UV da marca Horiba, modelo APOA 360. Paralelamente, foram também monitorizados, noutra zona da cidade, junto à Câmara Municipal, parâmetros meteorológicos convencionais como a velocidade e a direcção do vento, a temperatura e a humidade relativa do ar, a radiação solar e a precipitação. A temperatura e a humidade relativa do ar foram medidas com um termo-higrómetro (CS215, Campbell Scientific, Inc.). A radiação solar foi medida com um piranómetro (CS300, Campbell Scientific, Inc.). A velocidade e direcção do vento foram medidas por um monitor de vento (modelo 05103, R.M.Young Company). Os registos meteorológicos foram iniciados cerca de 6 meses mais tarde relativamente ao início da recolha de dados de ozono.

As séries temporais são constituídas por quase 40000 registos horários e apresentam algumas descontinuidades, mas, de um modo geral, a eficiência de recolha de dados durante o período em análise foi elevada, tendo atingido valores superiores a 90%.

3. Resultados

2.1 Características da variação temporal da temperatura e do ozono superficial

A avaliação dos padrões temporais de curto e de longo termo dos níveis atmosféricos de ozono e da temperatura do ar teve por base a determinação de parâmetros estatísticos de conjuntos específicos dos dados horários disponíveis no período em análise. Em particular, avaliou-se a variação ao longo das horas do dia, dos dias da semana, dos dias do ano e dos meses do ano. Os parâmetros estatísticos, usados para descrever estas variações, foram a média aritmética, o H15, a mediana e o percentil 98. O H15 é um parâmetro de estatística robusta, correspondente ao valor médio de uma série temporal, distinguindo-se, todavia, da média aritmética pelo facto de atribuir um peso menor aos valores extremos (*outliers*) no cálculo da média. A sua utilização é, pois, uma forma prática e segura de filtrar a influência de *outliers*, que na maior parte dos casos estão associados a pequenas anomalias de funcionamento do equipamento. As diferenças entre os parâmetros estatísticos utilizados para representar a tendência central das variáveis não foram muito significativas, pelo que se optou por usar apenas o H15 e o percentil 98 na descrição do comportamento temporal das concentrações de ozono e da temperatura do ar.

Os principais resultados desta análise encontram-se ilustrados nas Figuras 1 a 4. A Figura 1 mostra o ciclo diário médio obtido para cada um dos anos e para o período global. Na Figura 2, apresenta-se a variação média ao longo dos vários dias da semana para cada ano e para o período global. Na Figura 3, o destaque vai para a variação mensal e finalmente a Figura 4 ilustra a evolução ao longo do ano, mas com uma resolução diária.

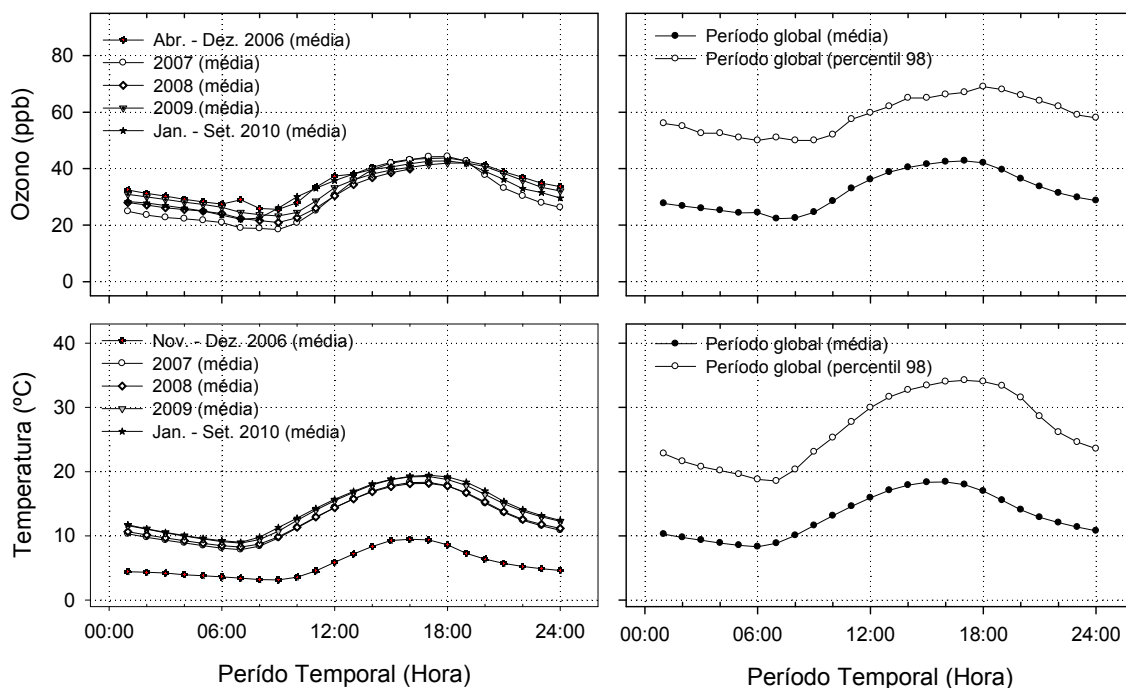


Figura 1. Variação horária média da temperatura e dos níveis atmosféricos de ozono para cada um dos anos do período compreendido entre Abril de 2006 e Setembro de 2010 e para o período global. Para o período global também se encontra representado o ciclo diário definido pelos percentil 98 dos valores horários. O eixo das abcissas corresponde ao tempo universal (UTC: Universal Time Coordinated) e o eixo das ordenadas representa a média (H15) e o percentil 98 dos valores disponíveis para cada hora do dia, para cada ano e para o período global.

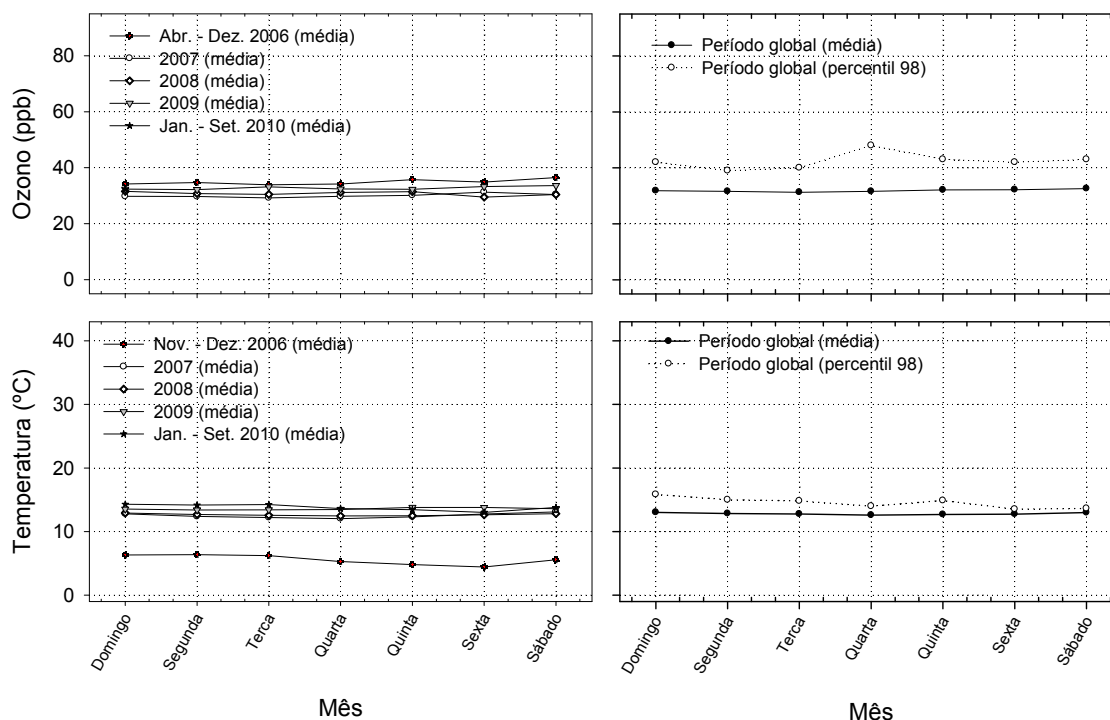


Figura 2. Variação média ao longo dos dias da semana da temperatura do ar e dos níveis atmosféricos de ozono para cada um dos anos do período compreendido entre Abril de 2006 e Setembro de 2010 e para o período global.

Exceptuando a Figura 2, relativa à variação ao longo dos dias da semana, todas as outras evidenciam a existência de padrões de variação temporal muito característicos quer para a concentração de ozono, quer para a temperatura do ar. De um modo geral, os padrões de curto-termo e de longo-termo apresentam natureza cíclica e exibem uma elevada persistência.

Relativamente ao perfil de variação diário, verifica-se que os níveis de ozono começam a aumentar logo após o nascer do sol, até atingirem valores máximos no início da tarde. A partir do final da tarde assiste-se a um decréscimo gradual que leva à existência habitual de níveis muito baixos durante a noite e no início da manhã. Em termos médios, a magnitude dos níveis de ozono registados à noite é de cerca de metade dos detectados a meio da tarde. A temperatura do ar apresenta igualmente um contraste dia/noite bastante acentuado, devido à elevada amplitude térmica que prevalece ao longo do ano nesta região, e segue uma variação diária muito similar à descrita anteriormente para o ozono. Alguns autores têm reportado a co-ocorrência destes contrastes significativos exibidos pelas concentrações de ozono e pela temperatura do ar (Piikki et al., 2009).

Este comportamento diário dos níveis de ozono é um reflexo da importância da produção fotoquímica e do transporte vertical da atmosfera na abundância deste poluente na baixa troposfera (Zheng et al., 2010). Não menos importante é também a relação que se pode estabelecer entre este ciclo diário do ozono e o perfil diário típico de emissões de precursores de ozono, principalmente em zonas urbanas, onde existe um contraste muito claro entre as emissões diurnas e as emissões nocturnas.

No entanto, ao analisarmos a variação ao longo dos dias da semana (Figura 2), a correlação potencial entre emissões de precursores e concentrações de ozono perde qualquer relevância, na medida em que não se vislumbrou qualquer tipo de variação consistente dos níveis de ozono ao longo da semana. Em consonância com o mesmo raciocínio aplicado anteriormente para um ciclo de 24 horas, seria de esperar a obtenção de um certo contraste entre as concentrações de ozono observadas em dias úteis e as observadas em dias de fim-de-semana, em resultado da redução do tráfego automóvel e do conseqüente decréscimo das emissões de precursores de ozono durante o fim-de-semana (Yarwood et al., 2003). O

perfil semanal encontrado aproxima-se do comportamento expectável para áreas sub-urbanas e rurais, como já foi reportado por outros autores (Zheng *et al.*, 2010), sugerindo que a formação fotoquímica de ozono em Bragança não está associada a fontes locais. As concentrações estão principalmente associadas a processos regionais de produção e transporte/dispersão de ozono e dos precursores de outras regiões.

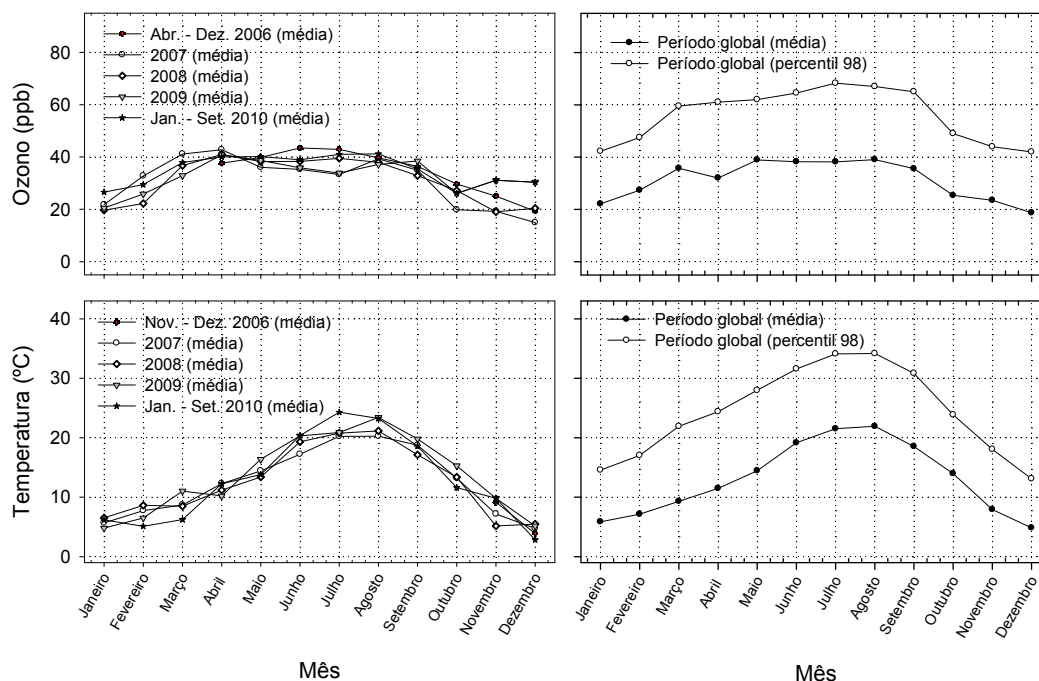


Figura 3. Variação média mensal da temperatura do ar e dos níveis de ozono superficial para cada um dos anos em análise e para o período global.

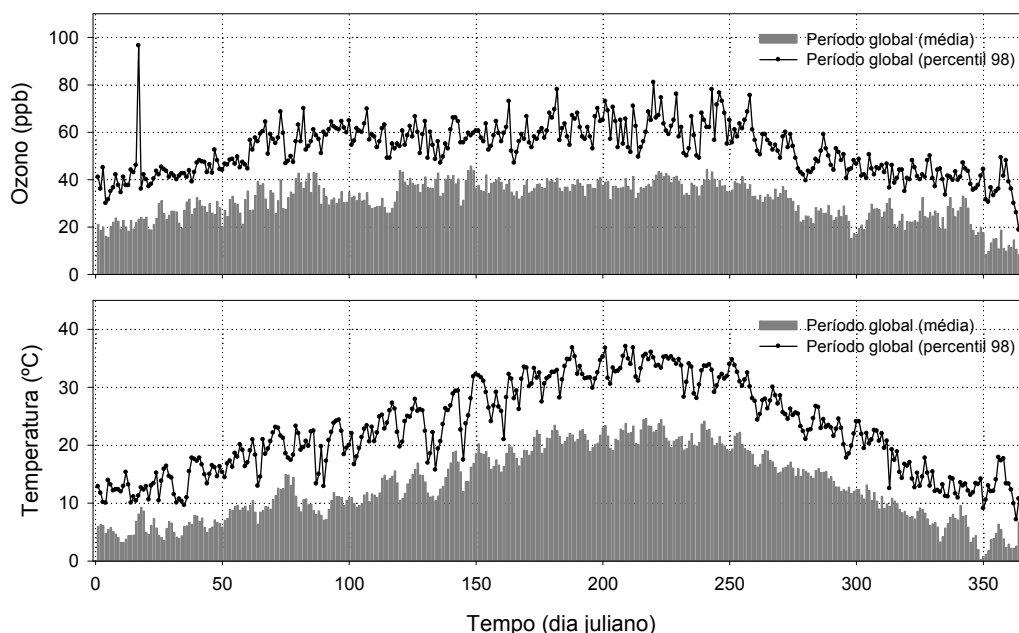


Figura 4. Ciclo anual das concentrações médias diárias de ozono e da temperatura do ar para o período compreendido entre Abril de 2006 e Setembro de 2010.

Quando se analisa a sazonalidade das concentrações de ozono e da temperatura (Figura 3 e 4), constata-se que os valores mais elevados são atingidos no Verão e, por vezes, na Primavera, enquanto os valores mais baixos são observados no Inverno. Esta tendência reforça também o papel crucial da radiação solar e das temperaturas elevadas nas taxas de

foto-oxidação dos precursores de ozono (Olszyna et al., 1997). Os valores por vezes relativamente elevados observados na Primavera indiciam o papel das intrusões estratosféricas no balanço material do ozono da camada superficial. A variação diária ao longo do ano permite ainda identificar a ocorrência de escassas situações episódicas, com ultrapassagem dos limiares de informação ao público, destacando-se um período relativamente curto em Janeiro de 2007, sendo revelador da complexidade da dinâmica de formação/destruição do ozono superficial.

2.2 Relações entre concentrações de ozono e temperatura do ar

De modo a compreender melhor a relação ou as relações entre os níveis de ozono e a temperatura do ar, estas duas variáveis foram representadas em gráficos 2D de dispersão (XY), para diferentes escalas temporais. Ao contrário do que se fez anteriormente, apenas se consideraram nesta análise os períodos com dados de ambas as variáveis. Na Figura 5 encontram-se as relações lineares obtidas entre as duas variáveis. Os valores usados foram os valores médios (H15) de ambas as variáveis referentes ao ciclo diário, à variação diária e mensal ao longo do ano e à variação entre anos.

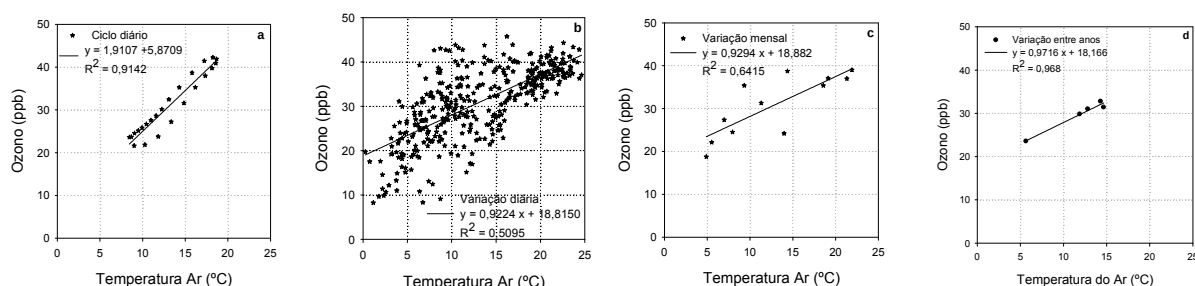


Figura 5: Concentrações de ozono superficial em função da temperatura do ar para diferentes escalas temporais: a) variação horária ao longo do dia; b) variação diária ao longo do ano; c) variação mensal ao longo do ano; d) variação anual.

Analisando a Figura 5 verificamos que as variações de curto e longo termo das concentrações de ozono estão correlacionadas positivamente com as variações da temperatura do ar, sugerindo que o aumento da temperatura conduz directamente ao aumento das concentrações de ozono, a uma taxa de aproximadamente 1-2 ppb/°C. Exceptuando a variação das concentrações de ozono superficial ao longo do dia, todas as outras descrevem a variação das concentrações de ozono superficial em função da temperatura de uma forma muito similar. No que concerne à relação existente entre os valores médios anuais das duas variáveis, o número de pontos é manifestamente reduzido e, além disso, não é suficientemente representativo do intervalo de temperaturas incluído na análise, porém, ainda assim, a figura 6 d) sugere que as variações anuais da temperatura explicam, pelo menos uma parte, da variação anual das concentrações de ozono superficial. Este facto não significa, todavia, que as variações dos níveis de ozono sejam induzidas directamente pela temperatura do ar. De facto, sendo a temperatura uma variável ambiental que reflecte outros processos atmosféricos, as relações anteriores podem indiciar simplesmente que a dinâmica de variação do ozono é fortemente influenciada por fenómenos climáticos vários. Além disso, também é de realçar que esta relação pode advir da influência directa da temperatura nas emissões de compostos orgânicos voláteis biogénicos e antrópicos, bem como de NO_x de origem natural, podendo por esta via contribuir indirectamente para a alteração dos níveis de ozono.

3. Conclusões

O registo de concentrações de ozono superficial em Bragança, ao longo destes últimos 5 anos, permitiu criar a mais importante base de dados para esta região do país e avaliar as

variações de curto e de longo prazo deste poluente atmosférico. Os padrões diários e sazonais encontrados, com contrastes pronunciados entre o período diurno e o período noturno, entre o Verão e o Inverno, são consentâneos com os perfis típicos de variação temporal, encontrados particularmente nas regiões rurais e urbanas de baixa altitude e com uma elevada amplitude térmica. Apesar dos vários factores envolvidos na dinâmica deste agente fotoquímico, parece inequívoco que os processos meteorológicos assumem um peso significativo e que um aumento da temperatura média global da superfície terrestre conduzirá a um aumento dos níveis deste poluente. Não obstante, é necessário dispor de séries temporais mais longas juntamente com outras fontes de dados como concentrações de precursores, trajectórias de massas de ar e condições sinópticas para proceder a uma análise mais profunda da influência das alterações climáticas sobre as dinâmicas de curto e longo termo do ozono troposférico. Futuramente, pretende-se desenvolver esforços adicionais com vista a caracterizar a origem e o transporte de ozono nesta região de Portugal.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao presidente da Escola Superior de Tecnologia e Gestão a cedência do espaço para instalar o equipamento de monitorização. Também uma palavra de apreço aos Serviços de Manutenção do IPB pela colaboração na instalação da estrutura de suporte. Um agradecimento especial ao João Azevedo pela leitura e pelos comentários partilhados com os autores.

Referências bibliográficas

- Aneja, V.P.; Claiborn, C.S.; Li, Z. Murthy, A., 1994. Trends, seasonal variations and analysis of high elevated nitric acid, ozone and hydrogen peroxide. *Atmospheric Environment*, 28: 1781-1790.
- APA, 2008. Relatório do Estado do Ambiente. Agência Portuguesa do Ambiente. Portugal.
- Bloomer, B. J.; Vinnikov, K. Y.; Dickerson, R. R., 2010. Changes in seasonal and diurnal cycles of ozone and temperature in the eastern U.S.. *Atmospheric Environment*, 44: 2543-2551.
- EEA, 2010. Air pollution by ozone across Europe during summer 2009: Overview of exceedances of EC ozone threshold values for April–September 2009. Technical report No 2/2010, Copenhagen.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Lippmann, M., 1989. Health effects of ozone: a critical review. *Journal of Air Pollution Control Association*, 39: 672-695.
- Liu, S. C.; Trainer, M.; Fehsenfeld, F. F. C.; Parrish D. D.; Williams, Z. J.; Fahey, D. W.; Hubler, G.; Murphy, P. C., 1987. Ozone production in the rural troposphere and the implications for regional and global ozone distributions. *Journal of Geophysical Research*, 92: 4191-4207.
- Olszyna, K. J.; Luria, M.; Meagher, J. F., 1997. The correlation of temperature and rural ozone levels in southeastern U.S.A.. *Atmospheric Environment*, 31 (18): 3011-3022.
- OMS, 2004. Health aspects of air pollution. Results from the WHO project "Systematic review of health aspects of air pollution in Europe". World Health Organization, Denmark.

- Piikki, K.; Klingberg, J.; Karlsson, G. P.; Karlsson, P. E.; Pleijel, H. 2009. Estimates of AOT ozone indices from time integrated ozone data and hourly air temperature measurements in
- Viezee, W.; Johnson, W.B.; Singh, H.B., 1983. Stratospheric ozone in the lower troposphere-II. Assessment of downward flux and ground level impact. *Atmospheric Environ.* , 17: 1979-1993.
- Wolff, G. T.; Kely, N. A.; Ferman, M. A., 1982. Source regions of summertime ozone and haze episodes in the eastern U.S. *Water, AirSoil Pollution*, 18: 65-81.
- Yarwood, G.; Stoeckenius, T. E.; Heiken, J. G.; Dunker, A. M., 2003. Modeling weekday/weekend ozone differences in the Los Angeles region for 1997. *Journal of Air & Waste management Association*, 53: 864-875.
- Zheng, J.; Zhong, L. Wang T.; Louie, P. K. K; Li, Z., 2010. Ground-level ozone in the Pearl River Delta region: analysis of data from a recently established regional air quality monitoring network. *Atmospheric Environment*, 44: 814-823.

OCEANOGRAFIA

Avaliação genética dos stocks naturais do ouriço de mar comestível *Paracentrotus lividus* (Echinoidea): estão ameaçadas as populações?

Isabel Calderón^{a*}; Cruz Palacín^a; Albert Corbacho^a; Silvia Brusciotti^a; Lucía Pita^a; Xavier Turon^b

^a Departamento de Biología Animal, Universidad de Barcelona. Avenida Diagonal 645, 08028 Barcelona, Espanha

* Centro de Malária e Outras Doenças Tropicais, Instituto de Higiene e Medicina Tropical. Rua da Junqueira 96, 1349-008 Lisboa. Portugal

Email: calderon@ub.edu; cpalacin@ub.edu; cobayo55@gmail.com; silvia.brusciotti@gmail.com; luciapitagan@gmail.com

^b Centro de Estudios Avanzados de Blanes (CEAB, CSIC). C. d'Accés a la Cala S. Francesc 14, 17300 Blanes (Gerona), Espanha, Email: xturon@ceab.csic.es

Resumo

O ouriço de mar comum *Paracentrotus lividus* (Lamarck) é uma espécie comestível de elevado interesse comercial cujas populações estão submetidas a uma forte pressão de captura por parte do sector pesqueiro no Mediterrâneo Ocidental. No presente trabalho, foi avaliado o estado dos stocks deste recurso através do estudo demográfico das populações adultas de *P. lividus* na região de Tossa de Mar (Mediterrâneo Norocidental) nos anos 1992, 2006 e 2008. Paralelamente, foi feito um seguimento do recrutamento na mesma região entre os anos 2006 e 2009, complementado com um estudo genético das coortes de recrutas amostradas. Finalmente, realizou-se um estudo espacial durante a Primavera de 2008 para avaliar a conectividade entre populações separadas por centenas de quilómetros. O estudo demográfico revelou uma marcada diminuição das densidades das populações de adultos em Tossa de Mar, assim como uma acentuada heterogeneidade no recrutamento nesta região. Os resultados do estudo genético mostraram uma elevada diversidade haplotípica e uma reduzida diversidade nucleotídica, quer das populações adultas quer das coortes de recrutas entre 2006 e 2009, assim como uma elevada conectividade entre populações distantes. Os presentes dados sugerem um estado saudável dos stocks de *P. lividus* na área estudada, mas constituem uma chamada de atenção para o risco associado à diminuição das densidades das populações adultas. As informações aqui apresentadas são portanto cruciais para a gestão da espécie e demonstram a necessidade do cumprimento das regras de defeso para o ouriço *P. lividus*.

Abstract

The common sea urchin *Paracentrotus lividus* (Lamarck) is an edible species with high commercial interest whose populations are subject to high pressure from fisheries in North Western Mediterranean. We assessed the state of stocks of this resource through a demographic study of adult populations of *P. lividus* in the region of Tossa de Mar (NW Mediterranean) in 1992, 2006 and 2008. Similarly, we studied recruitment in this locality between 2006 and 2009, complemented by a genetic survey of the above-mentioned cohorts of recruits. Finally, we conducted a spatial study in spring 2008 to evaluate connectivity between populations separated hundreds of km. Results of the demographic study showed a marked reduction in density of adult populations in Tossa de Mar, as well as a marked heterogeneity in recruitment in this region. Molecular data revealed a high haplotype diversity and a low nucleotide diversity, both of adult populations and of cohorts of recruits between 2006 and 2009, as well as a high connectivity between distant populations. These data suggest a healthy state of stocks of *P. lividus* in the studied area, but raise an alarm related

to the reduction of densities of adult populations. This information is thus crucial for management of the species and shows the need for compliance with current legislation about fishing closing seasons for the sea urchin *P. lividus*.

1. Introdução

O ouriço de mar comum *Paracentrotus lividus* é uma espécie comestível que tem um elevado interesse comercial em toda a sua área de distribuição (Guidetti *et al.*, 2004). Esta espécie é muito abundante na bacia mediterrânica e está também presente no Atlântico Oriental, desde a Grã-Bretanha até Marrocos, incluindo as ilhas da Macaronésia (Boudouresque & Verlaque, 2001). *P. lividus* tem um papel chave na estruturação dos ecossistemas marinhos dada a sua voracidade e a grande abundância das suas populações (Palacín *et al.*, 1998). Como outros ouriços, *P. lividus* tem uma longevidade de vários anos, é sedentário na fase adulta e possui uma larva planctónica que pode permanecer na coluna de água entre 20 e 40 dias (Pedrotti, 1993). Esta fase de vida planctónica permite teoricamente a homogeneização do conjunto de larvas provenientes de distintas populações, de modo a que as larvas que recrutam numa localidade podem de facto ter origem em localidades diferentes (Lozano *et al.*, 1995). Estudos moleculares prévios confirmaram que a espécie tem uma elevada capacidade de dispersão, permitindo o fluxo genético entre populações separadas por milhares de quilómetros, existindo panmixia dentro das bacias mediterrânica e atlântica (Duran *et al.*, 2004; Calderón *et al.*, 2008). No que se refere à conectividade entre populações, e logo também às pescas, esta informação sugere que pode haver reabastecimento dos stocks com larvas provenientes de populações distantes. No entanto, é sabido que espécies com uma elevada capacidade de dispersão podem apresentar uma marcada heterogeneidade local (“chaotic genetic patchiness”; Johnson & Black 1982), espacial e temporal, devido a factores que ainda não estão bem definidos.

No Mediterrâneo Ocidental, *Paracentrotus lividus* alcança a maturidade sexual por volta dos 35-40 mm de diâmetro (Lozano *et al.*, 1995; Turon *et al.*, 1995). Esta espécie tem dois períodos de reprodução, um episódio principal na Primavera e episódios pontuais no Outono (Lozano *et al.*, 1995; López *et al.*, 1998). Além disso, esta espécie tem um crescimento rápido no período de Inverno-Primavera e um crescimento mais lento no período de Verão-Outono, coincidente com a época de formação das gónadas (Turon *et al.*, 1995). Durante estes períodos de crescimento, acumula-se CaCO_3 na testa dos ouriços, mais densamente durante a época de crescimento rápido e menos densamente durante a época de crescimento lento. A idade dos indivíduos pode portanto ser determinada estudando o padrão de alternância destas bandas de crescimento, claras e escuras, visíveis na face interna das carapaças (Crapp & Willis, 1975; Turon *et al.*, 1995).

As populações adultas de espécies que vivem vários anos são constituídas por múltiplas coortes de distintas idades. A denominada hipótese do “sweepstake reproductive success” (Hedgecock, 1994) propõe que, em cada evento reprodutor, apenas uma parte dos indivíduos adultos contribui para a geração seguinte, o que pode ocasionar uma diminuição da diversidade genética entre gerações consecutivas. Além disso, o subgrupo de indivíduos que contribui para um episódio reprodutor pode ser diferente do subgrupo que contribui para o episódio reprodutor seguinte, o que pode também dar origem a diferenças significativas entre duas gerações. Esta variabilidade pode ser consequência de processos internos da espécie (i.e., barreiras pré- ou pós-zigóticas, densidade de adultos, etc.) ou externos (i.e., factores ambientais, correntes marinhas, etc.). Por conseguinte, os tamanhos efectivos (N_e) das populações podem de facto ser várias ordens de grandeza menores que os tamanhos populacionais (N). No caso de espécies de interesse comercial, esta redução pode ter uma relevância chave no sucesso reprodutor da espécie, com importantes repercussões na gestão e na manutenção dos stocks. Nas últimas décadas, as populações de *Paracentrotus lividus* têm sido submetidas a fortes pressões de pesca, reduzindo consideravelmente os tamanhos (N) das populações em várias localidades da sua área de distribuição (Andrew *et*

al., 2002; Pais *et al.*, 2007). Neste contexto, o objectivo do nosso trabalho foi avaliar o estado dos stocks de *P. lividus* no litoral mediterrânico peninsular espanhol de um ponto de vista demográfico e genético, em diferentes escalas espaciais e temporais. A partir dos dados obtidos, caracterizou-se o estado actual dos stocks e a sua evolução ao longo do tempo no período considerado na área estudada. Estas informações são cruciais para a gestão e a regulação de pesca deste importante recurso alimentar e com elevado interesse comercial.

2. Material e Métodos

2.1 Caracterização demográfica das populações adultas de *Paracentrotus lividus* em Tossa de Mar (Mediterrâneo Norocidental)

Em 1992, 2006 e em 2008 realizou-se um estudo demográfico para quantificar as densidades das populações de adultos de *Paracentrotus lividus* na região de Tossa de Mar (Mediterrâneo Norocidental; Figura 1). Para estas amostragens, utilizou-se um quadrado de 1 m² que foi colocado aleatoriamente numa parede vertical, sendo recolhidas 10 réplicas a profundidades de 1, 3, 5, 7 e 9 m (total de 50 réplicas). Dentro dos quadrados, somente os indivíduos maiores que 2 cm foram contados e o seu diâmetro medido.

2.2 Análise genética da estrutura temporal das populações adultas em Tossa de Mar (Mediterrâneo Norocidental)

Em Junho 2006 e Junho 2007 foram amostrados indivíduos adultos de *Paracentrotus lividus* em Tossa de Mar (41° 43.160' N, 2° 56.241' E; Figura 1), numa superfície de 25*25 m.



Figura 1. Localidades amostradas para a avaliação dos stocks de *Paracentrotus lividus* principalmente no litoral mediterrânico peninsular.

A fim de realizarmos estudos da estrutura temporal das populações, foi determinada a idade dos indivíduos recolhidos através da análise do padrão de bandas de crescimento (Turon *et al.*, 1995; Calderón *et al.*, 2009a; Calderón & Turon, 2010). Para o estudo da estrutura genética das populações realizaram-se extracções de ADN, quer a partir das gónadas dos indivíduos adultos, quer a partir da musculatura da lanterna de Aristóteles quando as gónadas eram pequenas ou estavam ausentes com o kit REALPURE (Durviz). Os indivíduos recrutados na Primavera (i.e., principal episódio reprodutor) foram analisados para 5

marcadores microsatélites (Calderón *et al.*, 2009a); os indivíduos recrutados tanto na Primavera como no Outono foram analisados para um fragmento da citocromo oxidase I (COI; Calderón & Turon, 2010) e um fragmento do gene que codifica para bindina, proteína de reconhecimento gamético em ouriços de mar que, no género *Paracentrotus*, está submetida à acção da selecção positiva (Calderón *et al.*, 2009b; Calderón & Turon, 2010). Realizaram-se análises de genética de populações para determinar a diversidade haplotípica (H) e nucleotídica (π) das distintas coortes que constituem a população adulta usando DnaSP (Rozas *et al.*, 2003). Também se estimou a diferenciação entre coortes pelo cálculo de F_{ST} com Arlequin v. 3.11 (Excoffier *et al.*, 2005). Baseado na análise dos marcadores microsatélites, estimamos o tamanho efectivo (N_e) das populações recrutadas em Tossa de Mar com dois métodos diferentes: o denominado *método temporal* (Nei & Tajima, 1981) e um método de simulações desenhado pela nossa equipa e programado em Turbo Pascal.

Esta aproximação permite caracterizar a composição demográfica e genética das populações em dois anos consecutivos e por além, fazer um seguimento da evolução temporal de diferentes coortes recrutadas numa única localidade em diversos eventos reprodutores.

2.3 Análise espaço-temporal do recrutamento: estudo demográfico e genético

Durante 4 primaveras consecutivas (2006-2009) foram amostrados recrutas (i.e., indivíduos colectados no mesmo ano do recrutamento) no mesmo lugar previamente amostrado para o estudo das populações adultas em Tossa de Mar. Para tal, foram recolhidas raspagens de um quadrado de 20*20 cm a 3, 6 e 9 m de profundidade (3 réplicas em cada profundidade) que foi preservado em álcool absoluto a -20°C. Posteriormente os recrutas foram separados à lupa e foi quantificada a sua abundância por m². O ADN de 12 a 29 amostras por coorte foi extraído a partir do indivíduo completo e analisou-se o mesmo fragmento de COI estudado para as populações adultas.

Por além, na Primavera de 2008 recolheram-se indivíduos de *Paracentrotus lividus* em 5 localidades do litoral mediterrânico peninsular (Figura 1). Identificaram-se os indivíduos de 2 anos de idade (recrutados na Primavera 2006), baseado no padrão de bandas de crescimento. Realizou-se a caracterização genética das coortes para COI, e a determinação da diferenciação genética entre as mesmas em localidades separadas entre 200 e >1000 km. Realizou-se um teste de Mantel para verificar se existe correlação entre a diferenciação genética e a distância geográfica entre as populações utilizando o programa Arlequin v. 3.11.

Esta abordagem permite identificar possíveis diferenças entre os recrutas chegados a uma única localidade ao longo do tempo, bem como avaliar a conectividade entre várias populações num único evento reprodutor. A comparação com a diversidade genética observada nas populações adultas em estudos prévios permite determinar se houve episódios de “sweepstake reproductive success” que possam ter reduzido a diversidade das coortes de recrutas relativamente às populações adultas.

O estudo combinado destas abordagens, demográfica e genética, para adultos e recrutas, juntamente com a comparação dos resultados dos distintos marcadores permitirá determinar o estado dos stocks deste importante recurso natural e traçar planos de gestão das capturas de forma a garantir a sustentabilidade da espécie perante as pressões actuais das pescas.

3. Resultados e Discussão

3.1 Caracterização demográfica das populações adultas de *Paracentrotus lividus* em Tossa de Mar (Mediterrâneo Noroccidental)

O estudo demográfico revelou uma diminuição das densidades das populações adultas de *Paracentrotus lividus* na região de Tossa de Mar entre 1992 (Número médio de

indivíduos/m²: $N \pm DP = 5.09 \pm 2.28$), 2006 ($N \pm DP = 2.65 \pm 1.08$) e 2008 ($N \pm DP = 2.17 \pm 0.82$). Uma diminuição similar foi observada noutras localidades separadas por poucas centenas de km (Direcció General de Pesca, Governo de Catalunya (Espanha), *unpubl. data*). Estudos semelhantes têm evidenciado a mesma tendência noutras áreas submetidas à pesca comercial e de lazer (Pais *et al.*, 2007). Em áreas de forte captura de *P. lividus*, outras espécies simpátricas de ouriços sem interesse comercial, como o ouriço preto *Arbacia lixula*, têm vindo aumentar a sua densidade (Pais *et al.*, 2007), possivelmente em consequência da redução da competição pelo espaço.

Estudos prévios têm sugerido que apenas 0.5% dos recrutas chegados a Tossa de Mar sobrevivem até alcançarem um diâmetro de 2 mm (López *et al.*, 1998). Este e outros estudos sugerem que 0.04% dos recrutas chegam até ao primeiro ano de vida bentónica e 0.028% alcançam a vida reprodutiva (35-40 mm de diâmetro; López *et al.*, 1998; Boudouresque & Verlaque, 2001; Guidetti *et al.*, 2004). No entanto, os nossos dados genéticos não reflectem uma tal redução ao nível da composição genética das populações (ver secção 3.2).

Associada à redução das densidades das populações de *Paracentrotus lividus*, observou-se também uma redução dos diâmetros médios (i.e., <5 cm) dos indivíduos relativamente a áreas-controlo sem colheita (Direcció General de Pesca, Governo de Catalunya (Espanha), *unpubl. data*; Pais *et al.*, 2007). Estas diferenças não foram observadas no caso de *A. lixula*. Neste contexto, é portanto fundamental ter em atenção o tamanho médio dos indivíduos na primeira reprodução como critério para a regulação das capturas. Deste modo, seria garantida a chegada dos indivíduos à fase de maturidade, evitando a colheita de ouriços que ainda não tivessem contribuído para o património genético da espécie.

3.2 Análise da estrutura temporal das populações em Tossa de Mar (Mediterrâneo Noroccidental)

O estudo do padrão de bandas dos indivíduos de *Paracentrotus lividus* capturados nas primaveras de 2006 e de 2007 em Tossa de Mar revelou que estes tinham sido recrutados entre as primaveras de 2003 e 2007. Observou-se uma elevada riqueza alélica nas coortes recrutadas nos eventos de Primavera de 2004, 2005 e 2006, analisadas com marcadores microsatélites (Riqueza alélica média = 13.7058; Calderón *et al.*, 2009a). Também se observou uma elevada diversidade genética para todos os indivíduos amostrados (i.e., eventos de Primavera e de Outono) analisados para COI ($H \pm DP = 0.928 \pm 0.019$; $\pi = 6.11 \times 10^{-3}$; Calderón & Turon, 2010) e bindina ($H_e \pm DP = 0.937 \pm 0.005$; $\pi = 1.868 \times 10^{-3}$; Calderón & Turon, 2010).

Os nossos dados não revelaram redução da diversidade das coortes em relação às populações adultas, em nenhum dos três marcadores moleculares analisados (Calderón *et al.*, 2009a; Calderón & Turon, 2010), como tem sido confirmado noutras populações do mar Adriático (Maltagliati *et al.*, 2010). Além disso, observou-se um elevado tamanho efectivo populacional baseado em microsatélites com os dois métodos utilizados, o que sugere que de facto, um grande número de progenitores (possivelmente provenientes de distintas populações; Lozano *et al.*, 1995), contribui para o conjunto de larvas que recruta na pequena superfície (25*25 m) estudada em Tossa de Mar. Relativamente à diferenciação entre populações, não se obtiveram valores de F_{ST} significativos entre coortes para microsatélites, nem para COI (Calderón *et al.*, 2009a; Calderón & Turon, 2010). No entanto, observaram-se várias comparações significativas entre coortes, com base no gene da bindina, devidas principalmente às posições sob selecção positiva (Calderón & Turon, 2010). É importante ter em conta o papel fundamental da bindina no reconhecimento de gâmetas de ouriços. Consequentemente, embora *Paracentrotus lividus* apresente um elevado sucesso reprodutor e os episódios de “sweepstake reproductive success” (Hedgcock, 1994) não sejam muito importantes, estes dados sugerem que, podem existir barreiras pré-zigóticas que afectem a estrutura das populações.

Múltiplos estudos têm vindo a evidenciar uma elevada mortalidade em numerosas espécies com uma fase de vida planctónica durante os primeiros estádios de vida bentónica (i.e., Gosselin & Qian, 1997). Contudo, os nossos dados moleculares não reflectem esta mortalidade, pois as diversidades genéticas das coortes de recrutas não são significativamente maiores que as das coortes com 1 ano de vida (Calderón *et al.*, 2009a; Calderón & Turon, 2010). Embora esta mortalidade esteja certamente a acontecer, os nossos resultados sugerem que a diversidade dos recrutas chegados a uma localidade é provavelmente suficientemente elevada para não ter um efeito na perda de parte dos genótipos presentes.

3.3 Análise espaço-temporal do recrutamento: estudo demográfico e genético

As estimativas de recrutamento em Tossa de Mar nas primaveras entre 2006 e 2009 indicam a chegada de um grande número de indivíduos de *Paracentrotus lividus* a esta localidade [Número médio (para todas as profundidades) de indivíduos (N) por m^2 ($N/m^2 \pm DP$): 2006= 133.3 ± 59.741 ; 2007= 38 ± 20.664 ; 2008= 75.44 ± 46.648 e 2009= 103.714 ± 44.361]. Estes dados constituem a médias do recrutamento dos meses com valores máximos (Julho para todos os anos excepto no caso de 2007, onde o valor máximo foi observado em Junho), sempre associado ao principal episódio reprodutor da espécie. Estes valores sugerem uma marcada variabilidade interanual de recrutamento, até agora não associada às variações da densidade populacional, e submetida às variações interanuais de tipo estocástico (Turon *et al.*, 1995).

Relativamente à caracterização genética dos recrutas chegados a Tossa de Mar nas primaveras de 2006 a 2009, observou-se uma elevada diversidade haplotípica e uma reduzida diversidade nucleotídica para todas as coortes (Figura 2). Além disso, não se observaram diferenças genéticas significativas entre as ditas coortes, sugerindo que o conjunto de larvas que chega a Tossa de Mar e que é recrutado nesta localidade durante o principal episódio reprodutor é bastante homogéneo ao longo do período de tempo estudado neste trabalho (Calderón *et al.*, *in prep.*). No entanto, os ouriços de mar em geral (Ebert, 1983) e *Paracentrotus lividus* em particular (Hereu *et al.*, 2004) apresentam uma elevada heterogeneidade demográfica de assentamento e recrutamento a pequena escala espacial e temporal por razões ainda não determinadas. Os nossos dados não revelaram esta heterogeneidade, mas outros estudos demográficos demonstraram que episódios pontuais podem ter uma grande influência na estrutura das populações (Tomas *et al.*, 2004). Por este motivo, é fundamental realizar amplos seguimentos a longo prazo para tentar de captar estes episódios.

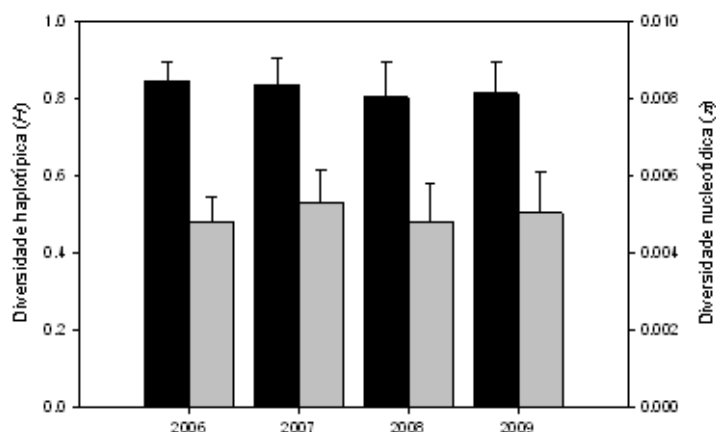


Figura 2. Diversidade haplotípica (preto; $H_d \pm DP$) e nucleotídica (cinzento; $\pi \pm DP$) para as coortes de recrutas entre 2006 e 2009 em Tossa de Mar.

Relativamente à estrutura espacial das coortes de recrutas no litoral mediterrânico peninsular espanhol, observámos uma elevada diversidade haplotípica e uma reduzida diversidade nucleotídica em todas as coortes recrutadas em 2006 ($H \pm DP = 0.904 \pm 0.020$; $\pi \pm DP = 5.72 \times 10^{-3} \pm 0.00038$). De um modo geral, observámos uma reduzida diferenciação entre as coortes recolhidas em distintas localidades (Valor médio de $F_{ST} = 0.013597$). Os nossos resultados sugerem também que não existe correlação entre a diferenciação genética das coortes e a distância geográfica entre as localidades (coeficiente de correlação $r = -0.2813$; $P = 0.838$). Estes dados confirmam os nossos resultados prévios, sugerindo que o conjunto de larvas que chega à costa mediterrânica peninsular é bastante homogéneo do ponto de vista genético às escalas estudadas durante o período de tempo considerado.

4. Conclusões

Os nossos dados demonstram que os stocks do ouriço comum *Paracentrotus lividus* apresentam uma elevada diversidade genética nas diferentes coortes e nas diferentes localidades, na área estudada no período de tempo considerado. Além disso, os tamanhos efectivos estimados das populações são elevados. Estes dados sugerem que as larvas recrutadas numa localidade provavelmente provêm de várias localidades e que o conjunto de larvas se uniformiza durante a fase planctónica de dispersão. No entanto, apesar deste cenário favorável dum ponto de vista genético, a drástica redução das densidades das populações observada no Mediterrâneo Ocidental entre 1992 e 2005 e a confirmação desta tendência nos anos seguintes (2006-2008) é uma forte chamada de atenção para o controlo das capturas desta espécie. Perante esta situação, recomenda-se a regulamentação das capturas na área de estudo, respeitando os tamanhos mínimos de colheita estabelecidos por lei para garantir a maturação dos indivíduos pelo menos até uma primeira contribuição para o património genético da espécie. Adicionalmente, manifesta-se a necessidade de realizar censos periódicos para regular o recurso de forma dinâmica, assim como confirmar a manutenção dos elevados níveis de diversidade genética, importantes para a conservação dum stock saudável. Embora seja necessária uma avaliação regional específica nas áreas de interesse, parece razoável a aplicação destas medidas para a manutenção das populações dentro das margens actuais de densidade e distribuição da espécie, a fim de evitar um empobrecimento do património genético de *P. lividus* abaixo de níveis sustentáveis.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Gonzalo Giribet pela ajuda na colheita das amostras, e também a Owen Wangesteen, Nuria Massana e Andrea Soriano pelo apoio na separação dos recrutas de *Paracentrotus lividus*. Os autores agradecem a Patrícia Salgueiro as revisões de português.

Referências bibliográficas

- Andrew, N.L.; Agatsuma, Y.; Ballesteros, E.; *et al.*, 2002. Status and management of the world sea urchin fisheries. *Oceanogr. Mar. Biol.; Annu. Rev.*, 40: 343-425.
- Boudouresque, C.F.; Verlaque, M., 2001. Ecology of *Paracentrotus lividus*. In: J.M. Rulter (Eds), *Edible Sea Urchins: Biology and Ecology*. Elsevier, pp. 177-215.
- Calderón, I.; Giribet, G.; Turon, X., 2008. Two markers and one history: phylogeography of the edible common sea urchin in the Lusitanian region. *Mar. Biol.*, 154: 137-151.
- Calderón, I.; Palacín, C.; Turon, X., 2009a. Microsatellite markers fail to reveal genetic differentiation between cohorts of the common sea urchin *Paracentrotus lividus* (Lamarck) in NW Mediterranean. *Mol. Ecol.*, 18: 3036-3049.
- Calderón, I.; Turon, X., 2010. Temporal genetic variability in the Mediterranean common sea urchin *Paracentrotus lividus*. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 408: 149-159.

- Calderón, I.; Turon, X.; Lessios, H.A., 2009b. Characterization of the sperm molecule binding in the sea urchin genus *Paracentrotus*. J. Mol. Evol., 68: 366-376.
- Crapp, G.B.; Willis M.E., 1975. Age determination in the sea urchin *Paracentrotus lividus* with notes on the reproductive cycle. J. Exp. Mar. Biol. Ecol., 20: 157-178.
- Duran, S.; Palacín, C.; Becerro, M.; Turon, X.; Giribet, G. 2004. Genetic diversity and population structure of the commercially harvested sea urchin *Paracentrotus lividus* (Echinodermata, Echinoidea). Mol. Ecol., 13: 3317-3328.
- Ebert, T.A., 1983. Recruitment in Echinoderms. Echinoderm Studies, 1: 169-203.
- Excoffier, L.; Laval, G.; Schneider, S.; 2005. Arlequin (version 3.0): an integrated software package for population genetics data analysis. Evol. Bioinform. Online, 1: 47-50.
- Gosselin, L.A.; Qian, P., 1997. Juvenile mortality in benthic marine invertebrates. Mar. Ecol. Prog. Ser., 146: 265-282.
- Guidetti, P.; Terlizzi, A.; Boero, F., 2004. Effects of the edible sea urchin *Paracentrotus lividus* fishery along the Apulian rocky coasts (SE Italy Mediterranean Sea). Fish. Res., 66: 287-297.
- Hedgecock, D., 1994. Does variance in reproductive success limit effective population size of marine organisms? In: Beaumont A (eds) Genetics and Evolution of Aquatic Organisms. Chapman and Hall, London, UK, p 122-134.
- Hereu, B.; Zabala, M.; Linares, C.; Sala, E., 2004. Temporal and spatial variability in settlement of the sea urchin *Paracentrotus lividus* in the NW Mediterranean. Mar. Biol., 144: 1011-1018.
- Johnson, M.S.; Black, R., 1982. Chaotic genetic patchiness in an intertidal limpet, *Siphonaria* sp. Mar. Biol., 70: 157-164.
- López, S.; Turon, X.; Montero, E.; Palacín, C.; Duarte, C.M.; Tarjuelo, I. 1998. Larval abundance, recruitment and early mortality in *Paracentrotus lividus* (Echinoidea). Interannual variability and plankton-benthos coupling. Mar. Ecol. Prog. Ser., 172: 239-251.
- Lozano, J.; Galera, J.; López, S.; Turon, X.; Palacín, C.; Morera, G. 1995. Biological cycles and recruitment of *Paracentrotus lividus* (Lamarck) (Echinodermata: Echinoidea) in two contrasting habitats. Mar. Ecol. Prog. Ser., 122: 179-191.
- Maltagliati, F.; Di Giuseppe, G.; Barbieri, M.; Castelli, A.; Dini, D., 2010. Phylogeography and genetic structure of the edible sea urchin *Paracentrotus lividus* (Echinodermata: Echinoidea) inferred from the mitochondrial cytochrome *b* gene. Biol. J. Lin. Soc., 100: 910-923.
- Nei, M.; Tajima, F., 1981. Genetic drift and estimation of effective population size. Genetics 98: 625-640.
- Pais, A.; Chessa L.A.; Serra, S.; *et al.*, 2007. The impact of commercial and recreational harvesting for *Paracentrotus lividus* on shallow rocky reef sea urchin communities in North-Western Sardinia, Italy. Estuar. Coastal Shelf Sci., 73: 589-597.
- Palacín, C.; Giribet, G.; Carner, S.; Dantart, L.; Turon, X., 1998. Low density of sea urchins influence the structure of algal assemblages in the western Mediterranean. J. Sea Res., 39: 281-290.
- Pedrotti, M.L., 1993. Spatial and temporal distribution and recruitment of echinoderm larvae in the Ligurian Sea. J. Mar. Biol. Assoc. UK, 73: 513-530.
- Rozas, J.; Sánchez del Barrio, J.C.; Messeguer, X.; Rozas, R., 2003. DnaSP, DNA polymorphism analyses by the coalescent and other methods. Bioinformatics, 19: 2496-2497.
- Tomas, F.; Romero, J.; Turon, X., 2004. Settlement and recruitment of the sea urchin *Paracentrotus lividus* in two contrasting habitats in the Mediterranean. Mar. Ecol. Prog. Ser., 282: 173-184.
- Turon, X.; Giribet, G.; López, S.; Palacín, C., 1995. Growth and population structure of *Paracentrotus lividus* (Echinodermata: Echinoidea) in two contrasting habitats. Mar. Ecol. Prog. Ser., 122: 193-204.



Contactos

Instituto Politécnico de Bragança

Campus de Santa Apolónia 5300 - 253 Bragança - Portugal

Tel.: 273 331 570

<http://www.ipb.pt>

ISBN: 000-000-000-000-0