



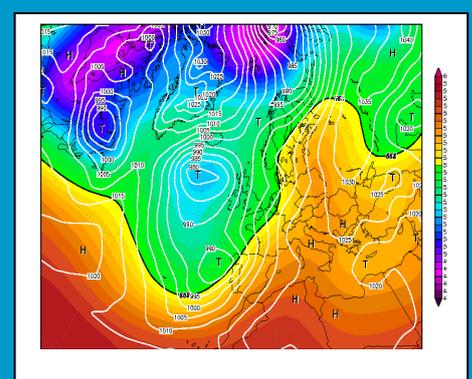
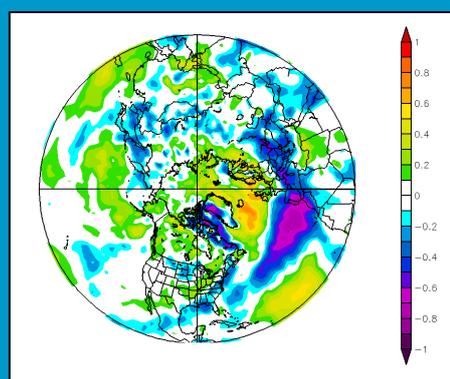
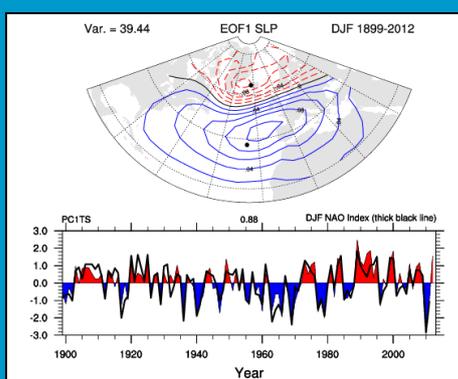
UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Ciências da Terra

Impactos da Oscilação do Atlântico Norte nos Regimes Fluviais dos rios Vouga e Mondego Sua Relevância na Manifestação de Situações Hidrológicas Extremas (Cheias e Inundações)

Washington dos Santos Oliveira

MESTRADO EM DINÂMICAS SOCIAIS, RISCOS NATURAIS E TECNOLÓGICOS

Março, 2013





UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE LETRAS DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA
Departamento de Geografia

**Impactos da Oscilação do Atlântico Norte nos Regimes
Fluviais dos rios Vouga e Mondego
Sua Relevância na Manifestação de Situações Hidrológicas
Extremas (Cheias e Inundações)**

Washington dos Santos Oliveira

MESTRADO EM DINÂMICAS SOCIAIS, RISCOS NATURAIS E TECNOLÓGICOS
Domínio Científico – CIÊNCIAS DO RISCO

Orientador científico

Prof. Doutor Lúcio José Sobral da Cunha, Departamento de Geografia da Faculdade
de Letras da Universidade de Coimbra

Março, 2013

À minha Mãe, minha fonte de inspiração

Agradecimentos

À minha querida Mãe, Cleusa Oliveira, que mesmo cansada de me ouvir falar da tese que se estendeu por mais de um ano de execução sempre me deu forças e acreditou em mim.

À minha querida Irmã, Márjole Oliveira, que da sua forma especial, sempre me incentivou a continuar.

Ao meu orientador, Professor Doutor Lúcio Cunha, pelo acompanhamento e orientações dadas, sempre muito disponível e paciente com o meu tempo sempre condicionado.

À Carla Marques, Geóloga e pessoa muito especial que mesmo de longe me deu forças e ajudou com seus contributos.

À Ana Vieira, Arquiteta amiga do peito que muito me ajudou com o tratamento dos dados.

À Sofia Bernardino, Geógrafa e amiga de longa data, que me disponibilizou alguns dados trabalhados do Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra.

À Sofia Assunção e Sérgio Ribeiro, amigos de campos paralelos a esta investigação mas que me ajudaram com a leitura da minha Revisão Bibliográfica.

Às minhas amigas inseparáveis, Filipa Soares, Liliana Fernandes e Patrícia Monteiro que sempre creram em mim mas também me deram muitos “choques” de realidade.

Ao meu Pai, Jorge Oliveira e ao Péricles Barros. Este último do outro lado do mundo. O primeiro por sua insistência desde a infância contribuiu decisivamente para o meu aprendizado da Língua Inglesa, e o segundo, no aprimoramento desta. Sem vocês certamente a Revisão Bibliográfica afigurar-se-ia impossível.

Ao Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra, e em especial, ao Eng.º Paulo Ribeiro, que dum forma muito prestativa e cordial disponibilizou-me a maior parte dos dados utilizados para esta estação meteorológica.

Enfim, agradecimento a todos aqueles também aqui não nomeados que dum forma ou doutra contribuíram para a execução deste trabalho. Certamente que sem eles este não seria possível ou estaria empobrecido.

Resumo

A Oscilação do Atlântico Norte (NAO – do inglês *North Atlantic Oscillation*) constitui o principal modo de variabilidade atmosférica do Atlântico Norte, mantendo uma estrutura dipolar visível ao longo de todo o ano.

Embora não se saiba ao certo os processos atmosféricos (e não só) que governam esta Oscilação, existe cada vez mais conhecimento dos seus efeitos mesmo não se conseguindo ainda prevê-la de forma eficaz. Como auxílio a esta dificuldade, o estudo das tendências tem vindo a contribuir à consolidação de informação acerca da variabilidade apresentada pela NAO ao longo do tempo.

O Estado Instantâneo do Tempo na Península Ibérica e em Portugal está relacionado numa forma muito intrincada com a fase da NAO (positiva ou negativa) e dessa forma todos os elementos meteorológicos que o constituem também. No entanto, a precipitação é de longe, dos elementos meteorológicos, o mais dependente da fase do dipolo atmosférico.

Com efeito, sendo a precipitação em forma de chuva a principal fonte de alimentação do escoamento fluvial dos rios no Clima Mediterrâneo, impactos da NAO são esperados. Tal facto é ainda mais relevante se tivermos em conta que a NAO explica grande parte da variabilidade atmosférica durante o quadrimestre Dezembro-Março, grosso modo, o Inverno boreal, altura em que ocorrem as precipitações mais significativas na Península Ibérica e em que se despoletam também a maior parte da manifestação de fenómenos hidrológicos extremos ligados a cheias que causam inundações.

De formas distintas mas muito concordante, as bacias hidrográficas do Vouga e do Mondego não constituem exceção aos constrangimentos enxertados pela NAO, respondendo de forma muito significativa aos ritmos pluviométricos impostos esta.

Palavras-chave: Oscilação do Atlântico Norte (NAO), Precipitação Atmosférica, Regimes Fluviais, Cheias e Inundações, Vouga, Mondego.

Abstract

The North Atlantic Oscillation (NAO) is the main atmospheric circulation pattern in the North Atlantic sector. Its dipole structure remains visible throughout the whole year.

Although the atmospheric mechanisms that govern the NAO aren't certainly known, the knowledge of its effects is widespread, even though forecasting it stills a great challenge. Giving important information to this challenge, at the present time, trends are contributing with vital data for a perception of NAO variability during the time.

The weather in the Iberian Peninsula and Portugal is strictly related with the NAO phase (positive or negative) and therefore all its elements. However, precipitation, out of all weather elements, is by far the most reliant on the phase of this atmospheric dipole.

Hence, precipitation, as rain, is the major source to river streamflow in Mediterranean Climate. For that reason NAO impacts are likely to happen. That fact gets even more pertinent if we consider that the NAO explains more atmospheric variability during boreal winter (December to March) which is the period with the most significant rainfall across Iberian Peninsula and when extreme hydrological phenomena, namely flood and flooding processes, are more frequent.

Distinctively but with great agreement in their behavior, Vouga and Modego hydrographic basins are no exception in their linkage to the NAO with a significant response to rainfall patters imposed by this Oscillation.

Keywords: North Atlantic Oscillation (NAO), Atmospheric Precipitation, Rivers Streamflow, Food and Flooding, Vouga, Modego.

Índice	
Agradecimentos.....	i
Resumo.....	ii
<i>Abstract</i>	iii
Índice.....	iv
Índice de Figuras.....	vii
Índice de Tabelas.....	ix
Índice de Quadros.....	x
Índice de Gráficos	x
Índice de Fotos.....	xiii
Siglas e Abreviaturas.....	xiv
Capítulo I – Introdução.....	1
1.1 - Contexto.....	2
1.2 – Motivação.....	3
1.3 - Enquadramento Geográfico.....	3
1.4 – Objetivos Gerais.....	5
1.5 – Perguntas de Partida e Hipóteses.....	5
1.6 – Questões Investigativas.....	6
1.7 – Dados e Metodologia Geral.....	6
Capítulo II – Revisão Bibliográfica – NAO.....	8
2.1 – Generalidades	9
2.2 – Estrutura Espacial do Clima Ligada à Variabilidade Climática	11
2.2.1– Estado Médio e Ondas Planetárias.....	11
2.2.2 – Teleconexões	17
2.2.2.1 - Abordagem Introdutória à PNA e à NAO.....	17
2.3 – A Oscilação do Atlântico Norte (NAO).....	20
2.3.1 – Nota Introdutória	20
2.3.2 - Assinatura Espacial da NAO.....	21
2.3.2.1 - Análise baseada em EOF's dos Campos de Pressão Atmosférica à Superfície no Atlântico Norte	21
2.3.2.2 - Análise baseada em EOF's dos Campos de Pressão Atmosférica à Superfície no Hemisfério Norte – Ligação ao Modo Anelar do Hemisfério Norte..	26

2.3.2.3 - Análise baseada em Técnicas de <i>Clustering</i> do Campo de Pressão Atmosférica à Superfície no Atlântico Norte.....	31
2.3.3 - Variabilidade Temporal da NAO	35
2.3.3.1 – Séries Temporais	36
2.3.3.2 – Ciclos de Funcionamento.....	45
2.3.4 – Mecanismos da NAO	47
2.3.4.1 – Processos Atmosféricos.....	47
2.3.4.2 – A Influência do Oceano na NAO	50
2.3.4.3 – Gelo Marinho e Cobertura de Neve na Litosfera	55
2.3.5 – Impactos meteorológicos e climáticos da NAO	57
2.3.5.1 – Na Generalidade da Atividade Sinótica – Ciclogénese e Trajetória das Depressões	57
2.3.5.2 – Tempestades e Precipitação.....	60
2.3.5.3 – Temperatura à Superfície.....	67
2.3.5.4 – Outros impactos.....	74
Capítulo III – Riscos Naturais e NAO	78
3.1 – Generalidades sobre Riscos Naturais e a NAO	79
3.2. – Conceitos Fundamentais.....	81
3.3 - Riscos Climato-hidrológicos: De precipitações intensas/abundantes, cheias e inundações.....	83
Capítulo IV - Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos	87
4.1 – Caracterização das bacias hidrográficas dos rios em estudo	88
4.1.1 – Bacia hidrográfica do rio Vouga.....	88
4.1.1.1 – Localização Geográfica.....	88
4.1.1.2 – Síntese Geológica.....	91
4.1.1.3 – Aspetos Geomorfológicos	95
4.1.1.4 – Principais Aspetos Climáticos	97
4.1.1.5 – Dados Hidrográficos.....	104
4.1.1.6 – Uso do Solo	105
4.1.2 – Bacia hidrográfica do rio Mondego.....	108
4.1.2.1 – Localização Geográfica.....	108
4.1.2.2 – Síntese Geológica.....	110
4.1.2.3 – Aspetos Geomorfológicas	116
4.1.2.4 – Principais Aspetos Climáticos	119
4.1.2.5 – Dados Hidrográficos.....	123

4.1.2.6 – Uso do Solo	125
4.2 – Regimes fluviais médios Intra-anuais e interanuais como resposta aos ritmos pluviométricos condicionados pela NAO.	129
4.2.1 – Regimes Fluviais Intra-anuais médios como resposta à precipitação média – uma abordagem aproximativa.....	130
4.2.2 – Regimes Fluviais Interanuais médios como resposta aos ritmos pluviométricos contemporâneos condicionados pela NAO.....	138
4.3 – Regimes Fluviais e Ritmos Pluviométricos Interanuais à escala sazonal – O Impacto acrescido da NAO na estação Pluviosa Dezembro - Março.....	160
4.3.1 – Estação Pluviosa Dezembro-Março	162
4.3.2 – Análises Mensais e Trimestrais – Uma visão geral	176
4.4 – Caudais Máximos Anuais e Manifestação de Cheias que causaram Inundações – Ligações com a NAO	184
4.4.1 – Visão Genérica Sobre as Cabeceiras/Setor Intermédio do Vouga	185
4.4.2 – Visão Genérica Sobre o Baixo Mondego.....	191
4.4.3 – Análise de Algumas Cheias do Baixo Mondego	195
4.4.4 – Algumas ideias sobre a ocorrência de condições de tempo severo em Janeiro de 2013.....	207
Capítulo V – Discussão de Resultados.....	215
5.1 – Do Impacto da NAO nos ritmos pluviométricos e regimes fluviais Interanual e Sazonalmente.....	216
5.2 – Da Relevância da NAO na manifestação de riscos climato-hidrológicos.....	218
5.3 – Limitações do Estudo e Trabalhos Futuros.....	219
Remate Conclusivo.....	221
Referências Bibliográficas.....	223

Índice de Figuras

Figura EG	Enquadramento Geográfico das Bacias do Vouga e Mondego.	4
Figura 1	Média da pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) para o Inverno boreal (esquerda) e Verão boreal (direita).	13
Figura 2	Vetor médio para os ventos do Inverno boreal (painel superior) e do Verão boreal (painel inferior) para os 1000 hPa (campos esquerdos) e 200 hPa (campos direitos) entre 1958-2006.	14
Figura 3	Média à altitude geopotencial dos 500 hPa para o Inverno boreal (campo superior) e Verão boreal (campo inferior) indicado pelas isolinhas espessas a cada 120 metros geopotenciais (<i>gpm – geopotential metres</i>), de 1958 a 2001.	15
Figura 4	Variabilidade interanual à altitude geopotencial dos 500 hPa para o Inverno boreal (campo superior) e Verão boreal (campo inferior) de 1958-2006.	15
Figura 5	Mapas a um ponto de correlação à altitude geopotencial dos 500 hPa para o Inverno Boreal de 1958-2006.	16
Figura 6	Funções Empíricas Ortogonais Conductoras (EOF's 1) da anomalia da pressão atmosférica sazonal ao nível médio do mar para o setor do Atlântico Norte (20°-70°N, 90°W-40°E) e percentagem do total de variância que elas explicam.	24
Figura 7	Diferença da pressão média ao nível do mar e vetor dos ventos aos 1000 hPa entre a fase positiva (<i>hi</i>) e negativa (<i>low</i>) do índice da NAO no Inverno boreal.	25
Figura 8	Função Empírica Ortogonal Condutora (EOF 1) das anomalias da pressão atmosférica média ao nível do mar para o Inverno estendido (Dezembro a Março) sobre o HN (campo direito) (20°-90°N) e sobre o setor Norte Atlântico (campo esquerdo) (20°-70°N, 90°W-40°E) e percentagem da variância total que elas explicam.	29
Figura 9	Tendência Linear (campo esquerdo) das pressões ao nível médio do mar em 30 anos (1968-1997) durante os meses de Janeiro a Fevereiro e contribuição filtrada da AO (hPa/30 anos) (campo direito).	30
Figura 10	Regimes climáticos ao nível médio do mar (hPa) do Inverno boreal estendido sobre o domínio Norte Atlântico (20°-70°N, 90°W-40°E) com base nos dados mensais de 1900-2001.	33
Figura 11	Regimes climáticos ao nível médio do mar (hPa) sobre o domínio Norte Atlântico (domínio espacial igual ao da Fig.10) com base nos dados diários de 1950-2006.	34
Figura 12	Índices normalizados da média de Inverno da NAO (Dezembro a Março) construídos a partir dos dados da pressão atmosférica ao nível médio do mar.	41
Figura 13	Componentes principais das series temporais das EOF's conductoras para as anomalias das pressões atmosféricas ao nível médio do mar sobre o setor Atlântico (20-80°N e 90°W-40°E).	42-43

Índice

Figura 14	Histórico temporal da ocorrência de regimes NAO (campos a e b do painel superior da Fig. 10) de 1900-2000.	44
Figura 15	Histórico temporal da ocorrência de regimes NAO, “Crista Atlântica (<i>Atlantic Ridge</i>)” e “de Bloqueio (<i>Blocking</i>)” de 1950-2006.	44
Figura 16	Espectro de Potência da média invernal (Dezembro-Março) do índice NAO de 1899-2002.	46
Figura 17	Função Empírica Ortogonal Condutora (EOF 1) das anomalias da pressão média ao nível do mar no Inverno (Dezembro-Março) sobre o setor Atlântico Norte (20-70°N, 90°W-40°E) (painel superior), e percentagem do total de variância que ela explica numa integração de 200 anos.	56
Figura 18	Compósitos dos campos de atividade sinótica (<i>gpm</i>) para os meses de Inverno (DJFM) relativos ao período de 1958-97.	59
Figura 19	Caminho médio das tempestades para os invernos de 1958-1998 (Dezembro a Março) e regressão em relação ao índice NAO.	64
Figura 20	Diferença na evaporação (E) menos a precipitação (P) média do Inverno (Dezembro a Março) entre os anos em que o índice NAO excede um desvio padrão e anos em que esse desvio é menor que -1.	65
Figura 21	Campos de anomalia da precipitação (mm/dia) obtidos através dos dados provenientes da CRU (campos esquerdos) para o período 1958-95 e da reanálise NCEP-NCAR 1958-97 (campos direitos) para os meses de inverno com um índice NAO elevado (> 1.0 - a), baixo (< -1.0 - b) e a diferença entre eles (c).	66
Figura 22	Mudanças na temperatura média ($\times 10^{-1}\text{°C}$) do inverno (Dezembro-Março) na superfície terrestre e do mar correspondentes a uma unidade de desvio do índice NAO no período de 1900-2002.	70
Figura 23	Anomalia Média da Temperatura (a) e da Pressão ao Nível Médio do Mar (b) durante Vinte e Dois (1981-2002) invernos (Dezembro-Março) expressas a partir das médias de 1951-80.	71
Figura 24	Compósitos do campo de anomalias de Tmax (°C) para os meses de Inverno (Dezembro-Março) no período compreendido entre 1958-1997: (a) índice NAO > 1.0 , (b) índice NAO < -1.0 e (c) diferença dos dois compósitos.	72
Figura 25	Compósitos do campo de anomalias de Tmin (°C) para os meses de Inverno (Dezembro-Março) no período compreendido entre 1958-1997: (a) índice NAO > 1.0 , (b) índice NAO < -1.0 e (c) diferença dos dois compósitos.	73
Figura 26	Localização Geográfica da Bacia do Rio Vouga e das suas Estações de recolha hidrométrica.	89
Figura 27	Unidades Hidromorfológicas e Unidades Hidrológicas Homogéneas.	90
Figura 28	Esboço Geológico da Bacia do Rio Vouga.	94
Figura 29	Altimetria na Bacia do rio Vouga.	96

Figura 30	Declives na Bacia do Rio Vouga.	96
Figura 31	Precipitação média anual ponderada para a bacia do rio Vouga entre 1941/42 e 1990/91.	100
Figura 32	Temperatura Média Anual no período em consideração.	103
Figura 33	Uso do solo na Bacia Hidrográfica do rio Vouga.	107
Figura 34	Localização Geográfica da Bacia do Rio Mondego e do Baixo Mondego.	110
Figura 35	Carta Geológica da Bacia do Mondego.	114
Figura 36	Esboço Geológico do Baixo Mondego.	115
Figura 37	Hipsometria da bacia hidrográfica do Mondego.	118
Figura 38	Carta de declives da bacia do rio Mondego.	118
Figura 39	Distribuição da Precipitação média anual na bacia do Mondego (1952/53 – 1981/82).	122
Figura 40	Precipitação mensal na bacia do Mondego (1950/51 – 1996/97).	122
Figura 41	Temperatura média anual na bacia hidrográfica do Mondego (1931-60)	123
Figura 42	Uso do solo na Bacia Hidrográfica do rio Mondego.	128
Figura 43	Evolução da situação sinótica à superfície e em altitude na Bacia Atlântica Oriental às 00 UTC entre os dias 29 (A), 30 (B), 31 (C) de Dezembro de 1961 e 1 de Janeiro de 1962 (D).	200
Figura 44	Evolução da situação sinótica à superfície e em altitude na Bacia Atlântica Oriental às 00 UTC entre os dias 6 (A) e 7 (B) de Dezembro de 2000; entre os dias 5 (C) e 6 (D) de Janeiro de 2001 e entre os dias 26 (E) e 27 (F) de Janeiro do mesmo ano.	206
Figura 45	Evolução e previsão “ensemble” do índice NAO diário no período de Novembro a Março.	211
Figura 46	Evolução da situação sinótica à superfície e em altitude na Bacia Atlântica Oriental às 00 UTC entre os dias 18 (A), 19 (B) e 20 (C) de Janeiro de 2013.	211-212

Índice de Tabelas

Tabela I	Uso do solo em Km ² e em percentagem na Bacia Hidrográfica do Rio Vouga.	106
Tabela II	Uso do Solo em Km ² e em percentagem na Bacia Hidrográfica do rio Mondego.	127
Tabela III	Resumo das associações e correlações entre a NAO e a precipitação média (dos valores acumulados) registada em São Pedro do Sul ao longo do ano ((1932/33 a 1960/61 (1) e 1977/78 a 1996/97 (2)) Dezembro-Novembro – valores arredondados em <i>mm</i>).	179

Índice

Tabela IV	Resumo das associações e correlações entre a NAO e os caudais médios registados em Ponte de Vouzela ao longo do ano ((1917/18 a 2000/01) Dezembro-Novembro – valores em m ³ /s).	179
Tabela V	Resumo das associações e correlações entre a NAO e a precipitação média (dos valores acumulados) registada em Coimbra ao longo do ano ((1955/56 a 2011/12) Dezembro-Novembro – valores arredondados em mm).	182
Tabela VI	Resumo das associações e correlações entre a NAO e os caudais médios registados em Coimbra ao longo do ano ((1955/56 a 1979/80 (N – Regime Natural) e 1980/81 a 2011/12(R – Regime Regularizado)) Dezembro-Novembro – valores em m ³ /s).	182
Tabela VII	Resumo das “maiores cheias” registadas em Ponte de Vouzela e Parâmetros contemporâneos analisados associados.	190
Tabela VIII	Caudais instantâneos máximos anuais registados em Coimbra e Parâmetros contemporâneos analisados associados.	194

Índice de Quadros

Quadro I	Precipitações Ponderadas para a Bacia do Rio Vouga no período entre 1941/42-1990/91 e Medianas, Desvios Padrões, Assimetrias, Curtosis e Variações.	101
----------	---	-----

Índice de Gráficos

Gráfico I	Precipitação média mensal ponderada para a Bacia do Rio Vouga no período em consideração.	101
Gráfico II	Precipitação anual ponderada no período entre 1941/42 – 1990/91 para a bacia hidrográfica do Rio Vouga.	102
Gráfico III	Caudais Médios Mensais na Estação Hidrométrica de Ponte de Vouzela (09I/02H) para o período compreendido entre os anos hidrológico de 1917/18 a 2000/01.	133
Gráfico IV	Precipitação média mensal na estação meteorológica de São Pedro do Sul (09I/01C) e caudais médios mensais em Ponte de Vouzela entre os anos hidrológicos de 1932/33-1960/61.	133
Gráfico V	Precipitação média mensal na estação meteorológica de São Pedro do Sul (09I/01C) e caudais médios mensais em Ponte de Vouzela entre os anos hidrológicos de 1977/78-1996/97.	133
Gráfico VI	Caudais Médios Mensais na Estação Hidrométrica de Ponte de Santa Clara (12G/04H) / Açude-Ponte (12G/01AE) para o período compreendido entre os anos hidrológicos de 1955/56-1979/80 para o regime não regularizado e entre 1980/81-2011/12 para o regime regularizado.	136

Gráfico VII	Precipitação média mensal na estação meteorológica de Coimbra (IGUC) e caudais médios mensais em Ponte de Santa Clara/ Açude-Ponte entre os anos hidrológicos de 1955/56-1979/80 (regime natural).	136
Gráfico VIII	Precipitação média mensal na estação meteorológica de Coimbra (IGUC) e caudais médios mensais em Ponte de Santa Clara/ Açude-Ponte entre os anos hidrológicos de 1980/81-2011/12 (regime regularizado).	136
Gráfico IX	Variabilidade interanual do caudal médio do rio Vouga em Ponte de Vouzela e Precipitação acumulada registada na Estação de São Pedro do Sul em períodos simultâneos.	139
Gráfico X	Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico e Precipitação acumulada registada na Estação de São Pedro do Sul.	139
Gráfico XI	Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Caudal médio anual registado na Estação de Ponte de Vouzela.	146
Gráfico XII	Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Precipitação acumulada anual registada na Estação de São Pedro do Sul em anos em que este índice foi positivo.	146
Gráfico XIII	Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Caudal médio anual registado na Estação de Ponte de Vouzela em anos em que este índice foi positivo.	147
Gráfico XIV	Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Precipitação acumulada anual registada na Estação de São Pedro do Sul em anos em que este índice foi negativo.	147
Gráfico XV	Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Caudal médio anual registado na Estação de Ponte de Vouzela em anos em que este índice foi negativo.	148
Gráfico XVI	Variabilidade interanual do caudal médio do rio Mondego em Ponte de Santa Clara/ Açude Ponte e Precipitação acumulada registada na Estação do IGUC em períodos simultâneos.	155
Gráfico XVII	Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Precipitação acumulada registada na Estação do IGUC.	155
Gráfico XVIII	Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Caudal médio anual registado na Estação de Ponte de Santa Clara/Açude-Ponte.	156
Gráfico XIX	Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Precipitação acumulada anual registada na Estação Meteorológica do IGUC em anos em que este índice foi positivo.	156
Gráfico XX	Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Caudal médio anual registado na Estação de Ponte de Santa Clara/Açude-Ponte em anos em que este índice foi positivo.	157
Gráfico XXI	Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Precipitação acumulada anual registada na Estação meteorológica do IGUC em anos em que este índice foi negativo.	157

Índice

Gráfico XXII	Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Caudal médio anual registado na Estação de Ponte de Santa Clara/ Açude-Ponte em anos em que este índice foi negativo.	158
Gráfico XXIII	Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e Precipitação acumulada DJFM registada na Estação Climatológica de São Pedro do Sul.	165
Gráfico XXIV	Gráfico de Dispersão entre o Índice NAO DJFM e a Precipitação acumulada DJFM registada na Estação Climatológica de São Pedro do Sul (1º Período).	165
Gráfico XXV	Gráfico de Dispersão entre o Índice NAO DJFM e a Precipitação acumulada DJFM registada na Estação Climatológica de São Pedro do Sul (2º Período).	165
Gráfico XXVI	Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e caudal médio DJFM registado na Estação hidrométrica de Ponte de Vouzela.	166
Gráfico XXVII	Gráfico de Dispersão entre o Índice NAO DJFM e o caudal médio DJFM registado na Estação hidrométrica de Ponte de Vouzela.	166
Gráfico XXVIII	Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e precipitação acumulada DJFM registada na Estação Climatológica de São Pedro do Sul em invernos caracterizados por índices NAO elevados.	167
Gráfico XXIX	Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e caudal médio DJFM registado na Estação hidrométrica de Ponte de Vouzela em invernos caracterizados por índices NAO elevados.	167
Gráfico XXX	Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e precipitação acumulada DJFM registada na Estação Climatológica de São Pedro do Sul em invernos caracterizados por índices NAO baixos.	168
Gráfico XXXI	Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e caudal médio DJFM registado na Estação hidrométrica de Ponte de Vouzela em invernos caracterizados por índices NAO baixos.	168
Gráfico XXXII	Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e precipitação acumulada DJFM registada na Estação meteorológica do IGUC.	171
Gráfico XXXIII	Gráfico de Dispersão entre o Índice NAO DJFM e a precipitação acumulada DJFM registada na Estação meteorológica do IGUC.	171
Gráfico XXXIV	Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e caudal médio DJFM registado nas estações hidrométricas de Ponte de Santa Clara/ Açude-Ponte.	172
Gráfico XXXV	Gráfico de Dispersão entre o Índice NAO DJFM e o caudal médio DJFM registado na estação hidrométrica de Ponte de Santa Clara (Regime Natural).	172
Gráfico XXXVI	Gráfico de Dispersão entre o Índice NAO DJFM e o caudal médio DJFM registado nas estações hidrométricas de Ponte de Santa Clara/ Açude-Ponte (Regime Regularizado).	172
Gráfico XXXVII	Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e precipitação acumulada DJFM registada na Estação Meteorológica do IGUC em invernos caracterizados por índices NAO elevados.	173

Gráfico XXXVIII	Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e caudal médio DJFM registado nas estações hidrométricas de Ponte de Santa Clara/Açude-Ponte em invernos caracterizados por índices NAO elevados.	173
Gráfico XXXIX	Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e precipitação acumulada DJFM registada na Estação Meteorológica do IGUC em invernos caracterizados por índices NAO baixos.	174
Gráfico XL	Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e caudal médio DJFM registado nas estações hidrométricas de Ponte de Santa Clara/Açude-Ponte em invernos caracterizados por índices NAO baixos.	174
Gráfico XLI	Ocorrência de caudais máximos anuais => ao percentil 75 da série em questão e Índice NAO DJFM contemporâneo.	190
Gráfico XLII	Ocorrência de caudais médios diários superiores a 1200 m ³ /s durante o Inverno em Coimbra e Índice NAO DJFM contemporâneo.	195
Gráfico XLIII	Precipitação diária e caudal médio diário registados em Coimbra no período de 1 de Dezembro (1961) a 15 de Janeiro (1962).	199
Gráfico XLIV	Precipitação diária registada em Coimbra e Índice NAO diário contemporâneo (de 1 de Dezembro de 1961 a 15 de Janeiro de 1962).	199
Gráfico XLV	Caudal médio diário registado em Coimbra e Índice NAO diário contemporâneo durante o mesmo período do gráfico anterior.	199
Gráfico XLVI	Precipitação diária e caudal médio diário registado em Coimbra no período de 25 de Novembro de 2000 a 31 de Janeiro de 2001.	205
Gráfico XLVII	Precipitação diária registada em Coimbra e Índice NAO contemporâneo no período de 25 de Novembro de 2000 a 31 de Janeiro de 2001.	205
Gráfico XLVIII	Caudal médio diário registado em Coimbra e Índice NAO contemporâneo no período de 25 de Novembro de 2000 a 31 de Janeiro de 2001.	205
Gráfico XLIX	Caudal médio diário registado em Coimbra e Índice NAO contemporâneo no período de 13 a 31 de Janeiro de 2013.	210

Índice de Fotos

Foto 1	Convento de Santa a Clara-a-Velha durante a cheia de 2 de Janeiro 1962.	200
Foto 2	Efeitos das cheias de 26/27 de Janeiro de 2001 no convento de Santa a Clara-a-Velha (Inundação).	207
Foto 3	Efeitos das cheias de 19/20 de Janeiro de 2013 em Cabouco, bacia do Ceira.	212
Foto 4	Efeitos das cheias de 19/20 de Janeiro de 2013 no Parque Verde do Mondego (margem Norte).	213

Foto 5	Efeitos das cheias de 19/20 de Janeiro de 2013 no Parque Verde do Mondego (margem Sul)	213
Foto 6	Efeito dos ventos fortes no arranque de árvores na freguesia de Almalaguês, município de Coimbra na sequência do temporal de 19 de Janeiro de 2013.	214

Siglas e Abreviaturas

AAO – Antarctic Oscillation
AGCM – Atmospheric General Circulation Models
AMS- American Meteorological Society
AO – Arctic Oscillation
APA - Agência Portuguesa do Ambiente
CCM – Community Climate Model
CRU – Climatic Research Unit (University of East Anglia)
EA – East Atlantic
ECA&D – European Climate Assessment & Dataset
ENSO – El Niño/ Southern Oscillation
EOF – Empirical Orthogonal Function
HN – Hemisfério Norte
HS – Hemisfério Sul
IGP – Instituto Geográfico Português
IGUC – Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra
INAG – Instituto da Água
IPMA – Instituto Português do Mar e da Atmosfera
NAC (INAG) – Núcleo de Apoio ao Centro do Instituto da Água
NAM – Northern Hemisphere Annular Mode
NAO – North Atlantic Oscillation
NCAR – CDG – National Center for Atmospheric Research- Climate Data Guide
NCAR – National Centre for Atmospheric Research
NCEP/NCAR – National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration
NUT – Unidades Territoriais Estatísticas
OMM – Organização Meteorológica Mundial
PC – Principal Component (Componente Principal)
PNA – Pacific North American
PSA – Pacific South American
RN – Riscos Naturais
SAM – Southern Hemisphere Annular Mode
SNIRH – Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos
UC – Universidade de Coimbra
UNESCO – United Nations Education, Scientific and Cultural Organization
UTC – Universal Time Coordinated

1.1 – Contexto

A Oscilação do Atlântico Norte (NAO) constitui o principal modo de variabilidade da circulação atmosférica do Setor Norte Atlântico (*adaptado* de TRIGO *et al.* 2002b). Definida historicamente como um simples índice que mede a diferença de pressão à superfície entre Ponta Delgada nos Açores e Stykkishoulmur na Islândia, esta definição surge pelo facto de ambas as ilhas se situarem perto de dois dos principais centros de ação barométrica que definem este modo de variabilidade de circulação atmosférica (*Idem*). Contudo, para que um índice que define um modo de variabilidade de circulação atmosférica tão importante, não ficasse dependente apenas dos dados de duas estações meteorológicas, muitos autores têm vindo a tentar redefinir a NAO (*Ibidem*).

O impacto da NAO é vasto e abrange muitas variáveis climatológicas. No concernente à precipitação, muito importante neste estudo, TRIGO *et al.* (2002b) referem que na última década do século XX, verificou-se que a precipitação mensal e, em particular a invernal (de Novembro a Março), na Península Ibérica foi fortemente condicionada pela NAO.

Sendo claro que às diferentes fases da NAO associam-se importantes alterações nas trajetórias médias dos sistemas depressionários (ROGERS, 1990; HURREL, 1995b; ROGERS 1997), tal facto toma expressão nos padrões regionais de precipitação sobre grande parte da Europa, Norte de África e mesmo da costa Leste da América do Norte (HURREL, 1995b; HURREL e VAN LOON, 1997; OSBORN *et al.* 1999), sendo bastante evidente no Oeste (Portugal) e Sul (Andaluzia) da Península Ibérica (TRIGO *et al.* 2002b).

Pensando na inserção de Portugal continental neste quadro, tal facto trará importantes implicações no regime fluvial dos rios, conforme fora constatado por TRIGO *et al.*, (2002ab) no estudo realizado para a quantificação da influência real da NAO nos caudais dos rios Ibéricos Atlânticos, sendo que, na fase positiva serão de se esperar anomalias negativas na precipitação pois a passagem dos sistemas depressionários acontece mais regularmente a norte da Península e do país, causando assim, caudais menos volumosos e, na fase negativa, a inversão da situação anterior, ou seja, anomalias positivas no campo de precipitações em consequência da maior passagem de sistemas depressionários nas nossas latitudes e, logo caudais mais volumosos. Adicionalmente, por plasmar-se na sequência de condições sinóticas, a fase do dipolo representa também extrema relevância na ocorrência de picos de cheia e inundações em Portugal continental.

1.2 – Motivação

Os fenómenos meteorológicos são determinantes no decorrer da vida dos seres humanos, especialmente aqueles que conotam de elevada adversidade. O conhecimento da climatologia dum lugar e a associação das anomalias observadas com os modos de variabilidade atmosférica podem ajudar a perceber a ocorrência de fenómenos extremos e até mesmo auxiliar com bases para a sua previsibilidade.

Num clima mediterrâneo como o de Portugal, é nas características climáticas que se devem enquadrar os riscos de inundações decorrentes de grandes cheias. A ocorrência de pluviosidade em maiores quantidades está associada com o modo de circulação da fase negativa da NAO. Desta forma, nas bacias hidrográficas do Vouga e do Mondego, é esperado que os caudais capazes de causar inundações coincidam estritamente com índices NAO especialmente reduzidos no conjunto da estação invernal boreal estendida (Dezembro-Março), período em que, regra geral, ocorrem os maiores quantitativos de precipitação e os caudais médios mais volumosos do ano hidrológico, bem como a NAO explica uma grande percentagem da variabilidade atmosférica do setor atlântico norte.

1.3 – Enquadramento Geográfico

As áreas em estudo localizam-se na região centro de Portugal Continental e são definidas pelas bacias de drenagem dos seus principais rios (**Fig. EG**), Vouga e Mondego que são áreas adjacentes.

A bacia hidrográfica do Rio Vouga localiza-se entre as bacias hidrográficas do rio Douro, a Norte, e do Rio Mondego, a Sul, entre os paralelos 40° 15' e 40° 57' de latitude Norte e os meridianos 7° 33' e 8° 48' de longitude Oeste. A área total, referenciada à Barra de Aveiro, é de 3645 km². Divide-se em três unidades hidromorfológicas, atendendo a critérios de semelhança morfológica, climática, hidrológica e ainda de ocupação do solo: Baixo, Médio e Alto Vouga. Altimetricamente desenvolve-se desde o nível médio das águas do mar, na sua parte vestibular, até aos 930 m de altitude na Serra da Lapa, em Lapinha, sua nascente. Com uma orientação Nascente-Poente percorre um total de 148 km até à sua foz (*parágrafo adaptado a partir de GUEDES, 2006 e do PBH VOUGA, 2001*)

Por seu turno, a bacia hidrográfica do rio Mondego ocupa uma parte substancial da região Centro de Portugal, limitada pelos paralelos 39° 46' e 40° 48' de latitude Norte e os meridianos 07° 14' e 08 52' de longitude Oeste. Confronta a Norte e

Nordeste com as bacias hidrográficas do Vouga e do Douro, com a do Tejo a Sul e do Lis a Sudoeste. Apresenta uma área de 6670 Km², desde a Serra da Estrela, onde nasce, a 1547 m de altitude, até à Figueira da Foz, onde desagua no Oceano Atlântico com um percurso de 227 Km. Percorre quase transversalmente o território nacional. Hidrogeomorfológicamente, o rio Mondego divide-se em três grandes regiões, de acordo com as suas características morfológicas, climáticas, hidrológicas e do uso do solo: o Mondego Superior, o Médio Mondego e o Baixo Mondego (*parágrafo adaptado de LOURENÇO, 1986a, LIMA e LIMA 2002 citados por PAIVA 2005*).

As questões relacionadas com a caracterização das bacias hidrográficas em estudo serão desenvolvidas de forma mais aprofundada mais adiante neste trabalho (*ponto 4.1*).

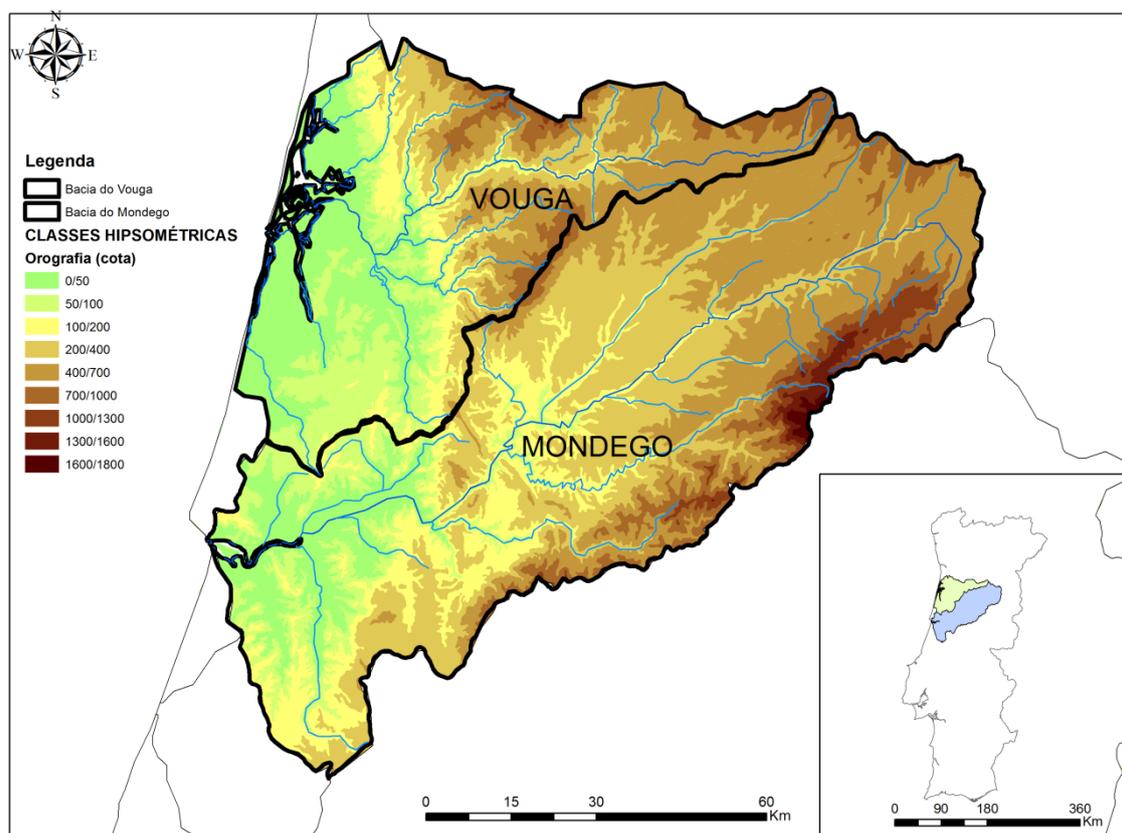


Fig. Enquadramento Geográfico (EG) – Bacias do Vouga e Mondego (elaboração própria através do *Software Arc GIS 9.x* com os dados base da APA (Agência Portuguesa) – as linhas azuis mais escuras correspondem ao leito principal do Vouga e do Mondego; as linhas azuis mais claras correspondem aos seus principais afluentes).

1.4 – Objetivos Gerais

Com este trabalho pretendeu-se compreender primordialmente: i) a influência da NAO nos regimes fluviais dos rios Vouga e Mondego, a nível anual e em trimestres mas, especialmente durante o período invernal através duma estrita ligação com os ritmos pluviométricos que alimentam estes cursos de água; ii) a compreensão da relação da NAO com a ocorrência de caudais máximos anuais de volumes excepcionais, bem como com as manifestações de cheias que causaram inundações; iii) uma pormenorização do condicionamento exercido pela NAO em algumas cheias do Baixo Mondego, recorrendo neste caso também a análises à escala sinótica.

Com os objetivos gerais enumerados anteriormente, finalmente, no fim deste estudo será possível fazer uma avaliação do real impacto da NAO nos ritmos pluviométricos e regimes fluviais interanual e sazonalmente, bem como refletir sobre a relevância desta oscilação atmosférica na manifestação de riscos climato-hidrológicos que tenham que ver com cheias que causam inundações nos pontos em avaliação nas bacias hidrográficas em estudo.

1.5 – Perguntas de Partida e Hipóteses

Esta investigação parte da seguinte pergunta de partida: Qual a real influência da NAO no regime fluvial dos rios Vouga e Mondego e na ocorrência de cheias e inundações?

As hipóteses que se pretende verificar/demonstrar com o desenvolvimento do estudo são: H. 1) A Fase NAO – aumenta o caudal médio dos rios Vouga e Mondego; H. 2) A Fase NAO – aumenta o número e a probabilidade de ocorrerem episódios de cheia e inundações nas entidades fluviais em estudo; H. 2.1.) A Fase NAO – aumenta também a severidade das cheias e inundações nesses rios; H. 3) A Fase NAO + diminui o caudal médio dos rios em estudo; H. 4) A Fase NAO + diminui o número e a probabilidade de ocorrerem episódios de cheia e inundações nos rios em estudo; H.4.1) A Fase NAO + diminui também a severidade das cheias e inundações nesses rios e é mesmo pouco provável que ocorram;

Acerca da Hipótese 2 (H. 2), frisa-se que a perspetiva da probabilidade está associada aos milímetros (*mm*) de precipitação gerados a partir de certas condições sinóticas com sistemas capazes de gerar precipitação mais recorrentes em determinada fase da NAO. Isto baseia-se na verificação destas situações nos estudos realizados numa escala histórica recente; Esta hipótese reparte-se ainda na H. 2.1.,

em que se projeta a severidade pelo caudal (m^3/s) gerado e as consequências humanas sumárias.

A Hipótese 4 (H.4), perspectiva-se na mesma ótica que a H.2 mas, em termos inversos, ou seja, que a probabilidade diminui pois existe em média um menor número situações sinóticas com sistemas capazes de gerar precipitação que podem funcionar como fonte genética de cheias e inundações e, na H. 4.1., a severidade baseia-se no caudal gerado e nas consequências humanas, prováveis pelos dados históricos.

1.6 – Questões Investigativas

As Questões Investigativas que se levantam com o estudo são: a) Qual a influência das fases da NAO (+ -) no regime fluvial dos rios Vouga e Mondego e na ocorrência de cheias e inundações?; b) Qual a relevância da fase da NAO (+ -) na severidade das cheias e inundações para esses mesmos rios?

Ambas as questões estão ancoradas no processamento também da precipitação atmosférica como fonte de alimentação dos caudais das entidades fluviais em estudo, com o fundo das condições sinóticas que possuem sistemas capazes de gerar precipitação com recorrências e intensidades distintas em cada fase do dipolo. A última questão, em sua vez, reflete ainda, os volumes dos caudais, mas especialmente os efeitos danosos nos episódios específicos.

1.7 – Dados e Metodologia Geral

Antes de abordar a metodologia de investigação a empregar propriamente dita, faz-se uma breve alusão ao período em estudo, que está assim definido, primordialmente, devido à disponibilidade de dados.

No caso do rio Vouga o período em análise estende-se desde o ano hidrológico 1917/18 até ao ano hidrológico 2000/01 de acordo com os dados de caudais médios diários existentes para a estação hidrométrica em análise, Ponte de Vouzela, que é a que possui registos mais extensos em toda a bacia deste rio. Os dados pluviométricos, por seu turno, são provenientes da Estação de São Pedro do Sul e possuem dois períodos de dados contínuos durante o período de registos de Ponte de Vouzela (1932/33 – 1960/61 e 1977/78-1996/97).

Para o rio Mondego o período em estudo vai desde o ano hidrológico 1955/56 até 2011/12, também em concordância com a disponibilização de registos de caudais médios diários, inicialmente em Ponte de Santa Clara e depois no Açude-Ponte. Os

dados pluviométricos, provenientes da estação meteorológica clássica do Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra (IGUC), cobrem numa forma regular todo este período.

Os dados dos índices mensais, sazonais e anuais da NAO estendem-se uniformemente ao longo de toda a série de caudais e precipitação e são provenientes do NCAR- CDG. No entanto, para as análises diárias recorreu-se aos dados calculados de forma semelhante (componentes principais de EOF's) da NOAA.

Os caudais médios diários analisados, bem como os dados pluviométricos de São Pedro do Sul foram obtidos através do SNIRH-INAG. Os dados do IGUC, por sua vez, foram diretamente disponibilizados por esta entidade para uma parte da série e a outra, foi obtida através do ECA&D (European Climate Assessment & Dataset).

Na metodologia propriamente dita, privilegiou-se a sintetização de dados em meses e estes meses em trimestres, focando especialmente na estação fria que pode ser definida pelo período de Dezembro a Fevereiro ou, conforme se realizou, incluindo também Março, semelhante ao executado TRIGO, R. *et al.* (2002ab), uma vez que, nesta altura, o impacto da NAO é mais pronunciado, bem como os episódios de episódios de cheias e inundações atingem maior frequência.

No concernente à metodologia geral, para a determinação do efeito real da NAO na precipitação e nos caudais dos rios, são apresentados gráficos com a evolução temporal do índice e destas variáveis em conjunto. Seguem-se análises sumárias sobre as relações esboçadas nestes gráficos, procedendo-se também à elaboração de gráficos de dispersão e cálculo de coeficientes de correlação. São também apresentados gráficos com a evolução da precipitação acumulada e caudais médios diários, anual e sazonalmente (Dezembro-Março), a par com índices NAO positivos ou negativos (elevados e reduzidos para o Inverno), calculando-se também a média geral e os desvios em relação a esta dos volumes anuais e sazonais na sua evolução temporal mas, também em relação à média para a NAO positiva e negativa (elevada e reduzida para os Invernos).

A abordagem para a avaliação da influência da NAO nos caudais máximos anuais, bem como nas cheias com inundações, também se baseou para o enquadramento geral na execução de gráficos que relacionam as ocorrências com os índices NAO estacionais. Na especificidade recorreu-se similarmente à análise das condições sinóticas projetadas em determinados índices NAO.

2.1 – Generalidades

Nas últimas décadas do século XX, em particular para o período de Novembro a Março (período invernal), verificou-se que a precipitação mensal na Península Ibérica foi, e é altamente condicionada pela NAO. Estreitamente ligada com a alternância da intensidade dos centros de ação barométrica (campos anticiclónicos e depressionários), de grosso modo localizados sobre a Islândia (depressão) e os Açores (anticiclone) (*adaptado de ROGERS, 1984 cit. in TRIGO et al., 2002b*), o favorecimento da intensificação dos ventos zonais de Oeste dá-se na fase positiva do dipolo e o abrandamento na negativa. Tal modo de circulação afeta determinantemente as trajetórias das principais perturbações sinóticas que atravessam o Atlântico (*SERREZE et al., 1997 cit. in TRIGO et al., 2002b*), condicionando não apenas os campos de precipitação mas também os campos de temperatura. Desta forma, este modo de circulação atmosférica controla o Estado do Tempo de quase toda a Europa (*HURRELL, 1996; QIAN et al., 2000; TRIGO et al., 2002b*). A influência no concernente à precipitação processa-se a diferentes escalas temporais, contudo é mais marcada nos regimes mensais e sazonais do período invernal (*adaptado de TRIGO et al., 2002b*).

A NAO é, no entanto, um dos padrões de circulação atmosférica mais antigos e conhecidos no mundo e uma das suas primeiras descrições surgiu nas viagens marítimas escandinavas há muitos séculos (*HURRELL et al., 2003*). *STEPHENSON et al., (2003)* apresentaram um estudo científico que relata os maiores marcos científicos da NAO através do tempo, notando o interesse considerável renovado recentemente sobre o fenómeno. Atualmente, a NAO e a sua dependência temporal, por exemplo, aparecem no cerne do debate das mudanças globais, visto que, as temperaturas à superfície no Hemisfério Norte (HN) são provavelmente as mais altas do último milénio (*MANN et al., 1999; JONES et al., 2001*), com uma taxa de aquecimento que tem sido especialmente alta ($\sim 0.15^{\circ}\text{C década}^{-1}$) nos últimos 40 anos, grosso modo (*FOLLAND et al., 2001; HANSEN et al., 2002*). Uma fração substancial deste aquecimento recente é atribuível ao comportamento da NAO (*HURRELL, 1996; THOMPSON et al., 2000; HURRELL et al., 2003*), particularmente devido à tendência do seu índice apresentar anomalias de grande amplitude, numa fase nos anos 60, para outra de sinal diferente no início dos anos 80. Tal modificação na circulação atmosférica do Atlântico Norte acumula muitas outras alterações de grande impacto, no estado do tempo e clima, sobre toda a faixa extratropical do HN, aumentando ainda mais o debate sobre como

distinguir e detetar, o que é mudança climática natural e o que é mudança climática de origem realmente antropogénica (HURRELL *et al.*, 2003).

Embora seja conhecida há muito tempo, foram precisas mais algumas décadas até que a NAO fosse reconhecida como o principal padrão de variabilidade atmosférica do HN (WALKER, 1924; WALKER e BLISS, 1932) e ainda mais tempo para que começasse a ser estudada de forma sistemática por climatólogos (ROGERS, 1984; BARNSTON e LIVEZEY, 1987; HURRELL, 1995a; ROGERS, 1997 *cit. in* TRIGO *et al.*, 2002b). Um grande número de estudos mostrou a relevância da NAO no clima invernal do HN, mais precisamente no Atlântico e na Europa (HURRELL, 1995a; HURRELL 1996; ROGERS, 1997; QUIAN *et al.*, 2000, *cit. in* TRIGO *et al.*, 2002b). Outra porção permitiu ainda a identificação de importantes relações entre as diferentes fases da NAO com a atividade sinótica, no Atlântico Norte (SERREZE, *et al.*, 1997; OSBORN, *et al.*, 1999; ULBRICH *et al.*, 1999 *cit. in* TRIGO *et al.*, 2002b). TRIGO *et al.*, 2002ab apresentam um estudo de profunda importância para a presente investigação, em que se realiza uma análise bastante completa sobre o impacto da NAO no clima do continente europeu, socorrendo-se dum vasto conteúdo de variáveis dinâmicas, características da circulação atmosférica, entre outras relativas ao clima, realizando em sequência a análise da magnitude da eventual influência da NAO nos regimes fluviais dos principais rios internacionais da Península Ibérica (Douro, Tejo e Guadiana).

Seguidamente apresenta-se uma breve abordagem da estrutura espacial do clima ligada à variabilidade climática com o fim de enquadrar e contextualizar teoricamente o presente estudo no campo dos Riscos Naturais (RN) - Riscos Climatohidrológicos ligados à variabilidade atmosférica de grande escala espacial (setor Atlântico Norte) e baixa frequência temporal (variação interdecenal na linha do tempo): a NAO. A definição de teleconexões será então realizada neste capítulo, bem como, algumas considerações gerais sobre a forma como são abordadas (em particular a NAO). Outras teleconexões para além da NAO também serão referidas devido às suas fortes ligações com esta, e ela, por fim, receberá uma abordagem especial mais aprofundada a vários níveis, desde a sua assinatura espacial, formas de análise diversas, variação no tempo e séries temporais, ciclos de funcionamento, algumas ideias sobre os mecanismos implícitos neste padrão de circulação, seus impactos climato-meteorológicos – generalidades sobre a atividade sinótica, mais precisamente sobre a ciclogénese e trajetória das depressões no Atlântico Norte e, assim, seguidamente nas tempestades e na precipitação e, por fim, os impactos nas

temperaturas à superfície e outros impactos secundários derivados, menos proeminentes à primeira vista, que encerram, desta forma, o capítulo.

2.2 – Estrutura Espacial do Clima Ligada à Variabilidade Climática

A variabilidade climática é usualmente classificada em termos de anomalias, em que uma anomalia é a diferença entre o estado instantâneo do sistema climático e o clima (estado médio normalizado sobre muitos anos representativos dum período sobre consideração; HURRELL *et al.*, 2003). A estrutura espacial da variabilidade climática nas regiões extratropicais é fortemente condicionada pela sazonalidade (WALLACE *et al.*, 1993), pelo que útil que se examine a evolução sazonal do estado médio sobre o qual as variações climáticas são sobrepostas (HURRELL *et al.*, 2003).

2.2.1 – Estado Médio e Ondas Planetárias

A distribuição média da pressão atmosférica ao nível do mar no HN mostra evidências de grandes modificações do Inverno boreal (Dezembro-Fevereiro) para o Verão boreal (Junho-Agosto) (**Fig. 1**). As mais notáveis, provavelmente, serão as mudanças sobre o continente asiático relacionadas com o desenvolvimento do Anticiclone Siberiano durante o Inverno, e a monção ciclónica, a Sudeste deste mesmo continente, no Verão (HURRELL *et al.*, 2003). Sobre os oceanos do HN, anticiclones subtropicais dominam durante o Verão, com o Anticiclone dos Açores a cobrir quase todo o Atlântico Norte. Tais anticiclones enfraquecem durante o Inverno, movendo-se em direção ao equador, quando as depressões das latitudes elevadas predominam (Baixa Pressão da Islândia e Baixa Pressão das Ilhas Aleutas) (*adaptado da análise de HURRELL et al.*, 2003).

Devido à força de *Coriolis*, o ar move-se no sentido anti-horário à volta dos núcleos depressionários no HN, logo um fluxo de Oeste ocorre nas latitudes médias do setor Atlântico ao longo do ano. O vigor deste fluxo, por sua vez, está ligado ao gradiente de pressão meridional, então os ventos à superfície são mais fortes durante o Inverno, quando chegam, por exemplo, a 5 m s^{-1} , desde o Este dos Estados Unidos, através do Atlântico, até ao Norte da Europa (**Fig. 2 – Painel superior dos 1000 hPa**). Estes Ventos de Oeste das latitudes médias estendem-se verticalmente pela troposfera e atingem a sua velocidade máxima aos 12km de altitude (até 40 m s^{-1}) (**Fig. 2 – Painel Superior dos 200 hPa**). São as chamadas “correntes de jacto” (“*jet*

stream” na bibliografia em Inglês) e correspondem duma forma grosseira ao trajeto das tempestades¹ que se deslocam entre a América do Norte e a Europa. Sobre o Atlântico Subtropical prevalecem à superfície, os Ventos Alíseos, que sopram de Nordeste, relativamente estáveis mas mais intensos no Verão boreal (*Idem*).

Na média troposfera (~ 5-6 km), o mapa do Inverno boreal, referente ao campo de altitude geopotencial, revela uma inclinação para Oeste das elevações dos ciclones e anticiclones em superfície das latitudes elevadas (**Fig. 3**). Existe, de forma clara, a configuração duma “segunda onda”, com vales de baixa pressão sobre o NE do Canadá, exatamente a Este da Ásia, e cristas de alta pressão a Oeste da Europa e dos Estados Unidos. Estas fortes assimetrias zonais refletem as chamadas “ondas estacionárias”, que são forçadas, primariamente, devido aos contrastes térmicos entre o continente e o oceano e à presença das faixas das Montanhas Rochosas e dos Himalaias. No Verão, o escoamento é muito mais fraco e muito mais simétrico, o que é consistente com uma distribuição muito mais uniforme da radiação solar do equador ao Pólo (*Ibidem*).

Embora os padrões das ondas à escala planetária (**Fig.3**) estejam, geograficamente ancorados, eles sofrem mudanças no tempo devido, tanto à variação dos padrões de aquecimento na atmosfera, tanto por causa de processos internos (caóticos). A amplitude e a estrutura da variabilidade da média sazonal do campo geopotencial aos 500 hPa (**Fig. 5**) são caracterizadas por uma grande dependência longitudinal, com variância temporal máxima sobre os oceanos setentrionais, especialmente, durante o Inverno boreal. A dependência da frequência do padrão do Inverno é sutil: mapas da variabilidade mensal dos dados médios ou dos dados filtrados para reter flutuações dentro duma banda de frequência específica (*p. ex.*, 60-180 dias) também exibem variância distinta, máxima aos 500 hPa sobre o Atlântico e o Pacífico, embora os contrastes longitudinais se tornem cada vez maiores, aparentemente, quanto mais extensos forem os tempos analisados (KUSHNIR e WALLACE, 1989). Se compararmos a maior parte dos desvios padrões das altitudes da superfície geopotencial dos 500 hPa para o Verão boreal, com os da altura do Inverno, veremos que os primeiros correspondem apenas a cerca de metade do dos segundos (**Fig. 4**) (WALLACE *et al.*, 1993).

¹ Tempestades definidas como perturbações atmosféricas a operar à escala temporal de dias.

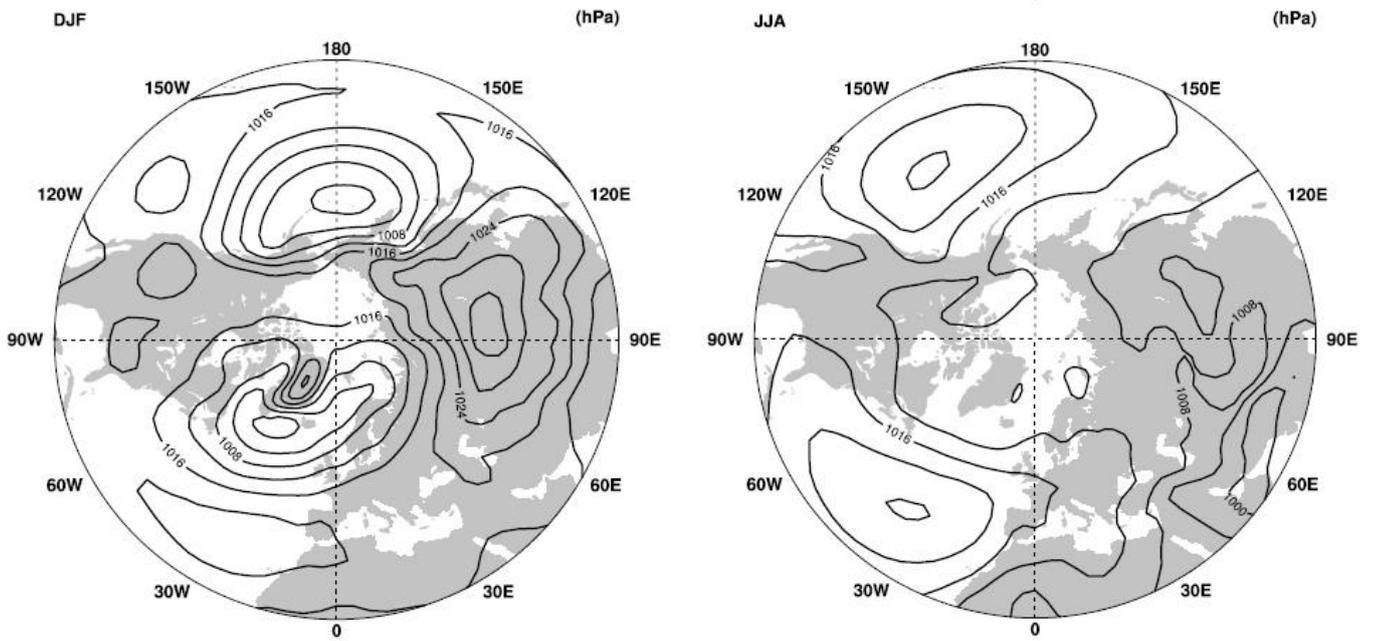


Fig. 1 - Média da pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) para o Inverno boreal (esquerda) e Verão boreal (direita). Os dados correspondem ao projeto de reanálises NCEP/NCAR 1958-2001 (KUSHNIR *et al.* 1996). O incremento das isóbaras é de 4 hPa (*extraído de HURRELL et al., 2003*).

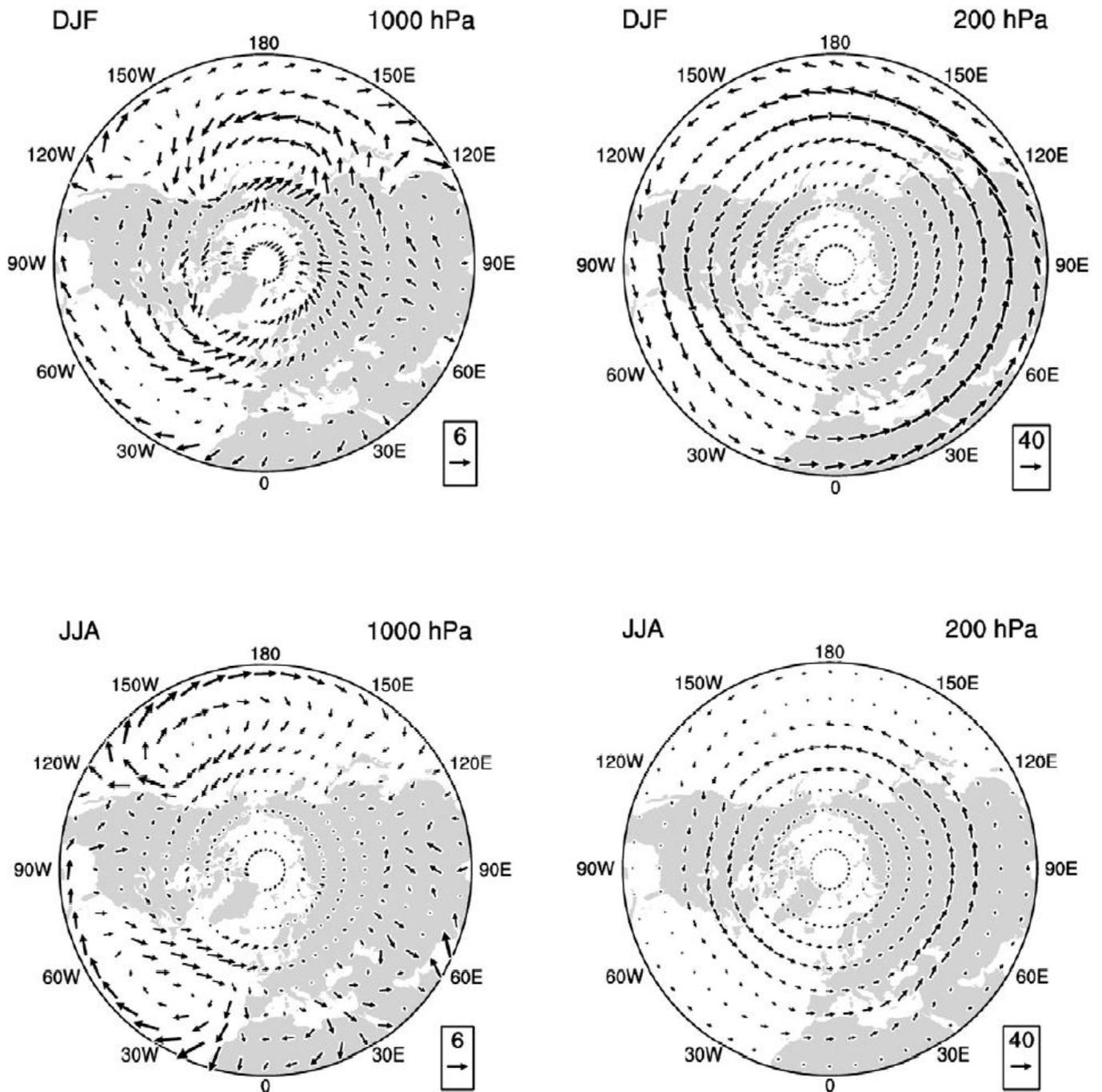


Fig. 2 – Vetor médio para os ventos do Inverno boreal (painel superior) e do Verão boreal (painel inferior) para os 1000 hPa (campos esquerdos) e 200 hPa (campos direitos) entre 1958-2006. A escala dos vetores está indicada nas caixas e são expressos em unidades m s^{-1} . (extraído de HURRELL e DESER, 2009).

500hPa Geopotential Height

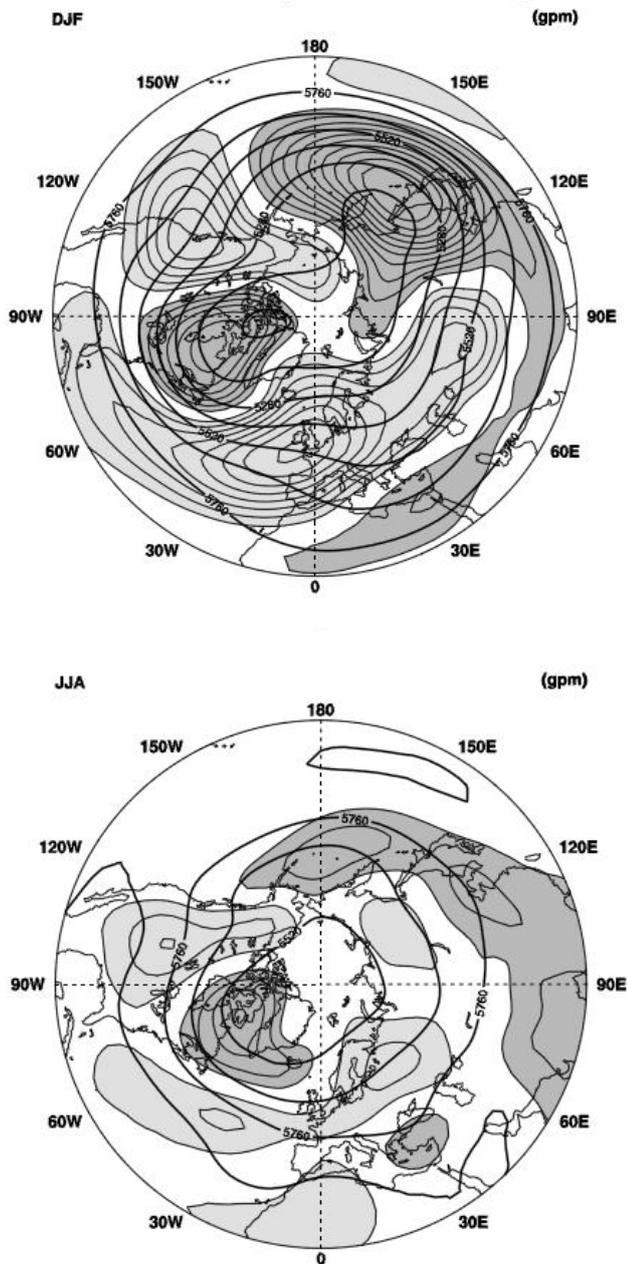


Fig. 3 – Média à altitude geopotencial dos 500 hPa para o Inverno boreal (campo superior) e Verão boreal (campo inferior) indicado pelas isolinhas espessas a cada 120 metros geopotenciais (*gpm* – *geopotential metres*), de 1958 a 2001. As isolinhas finas correspondem ao intervalo a cada 20 *gpm* (a linha zero foi excluída) e indicam começos da média zonal: começos negativos/positivos estão indicados a sombreado escuro/claro (*extraído de HURRELL et al., 2003*).

$\sigma(z)$ 500hPa

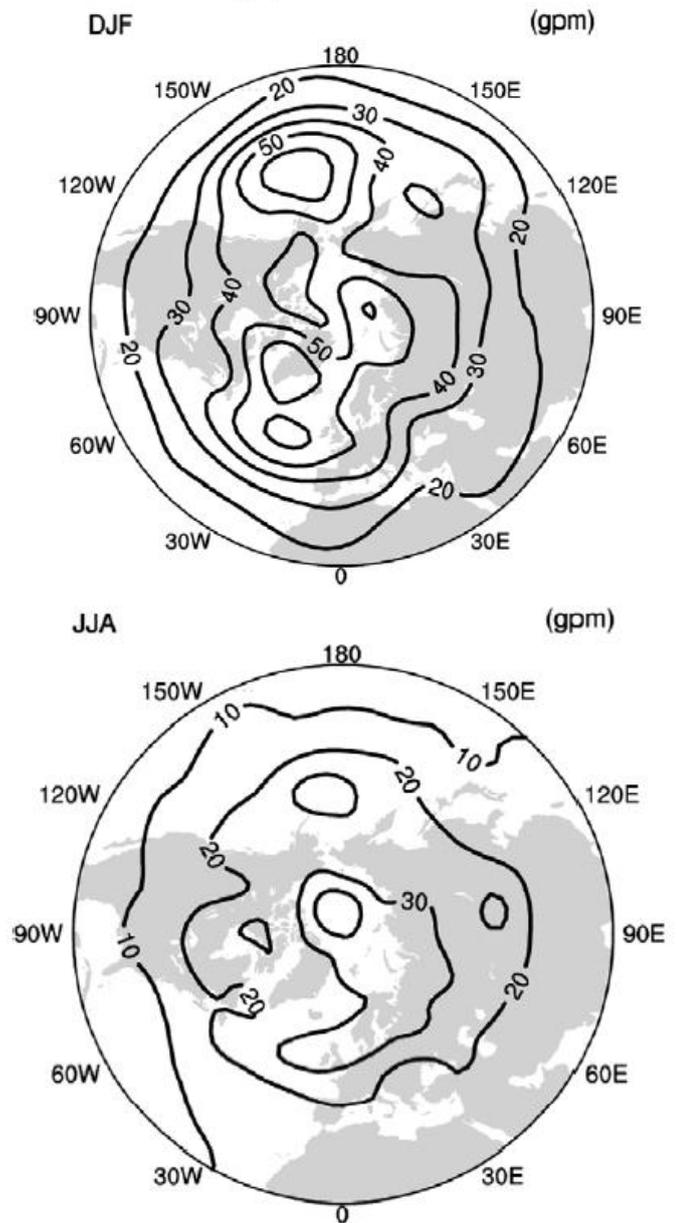


Fig. 4 – Variabilidade interanual à altitude geopotencial dos 500 hPa para o Inverno boreal (campo superior) e Verão boreal (campo inferior) de 1958-2006. O incremento das isolinhas é de 10 *gpm* (*extraído de HURRELL e DESER, 2009*).

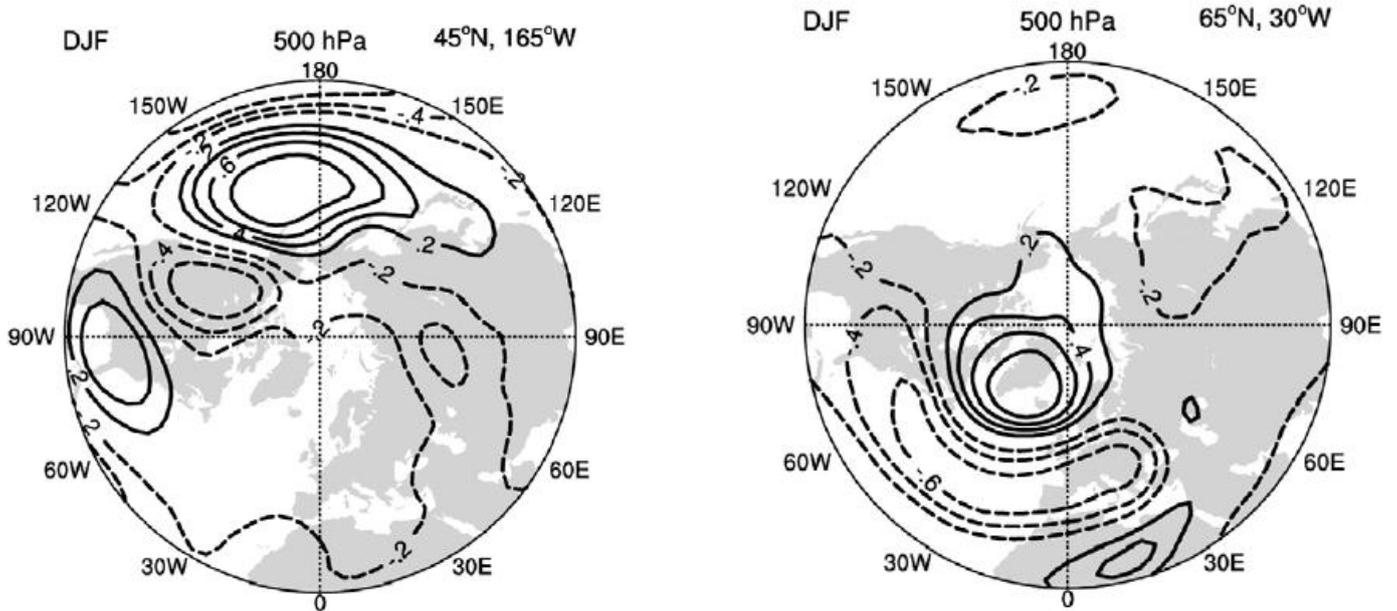


Fig. 5 – Mapas a um ponto de correlação à altitude geopotencial dos 500 hPa para o Inverno Boreal de 1958-2006. No campo da esquerda, o ponto de referência é 45°N, 165°W, correspondendo ao centro de ação primário da PNA. No campo da direita, a NAO é ilustrada baseada no ponto de referência 65°N, 30°W. Os coeficientes negativos de correlação estão a tracejado. O incremento das isolinhas é de 0.2 e a isolinha zero foi excluída (*extraído de HURRELL e DESER, 2009*).

2.2.2 – Teleconexões

Uma das consequências do comportamento transitório das ondas atmosféricas à escala planetária é que as anomalias do clima, a escalas temporais sazonais, ocorrem tipicamente sobre regiões geográficas muito grandes. Algumas regiões podem estar mais frias ou talvez até mais secas que a média, enquanto noutras, no mesmo momento, a milhares de quilómetros de distância, predomina um tipo de tempo mais quente e mais húmido. Estas variações simultâneas no clima, frequentemente de sinais opostos, sobre partes do globo terrestre bastante distantes são, comumente designadas por “teleconexões” na literatura meteorológica (WALLACE e GUTZLER, 1981; ESBENSEN, 1984; BARNSTON e LIVEZEY, 1987; KUSHNIR e WALLACE, 1989; TRENBERTH *et al.*, 1998 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003).

Embora a sua natureza e formas precisas variem, em certa medida, conforme a metodologia estatística e conjunto de dados utilizados na análise, emergem características regionais consistentes que permitem identificar os padrões mais notáveis (*baseado em* HURRELL *et al.*, 2003).

2.2.2.1 - Abordagem Introdutória à PNA e à NAO

As teleconexões mais frequentes sobre o HN são dadas pelos padrões da NAO e da Oscilação Pacífico – Norte Americana (PNA) (HURRELL *et al.*, 2003). Ambos os padrões são de maior amplitude durante os meses correspondentes ao Inverno boreal e a sua estrutura espacial na média troposfera é ilustrada da maneira mais simples por mapas do campo de pressão relativos a um ponto de correlação (*rever* Fig. 5). Tais mapas são construídos pela correlação da série temporal à altitude geopotencial dos 500 hPa a um “ponto de referência da grelha” com a série temporal correspondente em todos os pontos da grelha (*p. ex.*, WALLACE e GUTZLER, 1981). Estes dois padrões destacam-se num fundo contínuo composto por um conjunto de mapas de correlação a um ponto hemisférico, ainda que o seu carácter seja necessariamente subjetivo (WALLACE, 1996; KUSHNIR e WALLACE, 1989) (*baseado em* HURRELL *et al.*, 2003).

O padrão da teleconexão PNA possui quatro centros de ação. Sobre o Oceano Pacífico Norte, as flutuações à altitude geopotencial dos 500 hPa junto às ilhas Aleutas variam “fora-de-fase” com as do Sul, formando uma “balança” articulada ao longo da posição média da corrente de jato do Pacífico subtropical (*rever* Fig.2). Sobre a América do Norte, as variações à altitude geopotencial dos 500 hPa sobre o Oeste do Canadá e o Noroeste dos Estados Unidos da América (EUA) estão correlacionadas

negativamente com as que ocorrem sobre o Sudeste dos EUA e correlacionadas positivamente com as do centro de ação do Pacífico Subtropical. A significância das localizações e respectivas fases dos quatro centros de ação do PNA é a sua ligação com a modulação zonal da circulação atmosférica média (*rever Fig. 3*) (*Idem*).

As variações no padrão da PNA “representam as variações na ondulação do fluxo atmosférico na parte ocidental do hemisfério, e assim, as mudanças na migração norte-sul das massas de ar Pacíficas e Norte Americanas de grande escala e estados do tempo associados” (KUSHNIR 2002).

A escalas temporais interanuais, as anomalias da circulação atmosférica sobre o Pacífico Norte, nomeadamente a PNA, estão relacionadas com mudanças nas temperaturas à superfície do Pacífico tropical, associadas, por sua vez, ao fenómeno *El Niño*/ Oscilação do Sul² (*El Niño/Southern Oscillation* – ENSO na bibliografia anglo saxónica). Esta associação reflete principalmente o dinamismo da teleconexão com as latitudes elevadas forçada pela convecção profunda nos trópicos (*revisão completa em* TRENBERTH *et al.*, 1998). Mas, tal faz com que a PNA seja encarada, por vezes, como um “braço extratropical da ENSO”, como acontece com a teleconexão Pacífico – Sul Americana³ (PSA) semelhante no Hemisfério Sul (HS) (KILADIS e MO, 1998 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003). Contudo, a variabilidade significativa que ocorre na PNA, mesmo na ausência do ENSO, indica que este padrão de teleconexão é um modo de variabilidade “interno” da atmosfera (*baseado em* HURRELL *et al.*, 2003).

Similarmente, a NAO não deve a sua existência a interações conjugadas oceano-atmosfera-litosfera (THOMPSON *et al.*, 2003 e CZAJA *et al.*, 2003). Isto é evidente por observações e experiências de modelos climáticos que não incluem a

² O termo *El Niño* refere-se a um fenómeno oceano-atmosfera de grande escala ligado ao aquecimento periódico das temperaturas à superfície do oceano ao longo do Pacífico equatorial central e centro-este (aproximadamente entre a linha do dia e os 120°W). O *El Niño* representa a fase quente do ciclo *El Niño*/Oscilação do Sul (ENSO) e pode também ser referido como o episódio quente do Pacífico. O *El Niño* foi originalmente referido como um aquecimento anual das temperaturas à superfície do mar ao longo da costa oeste da região tropical da América do Sul (*adaptado do Web Site da* NOAA, 01/07/2012). Em contrapartida, constituindo a fase “anti-ENSO”, ocorre o fenómeno *La Niña* que se refere ao arrefecimento periódico das temperaturas da superfície do mar no mesmo domínio espacial que o *El Niño*, tendo uma frequência de ocorrência em cada 3 a 5 anos mais ou menos. A *La Niña* constitui assim a fase fria do ciclo ENSO e pode também ser referida como o episódio frio do Pacífico. A *La Niña*, sendo a fase oposta do *El Niño*, foi originalmente referida como um arrefecimento anual das águas na costa oeste do Peru e do Equador (*Idem*).

³ A penetração dos efeitos da teleconexão ENSO para as latitudes mais elevadas do Sul ocorre primordialmente como uma sequência proeminente de ondas de anomalias que se estendem para Sul com inflexão para Este ao longo dos mares *Amundsen* e *Bellingshausen*, atravessando a Península Antártica e se projetando para o sudoeste do Atlântico; Tal traduz o Padrão de teleconexão Pacífico – Sul Americana (PSA) (MO e HIGGINS, 1998). O braço subantártico da PSA compreende uma forte associação “fora-de-fase” na pressão atmosférica ao nível do mar entre os mares *Amundsen/Bellingshausen* e o mar *Weddell* ou o Dipolo Antártico (ADP – *Antarctic Dipole*, em inglês), também evidente nas temperaturas à superfície e nas anomalias no gelo marinho (YUAN e MARTINSON, 2001). Em uma fase *El Niño* típica, a Baixa Pressão do Mar *Amundsen* é mais fraca que o normal, e a Baixa Pressão do Mar *Weddell* é mais forte que o normal; O inverso ocorre durante a fase *La Niña* (*adaptado do artigo online de* CARLETON, 2008 (*consultado a* 1/7/2012)).

temperatura ao nível médio do mar, gelo marinho ou variações na terra (*ver à frente, Mecanismos da NAO – 2.2.2.2.4*). Em contraste com a aparência ondulatória da PNA, a NAO é primariamente um dipolo Norte-Sul, caracterizada por anomalias em altitudes geopotenciais “fora-de-fase” em simultâneo, entre latitudes mais elevadas (mais frias) e médias (temperadas) sobre o Atlântico (*rever Fig.5*). Tanto a NAO como a PNA refletem-se no padrão espacial das duas funções ortogonais empiricamente-determinadas (*Empirical Orthogonal Function (s) (EOF('s))*)⁴ do Inverno boreal do HN à altitude geopotencial dos 500 hPa mas, por forma a ver tal facto numa forma clara é necessário rodar (*i.e.*, para formar combinações lineares de) as EOF's numa forma que tende a simplificar a sua estrutura espacial – conforme o realizado por BARNSTON e LIVEZEY, 1987 e KUSHNIR e WALLACE, 1989 (*baseado em HURRELL, et al., 2003*).

A análise da pressão ao nível médio do mar permite perceber o comportamento a longo prazo da NAO, uma vez que, as séries destes dados sobre o HN começam em 1899 (TRENBERTH e PAOLINO, 1980). Por outro lado, os dados referentes à altitude geopotencial só têm início após 1947.

⁴ Para uma visão genérica, contudo mais aprofundada, sobre estas funções, ver *Análise baseada em EOF's dos Campos de Pressão Atmosférica à Superfície no Atlântico Norte (2.2.2.2.1)*.

2.3 – A Oscilação do Atlântico Norte (NAO)

2.3.1 – Nota Introdutória

Numa escala histórica, a NAO tem vindo a ser definida como um simples índice que mede a diferença de pressão atmosférica ao nível médio do mar entre Ponta Delgada, nos Açores (Portugal) e *Stykkishoulmur*, na Islândia. Tal definição não ocorre por acaso, uma vez que, as estações meteorológicas destas ilhas estão perto dos dois centros de ação barométrica que definem o modo regional de circulação atmosférica.

Alguns autores tentaram ao longo do tempo redefinir a NAO para que esta não ficasse tão dependente apenas dos dados de duas estações meteorológicas⁵. A análise em componentes principais do campo de pressão atmosférica ao nível médio do mar foi proposta numa forma que se definisse os principais dípolos da NAO (WALLACE e GUTZLER, 1981; BARNSTON e LIVEZEY, 1987 *cit. in* TRIGO *et al.*, 2002b)⁶. WALLACE, 2000a afirma mesmo que os índices baseados em estações não são representações ótimas da variabilidade temporal dos padrões de circulação a eles associados, ao contrário do que se pode conseguir com o método das componentes principais. No entanto, a análise por componentes principais está muito limitada, por um lado, pela extensão da série temporal, e por outro, pela extensão espacial dos dados a trabalhar (*adaptado de* TRIGO *et al.* 2002b). Por fim, OSBORN *et al.*, 1999 mostraram que os índices da NAO baseados em estações meteorológicas e os obtidos numa análise de componentes principais são bastante parecidos, isto é, referem-se ao mesmo fenómeno de larga escala, surgindo, no entanto, discussões mais recentes em que o padrão espacial associado à primeira componente do campo de pressão ao nível do mar no HN completo corresponde à AO (*Artic Oscillation* – Oscilação Ártica) e não ao modo mais regional da NAO (THOMPSON e WALLACE, 1998; THOMPSON e WALLACE, 2001 *cit. in* TRIGO *et al.*, 2002b).⁷

⁵ Para uma discussão mais aprofundada sobre o (s) índice (s) NAO, ver *Variabilidade Temporal da NAO* (2.2.2.2.3.).

⁶ Ver *Assinatura Espacial da NAO* (2.2.2.2.2.) e *Análise baseada em EOF's dos Campos de Pressão Atmosférica à Superfície no Atlântico Norte* (2.2.2.2.1.).

⁷ Ver *Análise baseada em EOF's dos Campos de Pressão Atmosférica à Superfície no Hemisfério Norte – Ligação ao Modo Anular do Hemisfério Norte* (2.2.2.2.2.2.).

2.3.2 - Assinatura Espacial da NAO

Não existe, assim, uma forma única de definir a NAO espacialmente. Uma abordagem é através de mapas conceptualmente simples referidos, a um ponto de correlação (*p.*, ex. a **Fig.5**), identificando a NAO pelas regiões de correlação negativa máxima sobre o Atlântico Norte (WALLACE e GUTZLER, 1981; KUSHNIR e WALLACE, 1989; PORTIS *et al.*, 2001 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003). Outra técnica é a análise de EOF's (ou componentes principais). Nesta abordagem, a NAO é identificada pelos vetores diretores (ou autovetores) da matriz de covariância cruzada (ou de correlação cruzada), calculada sobre as variações temporais dos valores do ponto da grelha, da pressão ao nível médio do mar ou outra variável climática (HURRELL *et al.*, 2003). Os vetores diretores, que se restringem a ser espacialmente e temporalmente ortogonais em relação aos outros, são então escalonados de acordo com o total de variância que explicam (*Idem*). Esta abordagem, que é linear, assume que estados de circulação atmosférica preferidos vêm em pares, onde as anomalias de polaridade opostas têm a mesma estrutura espacial (*Ibidem*).

Em contraste ao enunciado anteriormente, as anomalias climáticas podem também ser identificadas por técnicas de análises de *clusters*, onde se procura por padrões recorrentes numa amplitude específica e sinal específicos. Os algoritmos de *clustering* identificam regimes climáticos ou de estado do tempo que correspondem a picos da probabilidade da densidade da função da fase espacial do clima (LORENZ, 1963 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003).

2.3.2.1 - Análise baseada em EOF's dos Campos de Pressão Atmosférica à Superfície no Atlântico Norte

O vetor diretor da matriz de covariância cruzada calculada para as anomalias sazonais (média dos 3 meses) da pressão atmosférica à superfície no setor Norte Atlântico (20° - 70°N; 90°W - 40°E) é ilustrado na **Fig. 6** (*extraída de* HURRELL e DESER, 2009). Segundo os autores, o padrão é muito similar ao baseado numa matriz de correlação cruzada. O padrão mostrado é em termos de amplitude obtida através da regressão das anomalias das pressões atmosféricas do hemisfério sobre a Componente Principal da série temporal para o domínio Atlântico.

Durante o Inverno ocorrem as maiores amplitudes na pressão ao nível da superfície, contudo, durante todo o ano, o padrão principal é caracterizado mesmo pela existência dum dipolo de pressões à superfície. Tal pode ser visto como a NAO, embora o padrão espacial não seja estacionário (BARNSTON e LIVEZEY, 1987; HURRELL e VAN LOON, 1997; PORTIS *et al.*, 2001, *cit. in.* HURRELL e DESER 2009). Como os vetores diretores são estruturados para explicar o máximo de variância, é esperado que os centros de ação das EOF's condutoras coincidam com as regiões de grande variabilidade e o movimento dessas regiões ao longo do ciclo anual seja refletido na **Fig. 6** (*ver também Fig.13*).

A NAO é o único padrão de teleconexão que é evidente durante todo o ano no HN (BARNSTON e LIVEZEY, 1987). Durante o Inverno boreal (Dezembro-Fevereiro) explica mais de um terço do total da variância da pressão atmosférica à superfície no Atlântico Norte (35.6%) e apresenta uma orientação ligeiramente Noroeste-Sudeste. Na chamada fase positiva, pressões atmosféricas à superfície mais altas que o normal a sul dos 55°N combinam-se com uma grande região de baixa pressão anómala ao longo do Ártico para aumentar o gradiente meridional de pressão climatológico (*rever Fig.1*). As maiores amplitudes de pressão atmosférica são atingidas entre o centro da Islândia e ao longo da Península Ibérica. À fase positiva da NAO associam-se ventos de oeste (*westerlies*) mais fortes que a média sobre as latitudes médias do Atlântico para a Europa, com um fluxo anómalo do Sul sobre os Estados Unidos e anómalo do Norte ao longo do Ártico canadense, bem como, um fluxo anómalo do Norte também sobre o Mediterrâneo (**Fig. 7**).

A NAO é bem individualizada (e assim menos provável de ser afetada por erros de amostragem estatística) em todas as estações do ano com base no segundo vetor, diretor de acordo, com o critério de NORTH *et al.*, (1982). Este segundo vetor diretor assemelha-se ao chamado padrão Atlântico Oriental⁸ (EA – *East Atlantic (pattern)*), do inglês) durante os meses de Inverno e Primavera (WALLACE e GUTZLER, 1981; BARNSTON e LIVEZEY, 1987) e pode explicar 15% do total da variância da pressão

⁸ O padrão Atlântico Oriental (EA) é o segundo modo de variabilidade de baixa frequência sobre o Atlântico Norte e aparece como um modo condutor em todos os meses. O padrão EA é estruturalmente similar à NAO e consiste num dipolo Norte-Sul em que os centros de anomalia abrangem o Atlântico Norte de Este a Oeste. Os centros de anomalia do padrão EA estão deslocados para Sudeste, aproximados, às linhas nodais do padrão NAO. Por esta razão, o EA é muitas vezes interpretado como o padrão da NAO descolado para Sul. No entanto, o centro de baixas latitudes contém uma ligação subtropical muito forte em associação com modulações na intensidade e localização da crista subtropical. Esta ligação subtropical do padrão EA distingue-o da NAO, em contrapartida. O padrão EA utilizado pela NOAA é muito similar àquele demonstrado por BARNSTON e LIVEZEY, 1987 mas, distintivamente diferente do padrão EA originalmente definido por WALLACE e GUTZLER, 1981 (NOAA, 05/07/2012).

atmosférica à superfície. Na Primavera Boreal (Março-Maio), a NAO aparece com o aspeto dum dipolo Norte-Sul com o centro de ação meridional junto aos Açores. Nesta altura, tanto a extensão das anomalias da pressão atmosférica ao nível da superfície, bem como a sua amplitude são menores que durante o Inverno mas, não por muito e a EOF condutora explica 30,01% da variância da pressão atmosférica ao nível da superfície. A amplitude, extensão espacial e percentagem total de variabilidade explicada pela NAO é menor durante os meses de Verão (Junho-Agosto), quando os centros de ação estão substancialmente a norte e a este, relativamente ao Inverno. No Outono (Setembro-Novembro), a NAO passa a ter uma orientação mais Sudoeste-Nordeste com mais anomalias na pressão atmosférica à superfície no centro de ação do norte, comparativamente com aquelas durante a Primavera.

A maior parte dos estudos sobre a NAO centram-se nos meses de Inverno do HN, altura em que a atmosfera é dinamicamente mais ativa e as perturbações mais amplas. No Capítulo IV também se dará mais importância a esta estação, embora todo o ano venha a ser analisado. Doravante, a influência da NAO na precipitação e na temperatura são maiores durante o Inverno, bem como, em quase todos os outros impactos. Deve-se ter em mente, contudo, que flutuações coerentes ocorrem na pressão, precipitação e temperatura durante todo o ano ao longo da bacia do Atlântico Norte, e que a variabilidade decenal e a longo prazo, em relação à NAO, não se confina apenas ao Inverno boreal. HURRELL *et al.* (2001 e 2002) e HURRELL e FONLAD, (2002) documentaram flutuações significativas interanuais e multidecenais no padrão de Verão da NAO (*rever Fig.6*), incluindo uma tendência para a persistência de fluxo anticiclónico sobre a Europa do Norte que vem contribuindo para condições anormalmente quentes e secas nas últimas décadas. Para além disso, a vigorosa NAO dos meses de Inverno pode interagir com componentes mais lentos do sistema climático (o oceano, mais especificamente), deixando anomalias à superfície de grande persistência que, subseqüentemente poderão interagir em outras partes do ano, de forma significativa na evolução do sistema climático (CZAJA *et al.*, 2003; RODWELL, 2003).

A estrutura espacial do padrão NAO permanece muito similar ao longo do ano, contudo, tal não implica que este tenda a residir na mesma fase por muito tempo. Pelo contrário, é altamente provável que ele tenda a mudar duma fase para outra. O seu comportamento de longo prazo reflete assim, o efeito combinado do tempo de residência em alguma fase e a amplitude que apresenta (*adaptado de HURRELL et al.*, 2003).

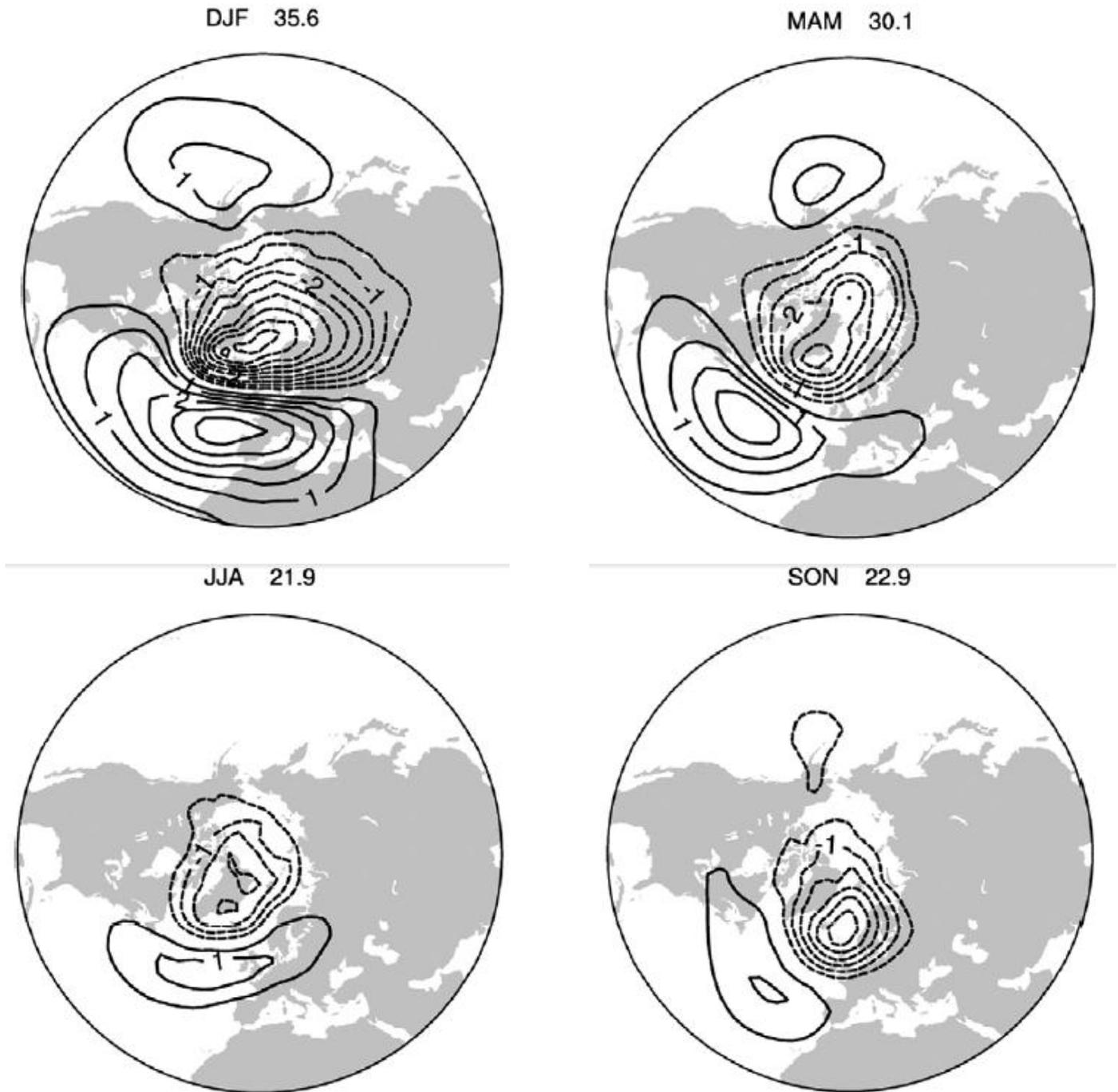


Fig. 6 – Funções Empíricas Ortogonais Condutoras (EOF's 1) da anomalia da pressão atmosférica sazonal ao nível médio do mar para o setor do Atlântico Norte (20°-70°N, 90°W-40°E) e percentagem do total de variância que elas explicam. Os padrões são exibidos em termos de amplitude (hPa) obtidos pela regressão das anomalias da pressão atmosférica hemisféricas, ao nível médio do mar, sobre a componente principal condutora da série temporal. O incremento das isolinhas é de 0.5 hPa e a isolinha correspondente a zero foi excluída. Os dados cobrem o período de 1958-2006 (*mais sobre este tipo de dados em TRENBERTH e PAOLINO, 1980*) (*extraído de HURREL e DESER, 2009*).

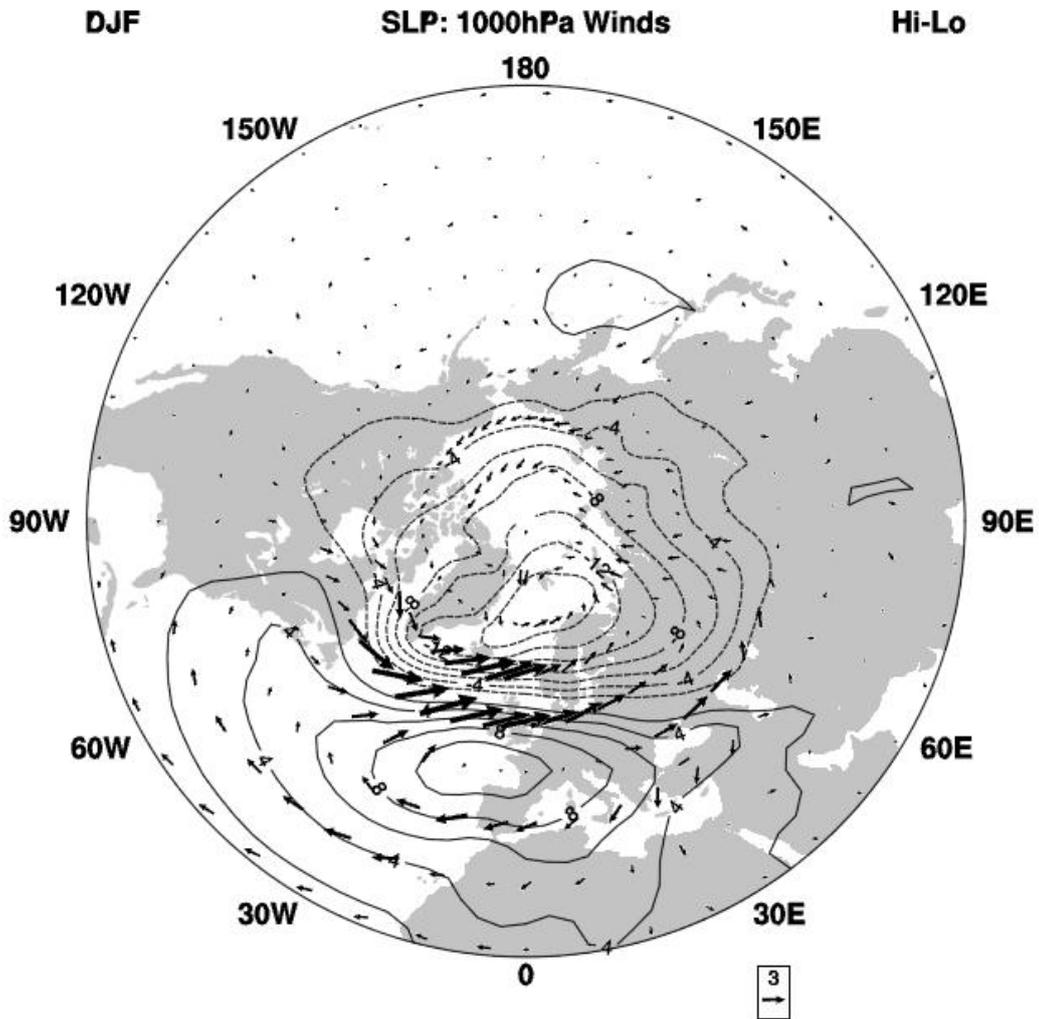


Fig. 7 – Diferença da pressão média ao nível do mar e vetor dos ventos aos 1000 hPa entre a fase positiva (*hi*) e negativa (*low*) do índice da NAO no Inverno boreal. Os compósitos são construídos com os dados do Inverno da Reanalise NCEP/NCAR de 1958-2001, quando a magnitude do índice NAO (definido como a componente principal da série temporal da pressão ao nível médio do mar da Função Empírica Ortogonal Condutora do setor Atlântico, tal como na **Fig. 6** e **12**) excede um desvio padrão. Assim, nove invernos estão incluídos em cada compósito. O incremento da pressão ao nível do mar é de 2 hPa, sendo os valores negativos indicados pelas isolinhas a tracejado. A isolinha zero foi excluída. O vetor de escala é 3 m s^{-1} . (extraído de HURREL *et al.*, 2003).

2.3.2.2 - Análise baseada em EOF's dos Campos de Pressão Atmosférica à Superfície no Hemisfério Norte – Ligação ao Modo Anelar do Hemisfério Norte

Uma deficiência bem conhecida das análises EOF é que os vetores diretores estão matematicamente construídos pelo constrangimento mútuo da sua ortogonalidade e maximização da variância sobre todo o domínio da análise (HURRELL *et al.*, 2003). Assim sendo, não existe qualquer garantia que eles representem fisicamente/dinamicamente modos do sistema climático (*Idem*). Uma análise EOF, por exemplo, não irá revelar de forma clara dois padrões que estão linearmente sobrepostos se esses padrões não forem ortogonais (*Ibidem*). Para além disso, os valores carregados pelo EOF não refletem o comportamento local dos dados: os valores de mesmo sinal em dois pontos espaciais diferentes num EOF, não implica que estes estão significativamente correlacionados (*Ibidem*). Tudo isto significa que os padrões estruturais de qualquer EOF devem ser interpretados com muita cautela (*p. ex.*, DOMMEGET e LATIF, 2002) (*Ibidem*). Este assunto tem vindo a ser o centro dum debate mais ou menos recente (DESER, 2000; WALLACE, 2000a; AMBAUM *et al.*, 2001), discutindo sobre se a NAO será ou não uma expressão regional dum modo de variabilidade de maior escala (hemisférica) conhecida como a AO (*Artic Oscillation* – Oscilação Ártica, já referida anteriormente) ou, ainda mais recentemente referida, como o Modo Anelar do HN (NAM – *Northern Hemisphere Annular Mode*; THOMPSON *et al.*, 2003).

A NAM é definida como a primeira EOF do HN (20°-90°N) no concernente aos dados da pressão atmosférica ao nível da superfície no Inverno (*mostrado na Fig.8 - campo direito, baseado numa matriz de variância cruzada*). Explica 23% da variância média do Inverno estendido (Dezembro a Março) e é evidentemente dominada pela estrutura da NAO no setor Atlântico (*baseado em HURRELL et al.*, 2003). Embora existam algumas diferenças subtis no padrão regional (**Fig. 8 – campo esquerdo**) sobre o Atlântico e o Ártico, a maior diferença é a grande amplitude das anomalias sobre o Pacífico Norte do mesmo sinal que as que ocorrem sobre o Atlântico. Isto dá à NAM uma estrutura quase anelar, isto é, zonalmente simétrica, que reflete uma balança meridional mais à escala hemisférica nas pressões atmosféricas ao nível da superfície entre as latitudes polares e médias (*Idem*).

Identificada primeiramente por LORENZ, (1951) em dados zonais médios e por KUTZBACH, 1970, WALLACE e GUTZLER, 1981 e TRENBERTH e PAOLINO, 1981 em dados em grelha, THOMPSON e WALLACE, 1998 e 2000, argumentaram que a

NAM é uma estrutura fundamental da variabilidade climática do HN e a NAO “regional” reflete a modificação do modo anelar por forçamentos zonalmente assimétricos, tais como a topografia geral e o contraste térmico entre a terra e o oceano. Outras discussões se seguiram, em que o modo anelar aparece como uma perspetiva crítica para entender os processos que dão origem às variações da NAM (ou da NAO) (WALLACE 2000a; HARTMANN *et al.*, 2000). Mas, por exemplo, embora o principal padrão de variabilidade no Inverno seja claramente anelar (ver **Fig. 9**), a anomalia da pressão atmosférica associada com este padrão está quase confinada aos setores Ártico e Atlântico, o que coincide, espacialmente, com a estrutura da NAO (*p. ex.*, DESER, 2000⁹). WALLACE, (2000b) reconhece que a NAO e a NAM (AO) são sinónimos, ou seja, que são nomes diferentes para a mesma variabilidade e não padrões de variabilidade diferentes. Refere ainda que, a diferença entre os termos é, se a variabilidade é interpretada como um padrão regional controlado por processos no setor Atlântico ou, se é um modo anelar onde a teleconexão mais forte está sobre o setor Atlântico. Com base em exemplos de TRENBERTH e HURRELL, (1994) e ZHANG *et al.*, (1997), WALLACE, (2000b) justifica que as únicas regiões onde a tendência total das pressões atmosféricas ao nível da superfície diferem substancialmente da variação explicativa dada pela AO, são no Pacífico Norte onde as variabilidades decenais tipo-ENSO são dominantes. THOMPSON *et al.*, (2003) apresentam uma visão geral das dinâmicas que governam o comportamento do modo anular, incluindo, uma discussão sobre os mecanismos pelos quais a variabilidade anular na estratosfera podem conduzir variações tipo-NAO no clima à superfície.

Dentre os argumentos para existência da NAM descritos por THOMPSON *et al.*, (2003), destacam-se os seguintes: i) o componente simétrico zonal da NAM é evidente na EOF condutora das altitudes geopotenciais e ventos, da superfície, à estratosfera, com a variabilidade na última região a ser dominada por um verdadeiro modo anular; ii) a forte similaridade da NAM com o padrão espacial de variabilidade de circulação do HS conhecido como o Modo Anular do Sul¹⁰ (SAM – *Southern Annular*

⁹ DESER, (2000) argumentou mesmo que a NAM não é um padrão de teleconexão, no sentido que, existem apenas correlações reduzidas entre os centros de médias latitudes do Atlântico e do Pacífico, tanto nas escalas intersazonais (mês-a-mês) como nas escalas interanuais. Para além disso, enquanto as flutuações interanuais na pressão atmosférica ao nível da superfície sobre os centros de ação do Ártico e do Atlântico são significativamente (negativamente) correlacionados (*ex.*, **Fig.5**), os centros de ação do Ártico e do Pacífico não são. Isto levou-a a concluir que o “carácter anular da AO é mais a reflexão do domínio do seu centro de ação ártico que qualquer outro comportamento coordenado dos centros de ação Atlântico e Pacífico” (*ver também* AMBAUM *et al.*, 2001).

¹⁰ Bem como o termo “Oscilação Antártica” (AAO – *AntArctic Oscillation*, em inglês), o Modo Anular do Sul (SAM), refere-se ao padrão já bem conhecido de ventos de oeste mais fortes (e mais fracos) nas amplas zonas latitudinais adjacentes (*ex.*, as latitudes médias e as latitudes subantárticas; as latitudes subtropicais e as latitudes médias). Este “modo de variação zonal” é a teleconexão dominante, da escala anual, à interanual (CARLETON, 2003). A SAM manifesta anomalias de grande escala na pressão atmosférica próxima à superfície, de forma que a Baixa (Alta) pressão sobre a Antártida (latitudes médias)

Mode, em inglês); iii) a “assinatura” da NAM nos perfis meridionais da variância mês-mês na circulação média zonal; iv) A NAM parece orquestrar o estado do tempo e o clima sobre todo o HN, não apenas no setor atlântico, em escalas de semanas a décadas. Este ponto de vista sugere claramente que a NAM reflete processos dinâmicos que transcendem o setor Atlântico. Esta visão não é, no entanto, universalmente aceita, no entanto (KERR, 1999).

Muitos argumentos reforçam a robustez e a relevância física do paradigma da NAO na variabilidade no HN (ver DESER, 2000 e AMBAUM *et al.*, 2001), mas WALLACE e THOMPSON, (2002) sugerem que a falta de teleconectividade entre os setores Atlântico e Pacífico é mesmo consistente com a NAM se o segundo modo apresentar um favorecimento a um comportamento “fora-de-fase” entre estes setores. Eles sugerem que este modo pode ser o PNA. Independentemente deste quadro, o ponto importante dos mecanismos físicos associados com o comportamento do modo anelar pode ser relevante para a compreensão da existência da NAO, obstante da robustez do paradigma NAM.

fortaleza (m) e resulte (m) em ventos de oeste mais fortes na região subantártica e vice-versa (*adaptado do artigo online de CARLETON, (2008) (consultado a 08/7/2012)*).

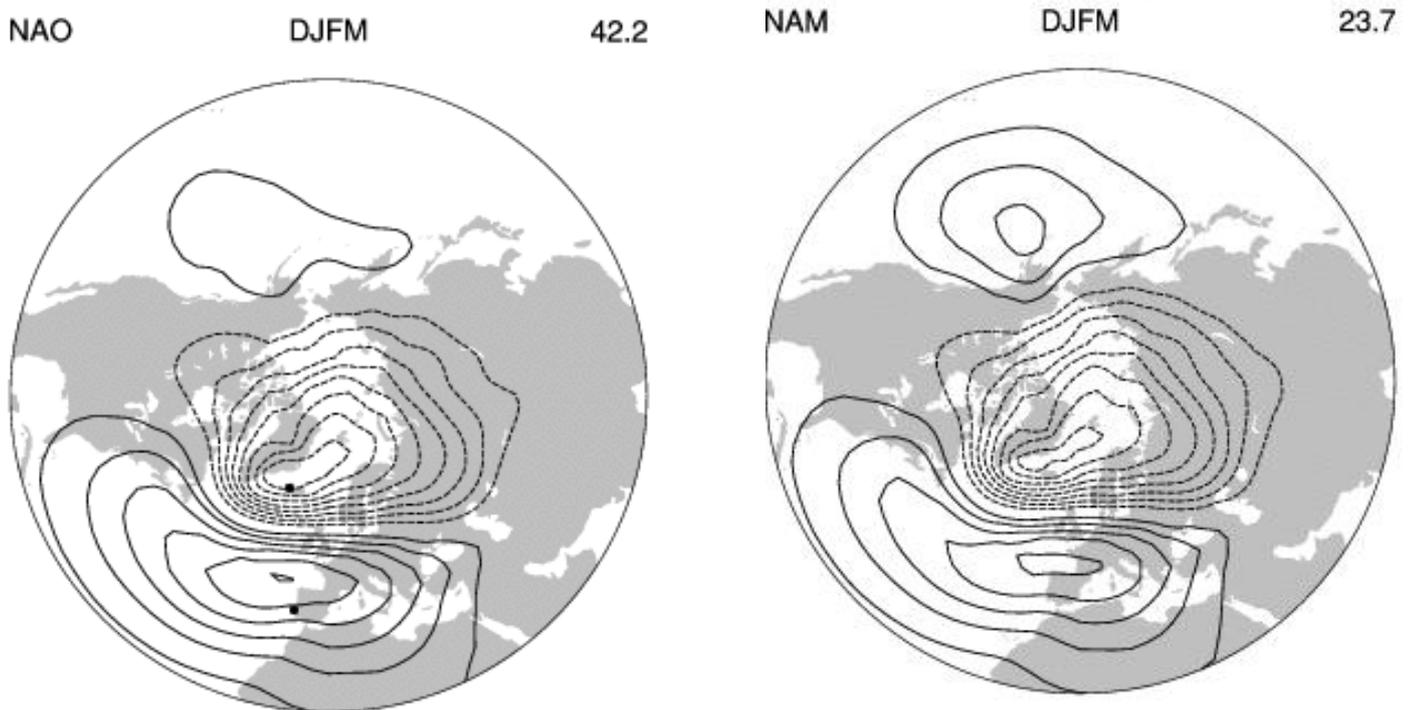


Fig. 8 – Função Empírica Ortogonal Condutora (EOF 1) das anomalias da pressão atmosférica média ao nível do mar para o Inverno estendido (Dezembro a Março) sobre o HN (campo direito) (20-90°N) e sobre o setor Norte Atlântico (campo esquerdo) (20°-70°N, 90°W-40°E) e percentagem da variância total que elas explicam. Os padrões estão exibidos em termos de amplitude (hPa), obtidos pela regressão das anomalias da pressão atmosféricas à superfície à escala hemisférica, sobre a componente principal condutora da série temporal. O incremento das isolinhas é de 0.5 hPa e a isolinha zero foi excluída. Os dados cobrem o período temporal de 1889-2012 (*mais sobre estes dados em* TRENBERTH e PAOLINO, 1980). Os pontos no painel esquerdo representam as localizações de Lisboa, Portugal e *Stykkishoulmur*, Islândia, usadas no Índice NAO baseado em estações (HURREL, *et al.* 1995) (*ver também Fig.13*) (*extraído do web site do NCAR-CDG - National Center for Atmospheric Research Staff (Eds.) a 08/7/2012*).

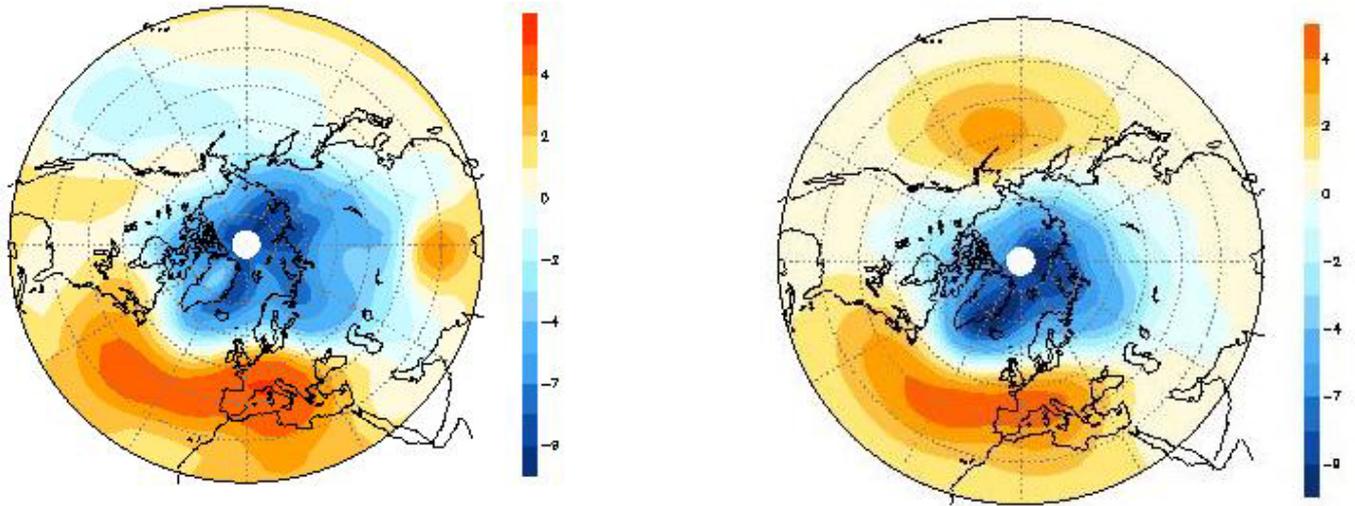


Fig. 9 – Tendência Linear (campo esquerdo) das pressões ao nível médio do mar em 30 anos (1968-1997) durante os meses de Janeiro a Fevereiro e contribuição filtrada da AO (hPa/30 anos) (campo direito) (extraído do artigo online de WALLACE, 2000b, a 9/7/2012).

2.3.2.3 - Análise baseada em Técnicas de *Clustering* do Campo de Pressão Atmosférica à Superfície no Atlântico Norte

A assinatura dinâmica da variabilidade no domínio Atlântico Norte também pode ser examinada através de abordagens não-lineares, tal como, a análise de *clusters* ou análise de componentes principais não-lineares (MONAHAN *et al.*, 2000; 2001). Resumidamente, as análises de *clusters* são uma técnica de estatística multivariada que agrupa conjuntamente os mapas de pressão atmosférica à superfície num número inferior de estados representativos (regimes) de acordo com um critério objetivo ou de similaridade (HURRELL e DESER, 2000). Por construção, a percentagem de ocorrência identificada pelos *clusters* soma 100¹¹.

HURRELL *et al.*, (2003) aplica o primeiro algoritmo a 100 anos para período Dezembro-Março (Inverno boreal estendido, 1900-2001 (**Fig.10**)) com os dados da pressão atmosférica à superfície a nível mensal, utilizando os procedimentos de CASSOU e TERRAY, (2001ab) que são baseados no algoritmo de *clustering* de MICHELANGELI *et al.*, (1995). Similarmente, também é apresentado o resultado do algoritmo a 57 anos para o Inverno boreal (Dezembro-Março, 1950-2006 (**Fig.11**)) calculado por HURRELL e DESER, (2009) que se baseia nos mesmos procedimentos (*contudo, com dados diários*), mas também nos de CASSOU *et al.*, (2004) ancorado, bem como o primeiro resultado, no algoritmo de *clustering* de MICHELANGELI *et al.*, (1995). As soluções apresentam, tal como seria de se esperar, robustez distinta entre os diferentes algoritmos e conjunto de dados de pressão atmosférica ao nível médio do mar utilizados. Contudo, nos algoritmos apresentados, os resultados são bastante similares devido às suas parecenças a nível de construção, apresentando porém, algumas diferenças, primordialmente por abordarem domínios temporais diferentes.

Desta feita, ambos os algoritmos são aplicados sobre o domínio Atlântico e identificam quatro regimes climáticos para o Inverno nas pressões ao nível da superfície (*ver Fig. 10 e 11*). O domínio atlântico a que são aplicados restringe-se aos 20°-70°N e aos 90°W-40°E. Dois dos regimes identificados correspondem à fase negativa e positiva da NAO, enquanto o terceiro e o quarto correspondem ao regime duma forte crista anticiclónica sobre a Escandinávia (o regime “Crista (*Ridge*)” da **Fig.10**, ainda mais visível na **Fig.11** como regime “de Bloqueio (*Blocking*)”) e, ao regime de vale depressionário sobre a Europa oriental-ocidental com trajeto meridional (o regime “Vale (*Trough*)” na **Fig.10** e “crista Atlântica (*Atl(antic) Ridge*)” bem visível na **Fig.11**). Este último apresenta alguma semelhança com o padrão de teleconexão

¹¹ Mais informações sobre a construção de análises de *clusters* podem ser encontradas em CASSOU *et al.*, (2004).

EA (já referido anteriormente). A percentagem de ocorrência é bastante sensível ao período de análise, refletindo que, a dominância de certos regimes sobre outros varia ao longo do tempo. Doravante, no período de 1900-2001, tanto o regime identificado como “Crista”, bem como, o identificado como sendo da fase NAO negativa, ocorrem à volta dos 30%, enquanto o regime identificado como sendo o da NAO positiva e o como sendo de “Vale”, em seus turnos, ocorrem perto dos 20% em todos os meses de Inverno (relembrando, de Dezembro a Março). Olhando para o período de análise de 1950-2006, apenas vemos que os regimes ocorrem todos no intervalo de frequência entre 20-30%, revelando algumas diferenças subtis, como a redução na frequência de ocorrência regime correspondente a fases NAO –, e aumento em regimes de NAO +, e redução do regime “Crista/ de Bloqueio”, e aumento no regime “Crista Atlântica/Vale”. Ambos os algoritmos podem revelar um deslocamento para Este dos centros de ação da NAO (em relação à perspetiva linear na evolução temporal entre as fases).

Assim sendo, em contraste ao típico padrão da NAO identificado por abordagens lineares (*p.*, *ex.*, **Fig. 5 e 6**), as assimetrias espaciais mais interessantes são a diferença na posição das anomalias da pressão atmosférica à superfície nas latitudes médias entre os dois regimes da NAO, em particular a mudança para Este (por ~30° de longitude) no regime positivo, em relação ao negativo e a grande diferença no centro do Norte na extensão para Noroeste das anomalias da pressão à superfície durante os meses de regime positivo da NAO (*baseado em HURRELL et al.*, 2003). Resultados similares, indicando uma não-linearidade da variabilidade da NAO, também podem ser encontrados quando a série temporal da PC (relembrando, abreviatura para Componente Principal em inglês) na EOF condutora para as pressões atmosféricas à superfície (como na **Fig.8**) é usada para definir e calcular a média conjuntamente com os índices negativos e positivos da NAO no Inverno (como os utilizados para construir a **Fig. 7**) (*Idem*).

Por fim, os resultados das análises dos regimes têm vindo sugerir que as mudanças longitudinais podem estar a surgir dum incremento preferencial do regime correspondente à fase positiva da NAO, que estão, mais intrinsecamente deslocados para Este, do que mudados estaticamente no concenrente aos centros de pressão Atlânticos. HILMER e JUNG, (2000) documentaram uma mudança para Este dos centros na variabilidade interanual da NAO no período de 1978-97 relativamente ao 1958-77 e postularam que tal mudança pode ter surgido na ocupação estatística dos modos fixos (*ver também LU e GREATBACH, 2002*) (*baseado em HURRELL e DESER, 2009*).

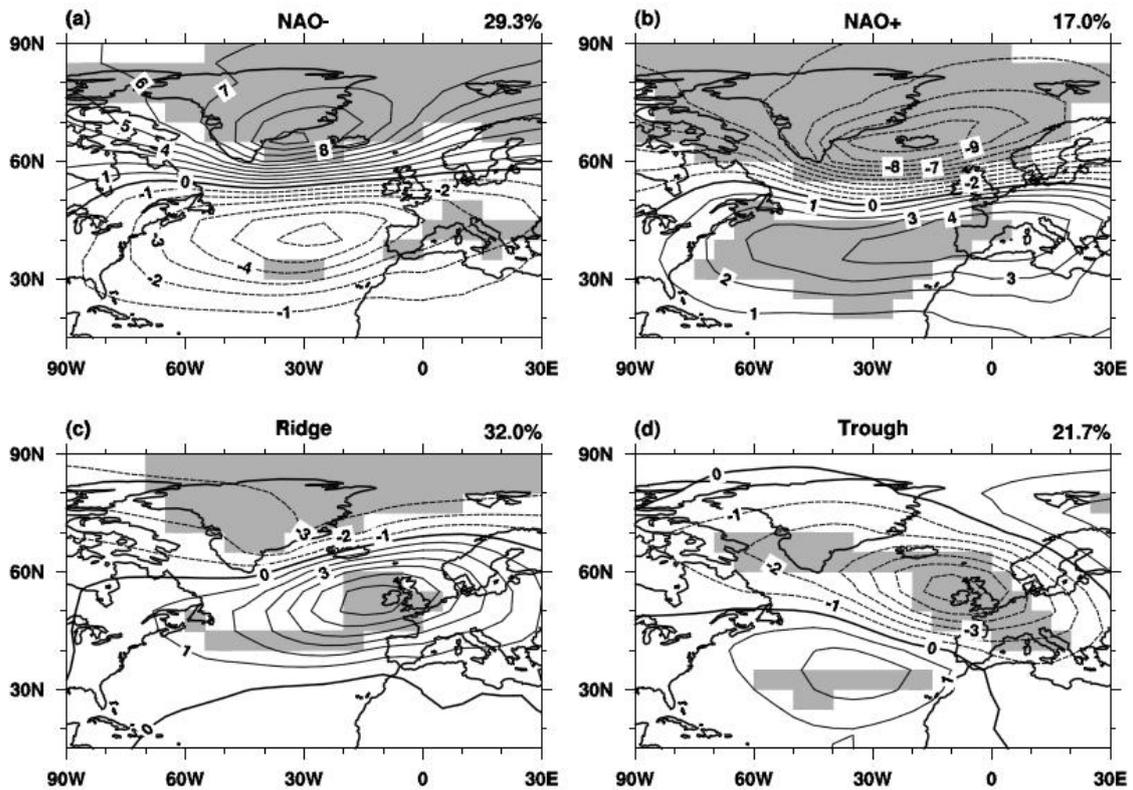


Fig. 10 – Regimes climáticos ao nível médio do mar (hPa) do Inverno boreal estendido sobre o domínio Norte Atlântico (20°-70°N, 90°W-40°E) com base nos dados mensais de 1900-2001. As áreas sombreadas correspondem a áreas onde o nível de confiança excede o nível dos 95% com base em estatísticas T e F (ver CASSOU, 2001c). A percentagem no canto superior direito de cada painel mostra a frequência de ocorrência de cada *cluster* durante todos os meses de Inverno desde 1900. O incremento das isóbaras é de 1 hPa (extraído de HURRELL *et al.*, 2003).

4 SLP Weather Regimes for NCEP (DJFM 1950-2006)

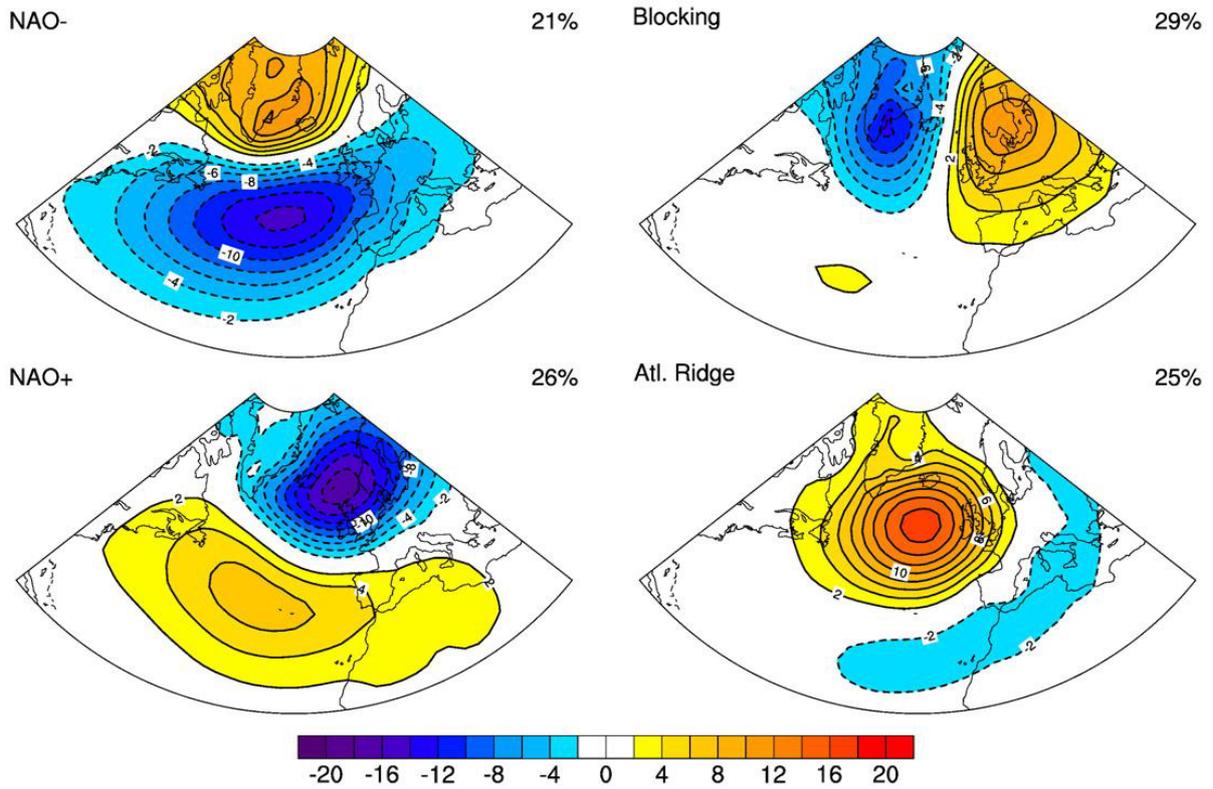


Fig. 11 – Regimes climáticos ao nível médio do mar (hPa) sobre o domínio Norte Atlântico (domínio espacial igual ao da **Fig.10**) com base nos dados diários de 1950-2006. A percentagem no canto superior direito de cada painel expressa a frequência de ocorrência de cada *cluster* durante todos os dias de Inverno desde 1950. O intervalo das isóbaras é de 2 hPa (*extraído de HURRELL e DESER, 2009*).

2.3.3 - Variabilidade Temporal da NAO

Uma vez que não existe uma forma de definir espacialmente a estrutura da NAO, também não há concordância universal dum índice para descrever a evolução temporal do fenómeno. WALKER e BLISS, 1932 foram os primeiros a construir um índice para a NAO, recorrendo a uma combinação linear das medições da pressão à superfície e temperatura de estações meteorológicas em ambos os lados da bacia do Atlântico. Em meados do século XX, tornaram-se populares os chamados “índices zonais cíclicos” (NAMIAS, 1950; LORENZ, 1951 entre outros). Estes índices caracterizam as variações na força dos ventos de oeste à superfície por relação com a média zonal das médias latitudes, e assim, refletem de forma abrangente as variações da NAO (WALLACE, 2000a; STEPHENSON *et al.*, 2003). Muitos investigadores europeus introduziram vários índices, todos também muito relacionados com a NAO mas, regra geral, não muito conhecidos (*ver* STEPHENSON *et al.*, 2003). Um exemplo é o “*westerly index* (índice dos ventos de oeste)” de LAMB, 1972, associado com um conjunto de tipos de circulação relevantes para o clima do Reino Unido que tem vindo a ser utilizado até recentemente (*comunicação pessoal de C. FOLLAND cit. in* HURRELL *et al.*, 2003).

Exemplos de antigos índices NAO baseados em registos instrumentais de estações individuais junto aos centros de ação da NAO existente são os de ROGERS, 1984, HURRELL, 1995a, JONES *et al.*, 1997 e SLONOSKY e YIOU, 2001. Exemplos também mas, com base em análises de dados de pressão atmosférica à superfície em grelha são de PORTIS *et al.*, 2001 e LUTERBACHER *et al.*, 2002 (*ver* JONES *et al.*, 2003). Note-se que uma das maiores vantagens na utilização da maior parte destes índices é a sua extensão, que pode remontar a meados do século XIX. JONES *et al.*, 2003 apresentaram mesmo um índice para a NAO baseado em dados instrumentais de Paris e Londres que remontam até por volta do final do século XVII.

Uma desvantagem dos índices baseados em estações é que estas estações estão fixas no espaço e, visto que, os centros de ação da NAO encontram-se em movimento através do ciclo anual (*rever* Fig.6), tais índices só conseguem captar a variabilidade da NAO adequadamente durante algumas partes do ano (HURRELL e VAN LOON, 1997; PORTIS *et al.*, 2001 e JONES *et al.*, 2003). Para além disso, as pressões atmosféricas de estações singulares são afetadas significativamente por fenómenos meteorológicos transitórios de pequena escala não relacionados com a NAO e assim contêm algum “ruído” (*ver* TRENBERTH, 1984). HURRELL e VAN LOON, 1997 mostraram que, por exemplo, a proporção de ruído nos sinais de índices

da NAO utilizados comumente no Inverno pode chegar perto de 2.5 unidades, contudo, durante o Verão este valor pode cair para perto de uma unidade apenas.

Uma vantagem da abordagem do método das componentes principais das séries temporais é que tais índices são melhores representações do padrão espacial da NAO por inteiro, mas como já fora referido, estes têm uma grande limitação no concernente às suas janelas temporais pois como dependem de dados em grelha, apenas podem ser calculados para partes do século XX, dependendo da origem dos dados. OSBORN *et al.*, 1999, WALLACE, 2000a, WANNER *et al.*, 2001, PORTIS *et al.*, 2001, JONES *et al.*, 2003, HURRELL *et al.*, 2003 e HURRELL e DESER, 2009 apresentam comparações quantitativas entre vários índices da NAO e outros relacionados com esta (como o da NAM). PORTIS *et al.*, 2001 e JONES *et al.*, 2003 apresentam comparações para todas as estações do ano. Os outros autores concentram-se mais no Inverno, tal como será feito seguidamente com base principalmente em HURRELL *et al.*, 2003 e HURRELL e DESER, 2009.

2.3.3.1 – Séries Temporais

Em 1984, ROGERS simplificou o índice NAO definido por WALKER e BLISS em 1932, examinando a diferença das anomalias da pressão atmosférica à superfície normalizadas entre Ponta Delgada, nos Açores e Akureury, na Islândia, sendo que a normalização é utilizada como recurso para que as séries temporais não sejam dominadas pela maior variabilidade na estação do norte (*p. ex.*, a **Fig.4**¹²) (HURRELL *et al.*, 2003). Em 1995, HURRELL (a) analisou importantes modos conjugados de variabilidade durante o Inverno das pressões atmosféricas e temperaturas à superfície sobre o setor Atlântico e concluiu que a estação nodal do Sul, Lisboa representa melhor as variâncias relacionadas com a NAO (*ex. na Fig.8*). Com a utilização de Lisboa também foi possível estender um pouco mais no tempo os índices NAO para 1864. JONES *et al.*, (1997) demonstrou subsequentemente que um índice adequado poderia ser obtido recuando ainda mais no tempo, mais precisamente para 1821, com os dados da estação de Gibraltar. Em 2003 JONES *et al.*, acaba por mostrar que estes índices estão todos altamente correlacionados com as escalas temporais interanuais e de longo termo mas, que a escolha da estação do sul faz alguma diferença. Contrariamente, a localização específica da estação do Norte (dentre as estações da Islândia) não é tão crítica, uma vez que, a variabilidade temporal sobre esta região é

¹² A normalização das anomalias da pressão atmosférica à superfície de cada estação é feita pela divisão da média sazonal da pressão atmosférica à superfície pelo desvio padrão da média da mesma variável a longo prazo (1864-1983) (*adaptado do web site do NCAR-CDG - Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds.) a 12/07/2012*).

muito maior que a variabilidade espacial (HURRELL *et al.*, 2003). De acordo com HURRELL e VAN LOON, 1997, por exemplo, as anomalias da pressão atmosférica de Dezembro a Março entre as estações de *Stykkishoulmur* e *Akureyri* apresentam uma correlação positiva quase perfeita em 0.98.

A média de Inverno (Dezembro-Março) da NAO baseada em estações de HURRELL, 1995 (a) é demonstrada na **Fig.12** (painel superior). Os valores positivos do índice indicam ventos de oeste mais fortes que a média sobre as médias latitudes (HURRELL e DESER, 2009). O índice baseado em estações apresenta elevada concordância com o dado pela Componente Principal 1 das pressões atmosféricas à superfície sobre o setor Atlântico, sendo que, o coeficiente de correlação entre os dois é de 0.92 sobre o período comum de 1899-2005, indicando que os índices baseados em estações representam adequadamente a variabilidade da NAO na média do Inverno na sua estrutura espacial (*Idem*). Para além disso, ele correlaciona bem com o índice da NAM (**Fig. 12 - painel inferior**, em 0.85), enquanto a correlação entre a PC 1 da série temporal da NAO e da NAM apresentam uma correlação entre eles de 0.95 (*Ibidem*). Tais resultados enfatizam mais uma vez que a NAO e a NAM refletem essencialmente o mesmo padrão de variabilidade troposférica (*Ibidem*). Quando as anomalias intersazonais são consideradas através do agrupamento dos meses de Inverno individualmente, o coeficiente de correlação entre as duas PC 1 das séries temporais, reduz levemente para 0.89 mas, as correlações envolvendo os índices baseados em estação permanecem sem qualquer modificação (HURRELL *et al.*, 2003).

Uma conclusão importante da **Fig. 12** é que há uma evidência pequena que a NAO pode variar em qualquer escala temporal preferencial. Grandes mudanças podem ocorrer não só dum Inverno para o outro, mas também dentro dum Inverno em particular (*ver também*, todos os painéis da **Fig. 13**, **Fig. 14** e **painel superior da Fig. 15**) (NAKUMURA, 1996; FELDSTEIN, 2000 *cit. in* HURRELL *et al.* 2003). Este facto é consistente com a noção que a maior parte da variabilidade da circulação atmosférica na forma da NAO surge de processos internos da atmosfera (*ver Mecanismos da NAO – 2.2.2.2.4*; HURRELL *et al.*, 2003; THOMPSON *et al.*, 2003), em que diferentes escalas do movimento interagem umas com as outras para produzir variações aleatória (assim sendo, imprevisíveis) (HURRELL *et al.*, 2003).

Existem, contudo, períodos anómalos de padrões de circulação tipo NAO que persistem por um número considerável de Invernos consecutivos. Por exemplo, no Atlântico subpolar, as pressões atmosféricas à superfície apresentaram uma tendência para serem anormalmente baixas durante o Inverno desde a mudança para o século XX até mais ou menos 1930 (Índice NAO positivo – *ver Fig. 12* e campos **esquerdo** e

direito do segundo painel da Fig. 13), enquanto os anos 60 foram caracterizados por uma pressão atmosférica à superfície anormalmente alta e Invernos extremamente severos desde a Groelândia até toda a Europa do Norte (Índice NAO negativo – *ver Fig. 12 e campos esquerdo e direito do segundo painel da Fig. 13*) (VAN LOON e WILLIAMS, 1976; MOSES *et al.* 1987 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003). Uma mudança vertiginosa ocorreu do índice mínimo nos últimos anos dos anos 60 para um índice NAO muito forte do início a meados dos anos 90 (mudança da NAO negativa para a positiva – *ver, Idem*) (o enunciado para a variabilidade da NAO no Inverno boreal (e boreal estendido) ao longo do século transato também pode ser visto com algumas cautelas para a variabilidade média anual (**Fig. 13 – painel superior**)) (*adaptado de HURRELL et al.* 2003). Seja esta variabilidade de baixa frequência (interdecenal) da NAO originada pela interação da atmosfera do Atlântico Norte com outros componentes de variabilidade mais lenta do sistema climático, tal como o oceano (CZAJA *et al.*, 2003; VISBECK *et al.*, 2003), ou seja, esta variabilidade apenas um retrato de variações a escalas mais amplas, no período relativamente curto de registos instrumentais que simplesmente refletem uma amostra finita de processos aleatórios (CZAJA *et al.*, 2003) conduzidos inteiramente pela dinâmica atmosférica (THOMPSON *et al.*, 2003); ou ainda, por fim, seja que a recente tendência reflita a influência humana no clima (GILLET, *et al.*, 2003), são relações de causalidade muito questionáveis, pelo que serão brevemente abordadas, mais adiante neste trabalho nos Mecanismos da NAO (2.2.2.4) com base na investigação dos vários autores dentro do debate.

Outra perspectiva do histórico de ocorrência da NAO é dada pela ocupação do índice num determinado sinal e seus respetivos regimes (HURRELL *et al.*, 2003) e/ou dos regimes “de Bloqueio” e “Crista Atlântica” (HURRELL e DESER, 2009) (**Fig. 14** para o primeiro caso e, **Fig. 15** no segundo). Para a perspectiva de HURRELL *et al.*, (2003), calculou-se o número de meses de todos os Invernos (Dezembro a Março) em que um ou ambos os regimes NAO ocorreram (*de acordo com a Fig. 10*). Fica claro que, em comparação com índices mais convencionais, a variabilidade interanual é bem evidente e existem mesmo períodos em que um regime NAO ocorre quase pela exclusão do outro. Exemplifiquem-se os anos 60, em que poucos regimes NAO positivos são encontrados, ao passo que, poucos regimes negativos são encontrados mais recentemente. Este quadro é mais ou menos consistente com os índices expressos na **Fig. 12**, e bastante consistente com a tendência de aumento desse índice nas últimas décadas, acompanhado pela mudança dos centros de ação da NAO para Este (*na perspectiva da Fig. 10*; HILMER e JUNG, 2000; LU e GREATBACH, 2002).

A análise dos regimes também ilustra outros aspetos importantes. Em primeiro lugar, que há um elevado número de variações dentro da mesma estação do ano de circulações atmosféricas no Atlântico Norte. A maior parte dos Invernos não é mesmo dominado por um regime particular de circulação. Mais, as anomalias dessa circulação de um mês para outro podem mesmo assemelhar-se com a fase positiva do índice NAO, enquanto no outro, podem assemelhar-se com a fase negativa, ou ainda, com outro padrão conjuntamente (*rever Fig. 14 e Fig.15*, especialmente). Segundo a **Fig. 14**, nos registos de ~ 100 anos, apenas quatro Invernos podem ser classificados na totalidade como negativos e apenas dois têm mais que dois meses classificados como positivos (curiosamente em sequência, nos anos de 1989 e 1990). Existem ainda, de acordo com a mesma figura, nove Invernos em que nenhum regime da NAO pôde ser identificado em qualquer mês. Tal leva-nos ao segundo ponto, e a referir a perspectiva de HURRELL e DESER, 2009 quanto ao índice dado pela ocupação não apenas pelos regimes NAO mas também os regimes “Bloqueado” e “Crista Atlântica”. Portanto, embora a NAO seja o padrão de variabilidade de circulação atmosférica no Atlântico Norte, ele explica apenas uma fração do total de variação e a maior parte dos Invernos não pode ser caracterizada por padrões canónicos do padrão NAO patentes nas **Fig. 6 e 8**.

Desta feita, na perspectiva deste “índice de ocupação” de regimes mais atualizado de HURRELL e DESER (2009) calculou-se a frequência de ocorrência de cada regime (NAO +, NAO -, “Bloqueado e “Crista Atlântica”) em unidades do número de dias em que cada regime esteve presente em todos os Invernos (Dezembro-Março). As conclusões da análise deste índice são muito semelhantes ao “índice de ocupação” de HURRELL *et al.*, (2003) dado até ao ano 2000. Contudo, embora inicie 50 anos mais tarde que o primeiro, incorpora também 6 anos depois do ano de 2000, o que permitiu os autores verificarem que desde 2001, por exemplo, a maior parte dos dias de Inverno, até ao final do período do índice, foram caracterizados sobre o Atlântico Norte por terem anomalias de circulação que projetam mais os padrões de “Crista Atlântica” ou “de Bloqueio” que qualquer fase da NAO (*rever Fig. 15*). Para além disso, numa forma geral, o mesmo número de dias com índice NAO positivo e negativo ocorre no mesmo período. Tal é consistente com os “pequenos” valores médios dos índices NAO no Inverno (**Fig. 12 e campos esquerdo e direito do segundo painel da Fig. 13**).

Por fim, ainda sob a perspectiva que a NAO só explica uma fração do total de variância da variabilidade atmosférica sobre o Atlântico Norte, retrocedendo no tempo, olhando para o índice de ocupação de HURRELL *et al.*, 2003, uma diferença notável entre o histórico temporal da ocorrência de regimes NAO e os índices mais

convencionais da NAO ocorre no início do século XX. Todos os índices convencionais têm valores genericamente positivos de 1900 até mais ou menos 1930 (**Fig. 12**; **campos esquerdo** e especialmente o **direito** do **segundo painel** da **Fig. 13**). Contudo, os regimes de “Crista” (equivalente a “Bloqueado” de HURRELL e DESER, 2009) e “Vale” (equivalente a “Crista Atlântica” dos mesmos autores) foram mais dominantes que os regimes NAO sobre este período (os autores chegam a tal conclusão por dedução devido às baixas taxas de ocupação na **Fig. 14**¹³). Este quadro é consistente com VAN LOON e MADDEN, 1983 que mostraram que o início do século XX foi caracterizado por um deslocamento para Sul da variação máxima das pressões atmosféricas à superfície do mar *Irminger* para perto da Irlanda. Então, concluindo pelo facto que o regime “Crista” se projeta sobre a fase positiva da NAO (**Fig. 9** e também a **10** para o regime equivalente) ajuda a explicar os índices convencionais mais altos mas, também avisa que reduzir a complexidade sobre a circulação atmosférica do Atlântico Norte por um simples índice pode ser enganosa (*adaptado de HURRELL, et al., 2003*).

¹³ Mais discussão sobre o tema em CASSOU, (2001c).

SLP-based Indices (Dec-Mar)

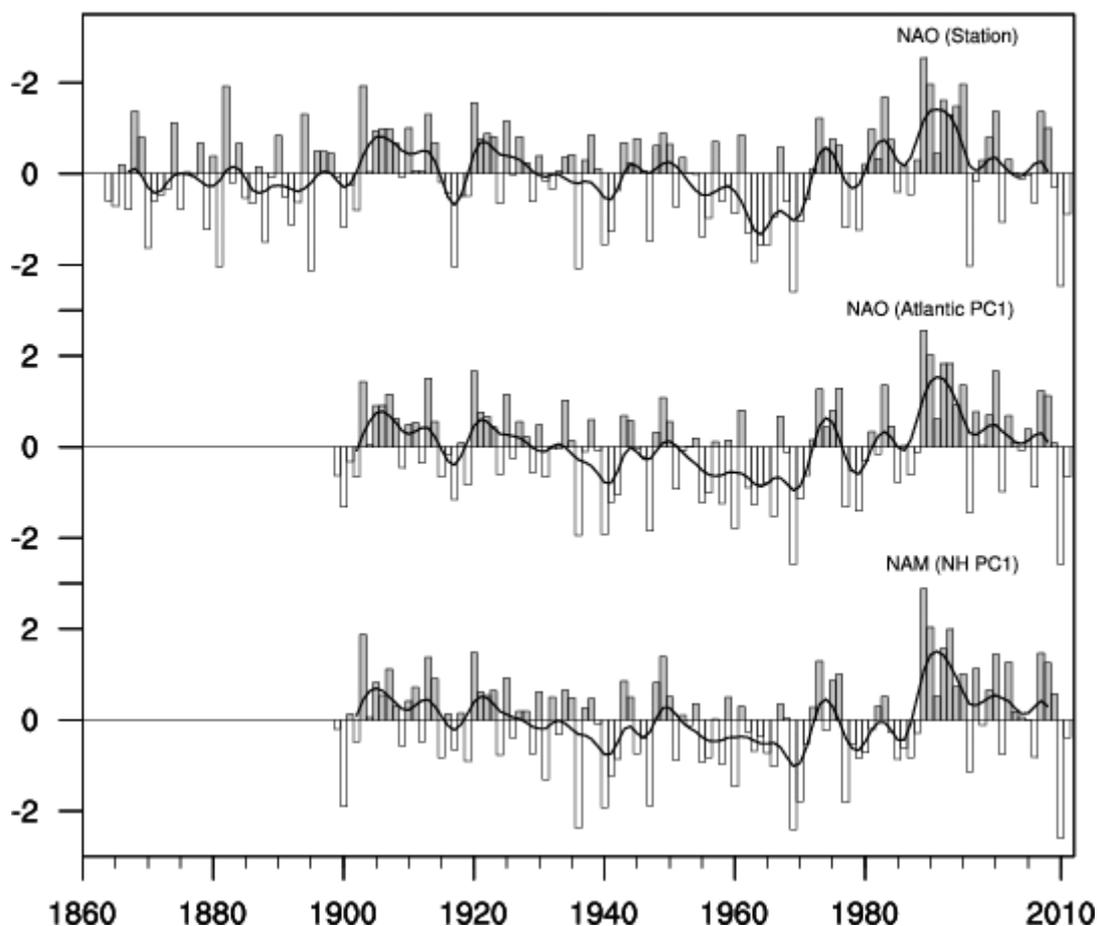
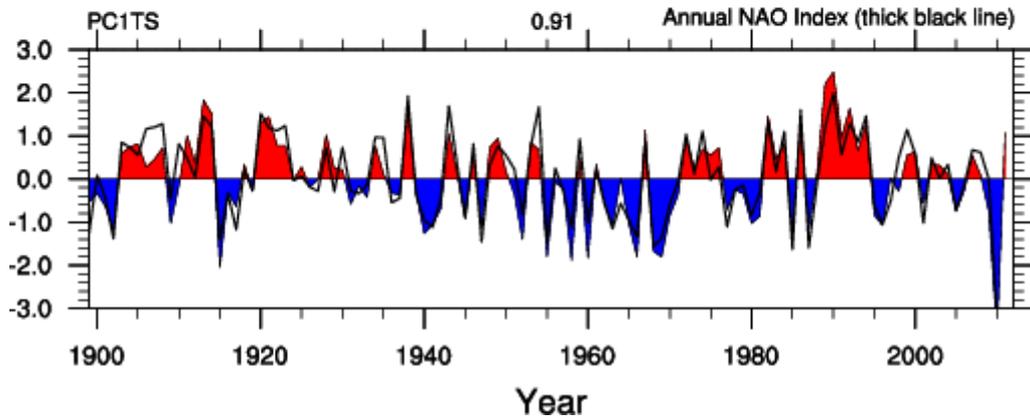
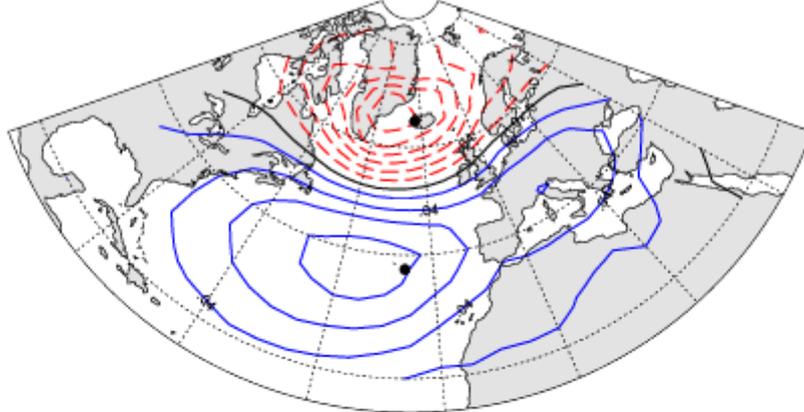
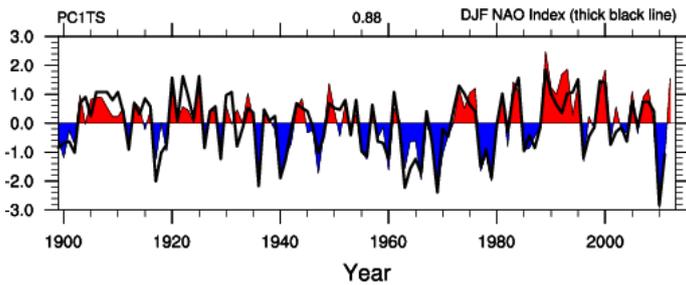
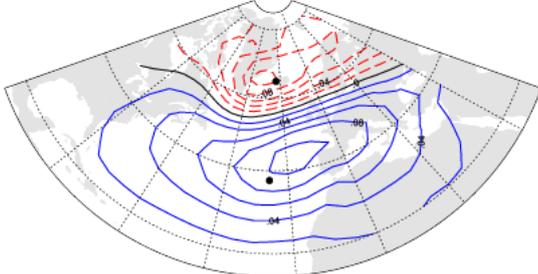


Fig. 12 – Índices normalizados da média de Inverno da NAO (Dezembro a Março) construídos a partir dos dados da pressão atmosférica ao nível médio do mar. No painel superior está o índice que se baseia na diferença normalizada das pressões ao nível do mar entre Lisboa e *Stykkishoulmur/Reykjavik* de 1864 a 2011 (normalização descrita na nota de rodapé 6); No painel intermédio está o índice da componente principal da série temporal da EOF condutora da pressão ao nível do mar no setor Atlântico (como no campo esquerdo da **Fig. 8** e no campo direito do segundo painel da **Fig. 13**). No painel inferior, o índice corresponde à componente principal da série temporal da EOF condutora das pressões atmosféricas ao nível do mar do HN (como no campo direito da **Fig.8**). As linhas sólidas representam os índices suavizados para a remoção da flutuação em períodos inferiores a 4 anos. O ano indicado corresponde ao Janeiro da estação invernal (extraído do web site do NCAR-CDG - *National Center for Atmospheric Research Staff (Eds.)* a 14/7/2012).

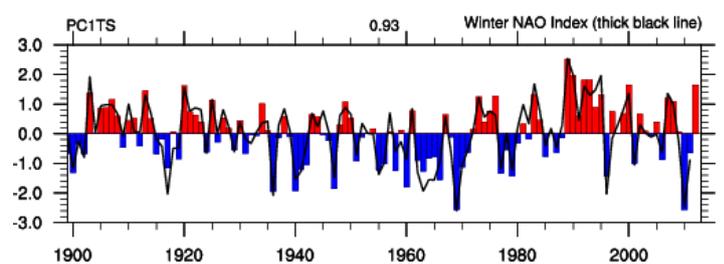
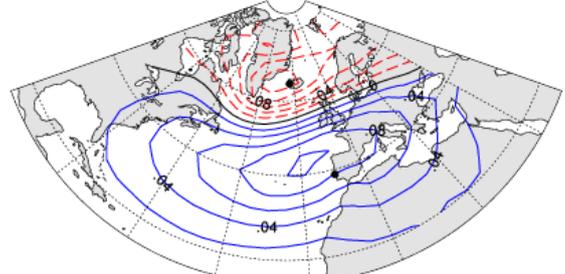
Var. = 32.58 EOF1 SLP Annual 1899-2011



Var. = 39.44 EOF1 SLP DJF 1899-2012



Var. = 42.22 EOF1 SLP DJFM 1899-2012



Impactos da NAO nos regimes fluviais dos rios Vouga e Mondego

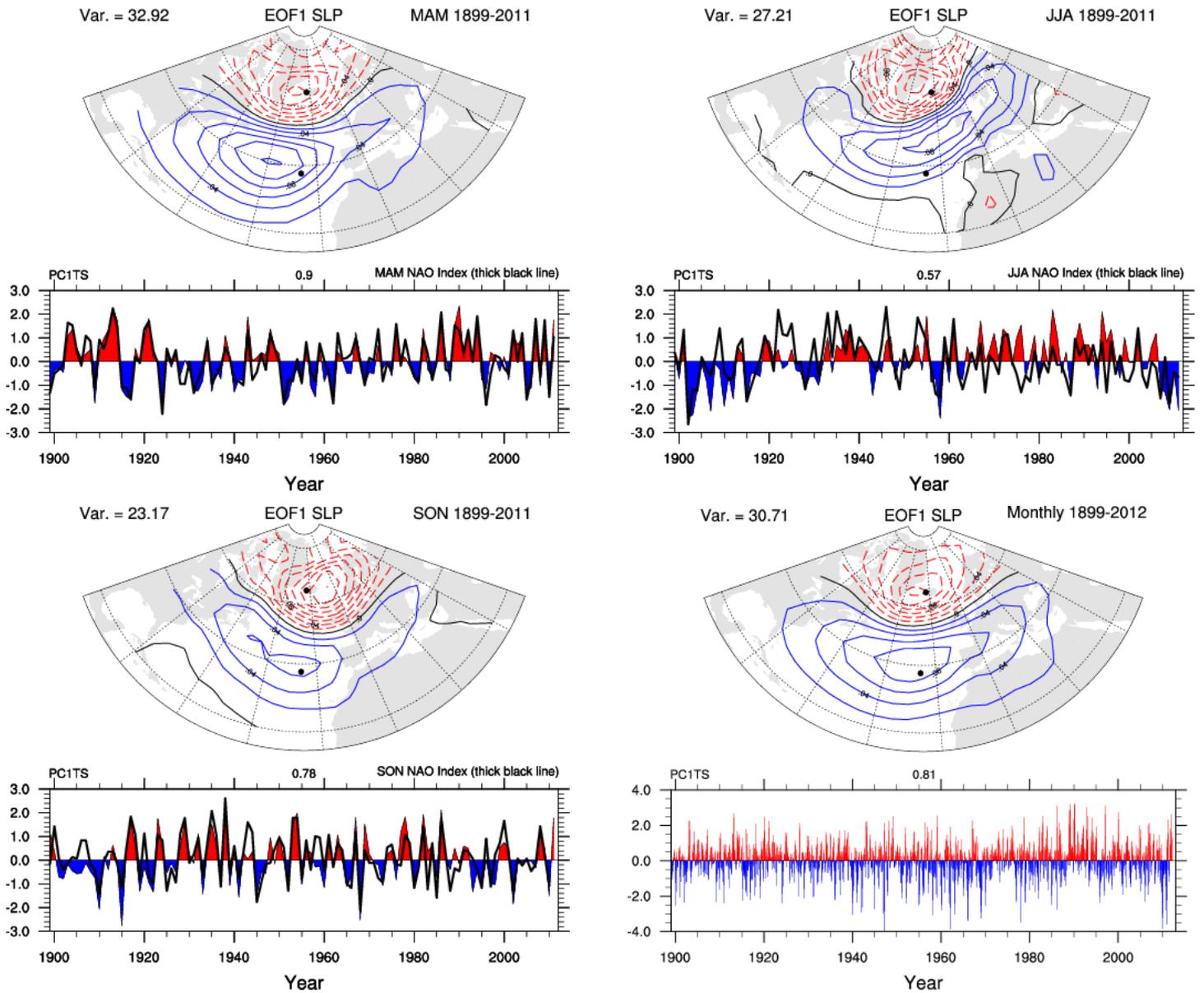


Fig. 13 – As componentes principais das series temporais das EOF's condutoras para as anomalias das pressões atmosféricas ao nível médio do mar sobre o setor Atlântico (20-80°N e 90°W-40°E) para, **todo o ano** (1899 – 2011 - **painel superior**), para o **Inverno boreal** (Dezembro a Janeiro) (1899 – 2012 - **campo esquerdo do segundo painel**), para o **Inverno boreal estendido** (Dezembro a Março) (1899 - 2012 - **campo direito do segundo painel**), para a **Primavera boreal** (Março a Maio) (1899 – 2011 - **campo esquerdo do terceiro painel**), para o **Verão boreal** (Junho a Agosto) (1899 – 2011 - **campo direito do terceiro painel**), para o **Outono boreal** (Setembro a Novembro) (1899 – 2011 - **campo esquerdo do painel inferior**) e para **todos os meses do ano individualmente** (1899 – 2012 - **campo direito do painel inferior**). Por baixo de cada cartograma (EOF) exibe-se o índice da série temporal correspondente dado por esta a cores, e o índice equivalente baseado em estações é dado pela linha preta sólida (quando há). A correlação entre a PC e o índice baseado em estações encontra-se por cima de cada caixa de gráfico ao centro. Os pontos pretos nos cartogramas mostram a localização das estações usadas para calcular o índice baseado em estações e a percentagem da variabilidade atmosférica explicada por cada EOF encontra-se no canto superior esquerdo de cada uma (*extraído do web site do NCAR-CDG - Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012.*

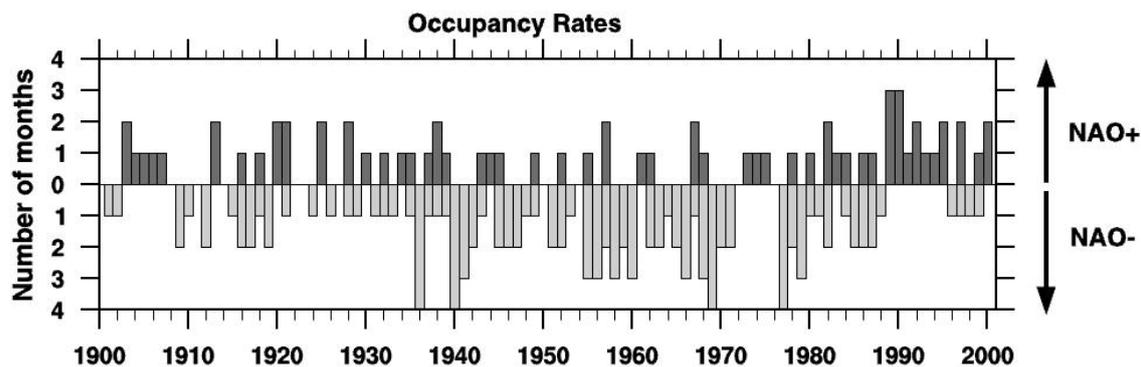


Fig. 14 – O histórico temporal da ocorrência de regimes NAO (campos a e b do painel superior da Fig. 10) de 1900-2000. As barras verticais mostram o número de meses de cada Inverno (Dezembro-Março) que cada regime esteve presente. O ano indicado corresponde ao Janeiro de cada estação invernal (*extraído de HURRELL, et al., 2003*).

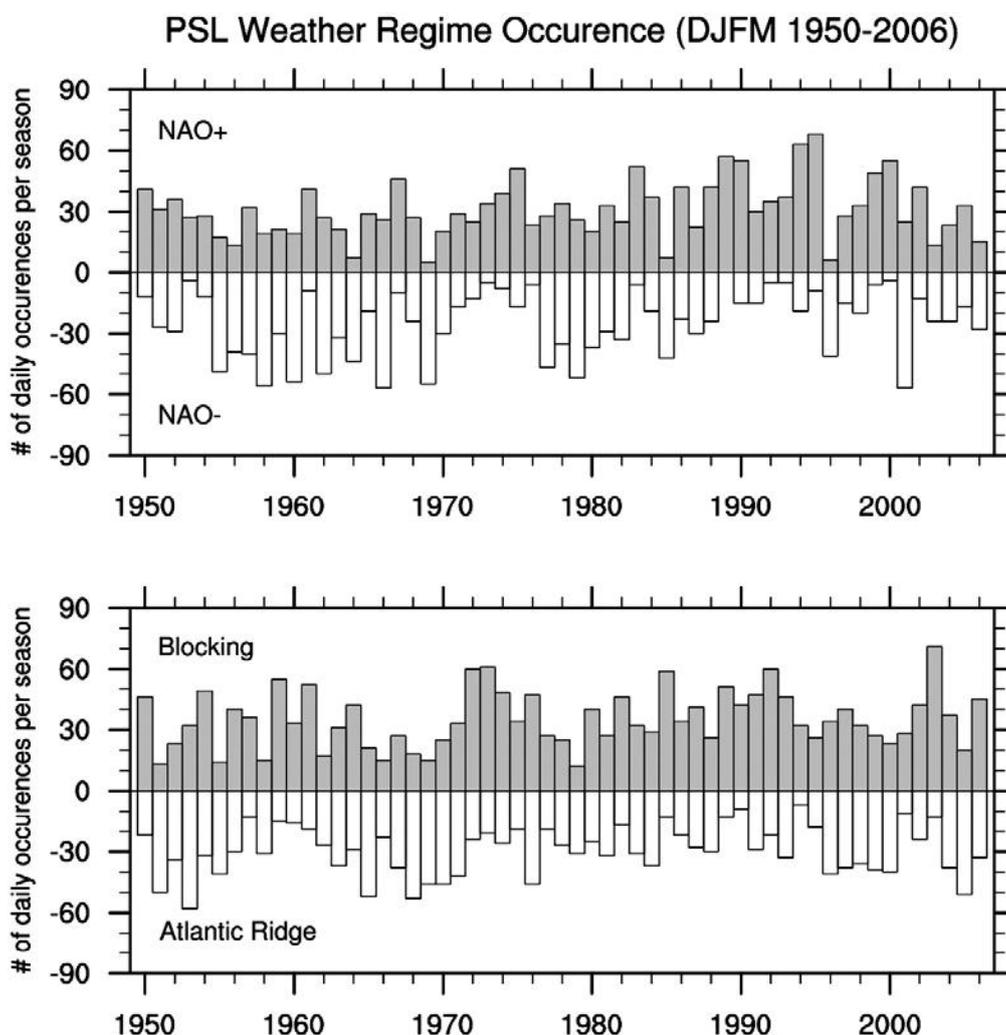


Fig. 15 – O histórico temporal da ocorrência de regimes NAO, “Crista Atlântica (*Atlantic Ridge*)” e “de Bloqueio (*Blocking*)” (ver Fig. 11) de 1950-2006. As barras verticais mostram o número de dias em cada Inverno (Dezembro-Março) que cada regime esteve presente. O ano indicado corresponde ao Janeiro de cada estação invernal (*extraído de HURRELL e DESER, 2009*).

2.3.3.2 – Ciclos de Funcionamento

Para o estudo dos ciclos de funcionamento da NAO, muitos autores recorreram à análise espectral, que é utilizada para quantificar periodicidades em séries temporais e para ganhar percepções dos processos dinâmicos associados, por exemplo, nos modos de variabilidade climática. Vários autores, utilizando diferentes técnicas, examinaram o espectro de potência¹⁴ dos índices da NAO (*revisão em GREATBATCH, 2000 e WARNNER et al., 2001*).

Olhando para a **Fig. 12**, uma das maiores conclusões é que não é evidente que NAO varie com periodicidades bem definidas. O resultado do espectro de potência do índice NAO na média invernal¹⁵ é ligeiramente “vermelho”, com a potência a aumentar com o período. Isto revela que algo aumentou a variabilidade em períodos quási-bienais, *deficits* na potência em períodos de 3 a 6 anos e um ligeiro aumento na potência entre as bandas dos períodos de 8-10 anos mas sem picos significativos (*adaptado da análise de HURRELL et al., 2003*).

FELDSTEIN, (2000) examinou as características espectrais da NAO recorrendo a dados diários e concluiu que a sua evolução temporal é largamente consistente com um processo estocástico (de MARKOV ou autorregressivo de primeira ordem) com um tempo fundamental de 10 dias, ou seja, as flutuações observadas a escalas temporais interanuais e mais longas (*de acordo com a Fig.16*) podem ser inteiramente o resto da variabilidade do enfraquecimento energético (HURRELL *et al.*, 2003).

Num “paradigma do ruído climático” (LEITH, 1973 e MADDEN, 1976), a variabilidade da NAO é totalmente levada a cabo por processos climáticos intrínsecos da atmosfera (THOMPSON *et al.*, 2003), pois se a variabilidade interanual surge primordialmente de restos dum “ruído climático”, o papel dos forçamentos exteriores, como o do oceano, não pode ser totalmente excluído (FELDSTEIN, 2000). 60% da variabilidade interanual da NAO sobre a última metade do século XX é um excesso do que seria esperado se toda a variabilidade interanual fosse devido a processos estocásticos intersazonais (HURRELL *et al.*, 2003). CZAJA *et al.*, (2003) chegaram a uma conclusão semelhante, argumentado que o oceano pode modelar a variabilidade da NAO em escalas interanuais e mais longas, notando que, as análises espectrais dos índices dinâmicos da NAO, como da **Fig. 16**, não são os melhores para detetar o impacto do oceano.

¹⁴ Periodicidade energética.

¹⁵ De acordo com espectro visível do espectro eletromagnético.

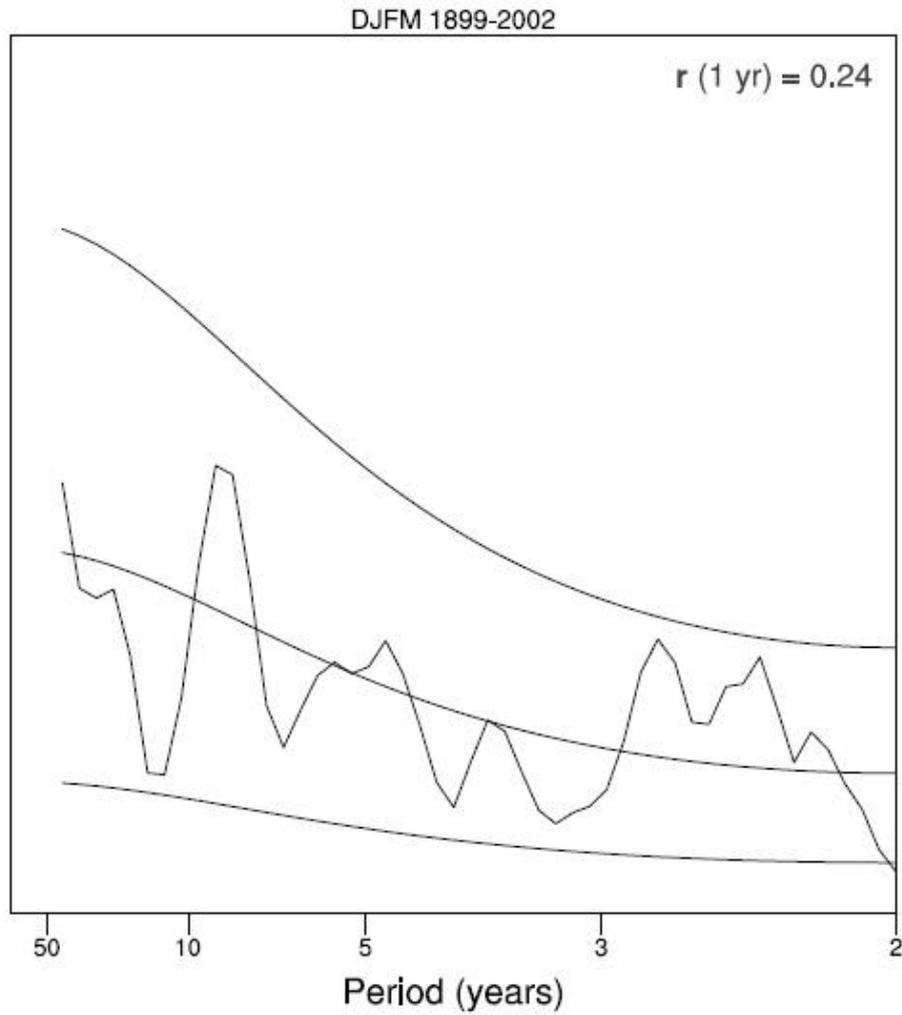


Fig. 16 – Espectro de Potência da média invernal (Dezembro-Março) do índice NAO de 1899-2002, definido como o **painel médio** da **Fig. 12**. Também é mostrado o espectro do “ruído vermelho” correspondente com o mesmo desfasamento do coeficiente de autocorrelação (0.24) com os limites de confiança de 5 e 95% (*extraído de HURRELL et al., 2003*).

2.3.4 – Mecanismos da NAO

Embora haja indicações inquestionáveis que a NAO é um modo de variabilidade interno da atmosfera, existem algumas evidências que fatores externos como por exemplo, aerossóis vulcânicos, influências antropogénicas na composição da atmosfera e, obviamente, variações na atividade solar, possam influenciar a sua fase e amplitude (HURRELL *et al.*, 2003). Também já foi discutido por vários autores que, a superfície subjacente, ou entre a troposfera e a estratosfera, podem transmitir uma componente de “baixa-frequência” à variabilidade da NAO, tais que, podem por em causa a previsibilidade (*Idem*).

Ainda não existe um consenso do papel dos processos enumerado anteriormente na variabilidade da NAO, especialmente, a longo termo. THOMPSON *et al.*, (2003), CZAJA *et al.*, 2003 e GILLETT *et al.*, 2003 discutem em seus trabalhos os processos físicos externos que podem afetar a NAO, no contexto de visões gerais sobre fatores dinâmicos que podem dar origem à estrutura vertical e horizontal da variabilidade da NAO, bem como às suas amplitudes e escalas temporais.

Desta feita, a título duma visão genérica, no presente trabalho apresenta-se uma visão rápida sobre estes mecanismos e importância circundante. Centra-se, inicialmente, nos processos atmosféricos, passa-se, seguidamente, para a influência do oceano e finaliza-se com a influência do gelo marinho e da cobertura de neve.

2.3.4.1 – Processos Atmosféricos

No concernente aos processos atmosféricos, a utilização de Modelos Gerais de Circulação Atmosférica (doravante designados por AGCM's – *Atmospheric General Circulation Models*) pode dar grandes evidências que a estrutura básica da NAO surge de dinâmicas não-lineares internas da atmosfera (HURRELL *et al.*, 2003). Isto porque, o padrão espacial e a amplitude das anomalias da NAO são bem simulados (as) pelos AGCM's com forçamento dos ciclos climatológicos anuais (sem variações interanuais) de todos os forçadores “exteriores” à atmosfera, como a insolação, as temperaturas à superfície, o gelo marinho, a cobertura de neve e a humidade à superfície e até o rastro da composição gasosa em modos fixos na atmosfera (tais modelos podem ser encontrados em BARNETT, 1985, JAMES e JAMES, 1992, KITO *et al.*, 1996 e OSBORN *et al.*, 1999) (*Idem*). HURRELL *et al.*, 2003 apresenta o resultado duma integração deste género (**Fig. 17**), e nota que, THOMPSON *et al.*, 2003 chega à conclusão que os mecanismos que governam a dinâmica atmosférica são centrais e responsáveis por uma flutuação fundamental de cerca de 10 dias na variabilidade da NAO (relembrando FELDSTEIN, 2000). Tal variabilidade intrínseca da atmosfera exhibe

pequena coerência temporal (olhando para a **Fig.17**), sendo mais consistente com as escalas temporais da NAO observada (**Fig. 12 e 16**) e com o paradigma do ruído climático discutido no ponto anterior (2.2.2.3.2).

Uma exceção possível a esta referência é o aumento da variabilidade da NAO na última metade do século XX (FELDSTEIN, 2000), incluindo a recente tendência de aumento aparente do índice NAO (**Fig. 17**) (HURRELL *et al.*, 2003). THOMPSON *et al.*, 2000 concluiu que a componente linear da tendência de aumento do índice observado é estatisticamente significativa em relação ao grau de variabilidade interna que ele exibe e, GILLETT, *et al.*, 2001 e FELDSTEIN, 2002, mostraram que, a tendência de aumento é estatisticamente significativa em comparação com o modelo apropriado de “ruído vermelho” (de TRENBERTH e HURRELL, 1999, *contudo ver* WUNSCH, 1999 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003). OSBORN *et al.*, 1999 mostrou, para além disso, que a tendência observada no índice de Inverno da NAO está fora da variação interna em 95%, com base na variabilidade gerada num modelo climático acoplado oceano-atmosfera controlado de 1.400 anos e, GILLETT *et al.*, 2003, chegou à mesma conclusão, baseando-se no seu exame de controlo multiseccular corrido de sete modelos climáticos acoplados diferentes. Assim sendo, tal indica, por um lado, que a mudança climática recente pode ser devida a forçamentos externos, ou, por outro lado, que os modelos são deficientes na sua capacidade de simular a variabilidade interanual no Atlântico Norte, embora a variabilidade simulada seja bastante similar à observada por registos instrumentais antes de 1950 (*adaptado de* HURRELL *et al.*, 2003). Certas comparações dos índices NAO reconstruídos de dados *proxy* também concluíram que o comportamento recente é pouco usual, contudo talvez com precedentes (JONES *et al.*, 2001 e COOK, 2003). Mas, estas extensões de registos *proxy* são confiáveis na consideração de incertezas (*de acordo com* SCHMUTZ *et al.*, 2000 *ou* COOK, 2003).

GILLETT *et al.*, 2003 levanta a hipótese que a origem da tendência recente do índice NAO no Inverno podem ser processos externos que afetam a força da circulação atmosférica na baixa estratosfera em grandes escalas temporais, tais como o aumento das concentrações de gases com efeito de estufa. Doravante, em contraste ao fluxo médio (*visível das Fig.1 – 3*), a NAO tem uma estrutura barotrópica equivalente pronunciada, isto é, ela não conota uma inclinação para Oeste com a elevação, e assim, as suas anomalias aumentam em amplitude com a altitude em proporções irregulares da força dos ventos médios zonais (THOMPSON *et al.*, 2003). Na baixa estratosfera, o padrão principal da variabilidade à altitude geopotencial é caracterizado por uma estrutura mais anular (relembrando, zonalmente simétrica) do que na troposfera (HURRELL *et al.* 2003). Quando as altitudes geopotenciais sobre a

região polar são mais baixas que o normal, as altitudes geopotenciais próximas a todas as longitudes das médias latitudes são mais altas que o normal e vice-versa (*Idem*). Nos últimos anos do século XX, os ventos de Oeste estratosféricos que rodeiam o Pólo foram fortalecidos e, o vórtice polar foi “forte” e anormalmente frio - ao mesmo tempo a NAO tendeu a apresentar índices da sua fase positiva (*exemplos em*, BALDWIN *et al.*, 1994; PERLWITZ e GRAF, 1995; KITOH *et al.*, 1996; KODERA *et al.*, 1996 e BALDWIN e DUNKERTON, 1999 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003).

A tendência na fase da NAO e força, durante as últimas décadas, têm vindo a ser associadas com a tendência dos ventos de Oeste estratosféricos que rodeiam o Pólo serem mais fortes e as temperaturas nessa mesma região serem anormalmente baixas (*exemplos em* RANDEL e WU, 1999 e THOMPSON *et al.*, 2000, *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003). Existem muitas investigações que recentemente tentam suportar a noção que a variabilidade na troposfera pode levar a variabilidade na estratosfera mas, o que tem feito mais sentido é que algum controlo da estratosfera sobre a troposfera pode ocorrer (*p. ex.*, BALDWIN e DUNKERTON, 2001) (*baseado em* HURRELL *et al.*, 2003). Vários autores realizaram investigações nesta evidência de “controlo descendente” e avaliaram possíveis mecanismos que provavelmente envolvem o efeito do fluxo estratosférico na refração das ondas planetárias através da dispersão a partir da alta troposfera (*p. ex.*, HARTMANN *et al.*, 2000; SHINDELL *et al.*, 2001; AMBAUM e HOSKINS, 2002 e THOMPSON *et al.*, 2003), embora o impulso mais direto possa também ser muito importante (*p. ex.*, HEYNES *et al.*, 1991 e BLACK, 2002) (*baseado em* HURRELL *et al.*, 2003).

A resposta da atmosfera a grandes erupções vulcânicas tropicais dá uma evidência que a estratosfera influencia o clima à superfície (GILLETT *et al.*, 2003) pois, os aerossóis vulcânicos agem por forma a aumentar os gradientes térmicos Norte-Sul na baixa estratosfera pela absorção da radiação solar nas latitudes mais baixas, produzindo calor (HURRELL *et al.*, 2003). Contudo, na troposfera os aerossóis têm um pequeno papel na influência direta (HARTMANN *et al.*, 2000). Até ao momento, as respostas depois das erupções não incluem apenas baixas altitudes geopotenciais sobre o Pólo com ventos estratosféricos de Oeste mais fortes mas, também um sinal tipo-NAO muito forte na circulação troposférica (*exemplos em* ROBOCK e MAO, 1992; KODERA, 1994; GRAF *et al.*, 1994 e KELLY *et al.*, 1996 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003).

Por fim, para finalizar os processos atmosféricos, outros dois processos sugerem que podem aumentar o gradiente térmico meridional da baixa estratosfera. Ambas implicam por se pasmarem pelo aumento do arrefecimento radiativo durante o Inverno nas regiões polares. Trata-se da redução do ozono estratosférico e o aumento nos gases de efeito estufa (*já referido com base em* GILLETT *et al.*, 2003). Assim

sendo, estas mudanças implicam um vórtice polar muito forte. Então é possível que, a tendência de aumento do índice NAO esteja ligada tanto por um motivo ou por outro ou por causa de ambos. Nas últimas décadas do século XX a quantidade de ozono estratosférico em direção ao Pólo desde os 40°N tem vindo a reduzir de forma observacional (RANDEL e WU, 1999). Por outro lado, SHINDELL *et al.*, 1999 sujeitou um modelo realístico acoplado oceano-atmosfera a aumentos na concentração gases de efeito estufa e encontrou uma tendência positiva na fase positiva da NAO. Outros autores fizeram experiências semelhantes com diferentes modelos acoplados e chegaram a resultados similares (ULBRICH e CRISTOPH, 1999 e FYFE *et al.*, 1999), contudo, com alguns autores os resultados diferiram completamente dos anteriores (OSBORN *et al.*, 1999 e GILLETT *et al.*, 2000). CUBASCH *et al.*, 2001 conclui então, que ainda não há uma evidência consistente que a NAO responde ao aumento das concentrações de gases de efeito estufa, com base nas experiências dos vários autores. Mas, em 2003, GILLETT *et al.*, levaram a cabo um exame de 12 modelos acoplados oceano-atmosfera e encontraram em 9, uma tendência positiva para o aumento do índice da NAO no Inverno boreal em resposta ao aumento dos gases de efeito estufa mas, os resultados são sensíveis à definição de índice NAO (baseado em estação, de componentes principais, *etc.*). Conclui mesmo assim, que a concentração dos gases de efeito estufa contribuem para o aumento do gradiente de pressão à superfície. Desta forma, a redução do ozono estratosférico parece ter menos influência que as mudanças na concentração dos gases de efeito estufa na NAO (*exemplos em*, GRAF *et al.*, 1998 e SHINDELL *et al.*, 2001 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003) embora, VOLODIN e GALIN, 1999 reivindicuem um efeito mais significativo.

2.3.4.2 – A Influência do Oceano na NAO

Relativamente à influência do oceano na NAO, na região extratropical, a circulação atmosférica é o condutor dominante das anomalias térmicas na parte superior do oceano (VISBECK *et al.*, 2003). Um problema de longo termo é, qual a extensão do campo forçado da temperatura à superfície do oceano que realimenta de forma afetiva a atmosfera (KUSHNIR *et al.*, 2002). A maior parte das evidências sugerem que é relativamente pequena em comparação com os processos internos de variabilidade da atmosfera (*p. ex.*, SEAGER *et al.*, 2000 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003). Todavia, a interação entre o oceano e a atmosfera pode ser importante para entender detalhes da amplitude da NAO e a sua evolução temporal a logo prazo (CZAJA *et al.*, 2003), bem como oferecer possibilidade de previsões significativas (RODWELL, 2003).

O argumento para a influência do oceano sobre a NAO é o seguinte: enquanto a variabilidade intrínseca da atmosfera apresenta incoerência temporal, o oceano

tende a respondê-la com uma persistência muito marcada ou até mesmo com um comportamento oscilatório (HURRELL *et al.*, 2003). A escala temporal imposta pela capacidade de aquecimento da parte superior do oceano, por exemplo, conduz a uma variabilidade de baixa frequência tanto nas temperaturas à superfície do oceano, bem como nas temperaturas do ar da baixa troposfera (FRANKIGNOUL e HASSELMAN, 1977; MANABE e STOUFFER, 1996; BARSUGLI e BATTISTI, 1998 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003). SARAVANAN e MCWILLIAMS, 1998, sugerem que modos atmosféricos espacialmente coerentes de extensão à escala duma bacia oceânica, tal como a NAO, podem interagir com a advecção oceânica média no Atlântico Norte de forma a selecionar anomalias na temperatura da superfície do mar com configuração preferencial quási-oscilatória em grandes escalas temporais. Outros estudos sugerem ainda que esta interação pode mesmo excitar seletivamente determinados modos dinâmicos de variabilidade oceânica que agem para “avermelhar” o espectro das temperaturas à superfície do mar (*i. e.*, reduzir o comprimento de onda) (GRIFFIES e TZIPERMAN, 1995; FRANKIGNOUL *et al.*, 1997; CAPOTONDI e HOLLAND, 1997; SARAVANAN e MCWILLIAMS, 1997;1998 e SARAVANAN *et al.*, 2000 *cit. in* HURRELL *et al.* 2003). Estes estudos teóricos podem ser suportados pelas observações que as anomalias das temperaturas à superfície do oceano surgem inicialmente no giro subtropical Oeste e se estendem para Este através da Corrente do Golfo e da Corrente Norte Atlântica com uma temporalidade transiente de mais ou menos uma década (SUTTON e ALLEN, 1997; KRAHMANN *et al.*, 2001) (*ver também* CZAJA *et al.*, 2003).

Uma questão essencial neste debate é a sensibilidade da atmosfera das médias latitudes, distante da superfície e das mudanças nas temperaturas da superfície do oceano (e doutras condições de fronteira, tais como o gelo marinho e a superfície da terra coberta por neve) (HURRELL *et al.*, 2003). Tal questão tem vindo a ser investigada por vários estudos, muitos deles, baseados em experiências com ACGM's com anomalias nas temperaturas à superfície especificadas. Por exemplo, PALMER e SUN, 1985 e PENG *et al.*, 1995, mostraram que uma anomalia estacionária positiva nas temperaturas à superfície do oceano ao Sul da Terra Nova, Canadá na extensão das regiões da Corrente do Golfo, força uma resposta de alta pressão sobre o Atlântico Norte, mas com um padrão NAO na quadratura espacial. Quando uma reprodução mais realística das temperaturas à superfície do oceano à escala de toda a bacia para a resposta da variabilidade da NAO (realizada por VISBECK *et al.*, 2003) é feita, um padrão atmosférico realístico NAO surge como resposta, contudo, para a questão dos forçamentos serem provenientes das partes tropicais ou extratropicais do oceano, não existe uma solução inequívoca (VENKZE *et*

al., 1999; SUTTON *et al.*, 2001; PENG *et al.*, 2002 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003). Doravante, ROBERTSON *et al.*, 2000, reportaram que mudanças na distribuição das temperatura à superfície do oceano Atlântico, no seu setor Norte, afeta a frequência de ocorrência dos diferentes modos atmosféricos de baixa frequência à escala regional e aumenta substancialmente a variabilidade interanual da NAO simulada por seu AGCM. Recorrendo a um AGCM também, RODWELL *et al.*, 1999 mostraram que forçando o seu modelo com temperaturas à superfície do oceano observadas ao nível duma variação global, bem como com a distribuição do gelo marinho, a fase (embora sem a sua amplitude por completo) da variabilidade a longo prazo do índice NAO de Inverno observado sobre os últimos 50 anos do século XX poderia ser capturada, incluindo 50% da tendência observada de aumento sobre os últimos 30 anos do século transato.

Por outro lado, os pontos fracos da resposta dos AGCM's às anomalias da temperatura à superfície do mar, as confusões ocasionais e os resultados inconsistentes (*p. ex.*, KUSHNIR e HELD, 1996 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003) criaram um debate relativamente à importância do forçamento oceânico nas anomalias climáticas, em geral, e mais precisamente na NAO (KUSHNIR *et al.*, 2002). É então possível que as experiências recorrendo a AGCM's com temperaturas especificadas não representem corretamente os processos na natureza, onde as flutuações atmosféricas são a causa da variabilidade das temperaturas à superfície do mar e é a interação de retorno ou *feedback* das anomalias das temperaturas à superfície do mar que é solicitado (HURRELL *et al.*, 2003). BARSUGLI e BATTISTI, 1998, argumentaram que quando o oceano responde à atmosfera, a queda na temperatura desta é reduzida, e assim contribuiu para anomalias mais fortes e persistentes em ambos. KUSHNIR *et al.*, 2002 propôs o paradigma baseado em estudos das temperaturas à superfície do mar no Pacífico Norte (PENG *et al.*, 1997 e PENG e WHITAKER, 1999 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003), onde as mudanças das temperaturas à superfície do mar devido a anomalias de circulação a grandes escalas (como a NAO), modificam o gradiente de temperatura à superfície e, com efeito, a atividade baroclínica transiente associada (*p. ex.*, HURRELL, 1995b). Este mecanismo poderá então atuar conjuntamente com a redução da queda da temperatura para explicar o porquê da NAO ser mais persistente durante o Inverno Boreal (Dezembro-Março) do que no resto do ano, bem como o porquê de haver uma correlação tão forte entre as anomalias das temperaturas à superfície do mar no fim da Primavera com o estado da NAO no Outono e no início do Inverno subsequentes (CZAJA e FRANKIGNOUL 2002; RODWELL, 2003 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003).

CZAJA *et al.*, 2003, na sua revisão explora a implicação do paradigma da redução da queda das temperaturas, da mesma forma que a evidência de ensaios de

modelos acoplados de circulação geral, que o sistema climático exhibe um comportamento quási-oscilatório devido à resposta a longo prazo (multianual) da circulação oceânica forçada pela atmosfera (*p. ex.*, LATIF e BARNETT, 1996; GRÖTZNER *et al.*, 1998; TIMMERMANN *et al.*, 1998, *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003).

Complementando a complexidade das interações oceano-atmosfera, ainda é possível o forçamento remoto da NAO dos oceanos tropicais (HURRELL *et al.*, 2003). Muitos estudos relativamente recentes concluíram que a variabilidade da NAO (e a variabilidade atmosférica em geral) está ligada muito de perto com as variações da temperatura à superfície do mar sobre a faixa tropical Atlântica, a Norte e a Sul (havendo também, ligações com outros oceanos, principalmente quando se fala a nível global) (XIE e TANIMOTO, 1998; RAJAGOPALAN *et al.*, 1998; VENKE *et al.*, 1999; ROBERTSON *et al.*, 2000 e SUTTON *et al.*, 2001, *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003 (e para ligações à escala global, *p. ex.*, STEARL e HAZELEGER, 2005)). As variações no Atlântico Tropical, por exemplo, têm uma dimensão espacial ampla e ocorrem numa vasta variedade de escalas temporais, desde interanuais até decenais (adaptado de HURRELL *et al.*, 2003). Elas envolvem, mudanças no gradiente térmico das temperaturas do mar à superfície ao longo do equador que afetam a força e a localização da precipitação atlântica e, deste modo, podem influenciar a circulação Norte Atlântica nas médias latitudes (*Idem*).

Por outro lado, HOERLING *et al.*, 2001 usaram experiências AGCM desenhadas detalhadamente para argumentar que a tendência multianual na circulação do Atlântico Norte para o índice positivo da fase da NAO desde 1950 tem vindo a ser conduzida por um aquecimento coextensivo das águas superficiais do Oceanos Índico Tropical e Pacífico Ocidental. Embora não tenham demonstrado diretamente o papel dos oceanos extratropicais no seu trabalho, o facto do comportamento de baixa frequência da NAO observada desde 1950 ser recuperável apenas do forçamento das temperaturas à superfície do mar nas regiões tropicais sugere um papel muito mais passivo do forçamento das temperaturas à superfície do mar no Atlântico Norte extratropical. Outros autores chegaram a conclusões similares, como por exemplo, SUTTON e HODSON, 2002, que encontraram provas que o Oceano Índico Tropical força a NAO em escalas temporais abrangentes, contudo, em contraste aos primeiros autores, notam que este efeito é secundário em comparação com o forçamento do Atlântico Norte.

Doravante, STEARL e HAZELEGER, 2005, em seu turno, concluíram que o forçamento da variação atmosférica pode ser decomposto em dois modos: o primeiro consiste num modo termodinâmico caracterizado por uma ascendência/descendência

quase homogênea de toda a atmosfera como uma resposta às mudanças das temperaturas médias à superfície; o segundo modo, por sua vez, é composto por um padrão tipo-onda centrado ao redor da região do *El Niño* e é quase simétrico entre ambos os hemisférios. Contudo, de acordo com as conclusões dos mesmos autores, enquanto o segundo modo é claramente de origem tropical, o primeiro também contém uma componente extratropical. Tal levou os autores a concluir que o somatório dos dois modos forçados parcialmente demonstra melhor a variabilidade dos forçamentos globais do que um deles por si só. Assim sendo, de acordo com os mesmos autores ainda, as temperaturas à superfície do mar nas regiões extratropicais terão um impacto sistemático na circulação atmosférica que vai para lá dos limites da camada marinha, no entanto, estes impactos serão muito maiores no HS que o HN e só podem ser discerníveis em escalas temporais que ascendem às décadas. Por conseguinte, com base nos três últimos parágrafos enunciados anteriormente, não se poderá determinar então, ainda, com grande clareza, a importância das interações oceano-atmosfera tropical *versus* extratropical.

Concluindo a discussão deste ponto, ainda existe um debate sobre a influência do ENSO no clima do Atlântico Norte e, obviamente, na NAO. A maior parte das evidências sugerem uma influência pequena, contudo, não trivial. ROGERS, 1984 conclui através duma análise do seu historial de dados de pressão atmosférica ao nível do mar que as ocorrências simultâneas de modos particulares do ENSO e da NAO parecem ser aleatórias. Tal parece ser consistente com o facto de não haver correlações significativas entre ambos os índices em escalas interanuais ou maiores (adaptado de HURRELL *et al.*, 2003). POZO-VÁZQUEZ *et al.*, 2001, por outro lado, encontrou um padrão estatisticamente significativo entre a anomalia nas pressões à superfície do mar no Inverno boreal que reflete a fase positiva da NAO com eventos ENSO extremos associados com condições mais frias que o normal no Pacífico tropical. CASSOU e TERRAY, 2001b, também argumentaram uma influência de episódios *La Niña* na atmosfera do Atlântico Norte, embora tenham encontrado uma resposta atmosférica que se assemelha mais com o regime “Crista/Bloqueado” das **Figs. 10 e 11**. Em 2002, SUTTON e HODSON notaram que a importância do ENSO é provavelmente muito dependente do estado do Atlântico Norte *per se*. Mais, outros estudos de vários autores que trataram o impacto direto do ENSO nas temperaturas à superfície do mar no Atlântico Norte sugerem ligações indiretas entre o ENSO e a NAO (*p.*, *ex.*, ENFIELD e MAYER, 1997; KLEIN *et al.*, 1999; SARAVANAN e CHANG, 2000; CHIANG *et al.*, 2000; 2002 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003 e STEARL e HAZELEGER, 2005). Por fim, HURRELL *et al.*, 2003 notam que se houvesse um efetivo forte, no entanto, este deveria ser detetado por análises estatísticas.

2.3.4.3 – Gelo Marinho e Cobertura de Neve na Litosfera

O papel do gelo marinho e da cobertura de neve na litosfera no condicionamento da variabilidade atmosférica tem vindo a receber pouca atenção, especialmente no concernente às anomalias do oceano (baseado em HURRELL *et al.*, 2003). A questão aqui também é se as modificações à superfície devido à NAO são capazes de modificar a sua fase e amplitude em retorno. As mudanças na cobertura de gelo marinho no Mar do Labrador e no Mar da Gronelândia, bem como sobre o Ártico estão significativamente correlacionadas com as variações da NAO (DESER *et al.*, 2000). Como as mudanças na cobertura de gelo produz modificações nos fluxos de calor sensível e latente, é plausível questionar se há alguma realimentação nas anomalias da circulação atmosférica subsequentemente (baseado em HURRELL *et al.*, 2003). DESER *et al.*, 2000 sugeriram através de observações que uma resposta local da circulação atmosférica à redução da cobertura de neve sobre a Gronelândia oriental nos anos recente é aparente. No entanto, algumas experiências com AGCM's com valores prescritos de anomalias de cobertura de gelo consistentes com a tendência observada de diminuição (aumento) nas concentrações de gelo durante o Inverno a Este (Oeste) da Gronelândia, sugerem uma realimentação negativa incipiente da NAO (Comunicação pessoal de DESER, C. *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003).

Doravante, WATANABE e NITTA, 1999 sugeriram que os processos na litosfera são responsáveis pelas mudanças decenais na NAO. Estes autores descobriram que a mudança em direção a um índice de Inverno da NAO mais positivo em 1989 foi acompanhada por grandes modificações na cobertura de neve sobre a Eurásia e a América do Norte. Para além disso, a relação entre a cobertura de neve e a NAO foi ainda mais coerente quando a cobertura de neve do Outono precedente foi analisada, sugerindo que a atmosfera pode ter sido forçada pelas condições à superfície do fluxo ascendente sobre a litosfera. Os mesmos autores em 1998 reproduziram uma parte considerável das mudanças na circulação atmosférica ao prescreverem as anomalias na cobertura de neve observadas num AGCM. No entanto, o debate sobre a importância das interações da NAO com a superfície da litosfera e do oceano parece estar ainda muito longe duma conclusão definitiva.

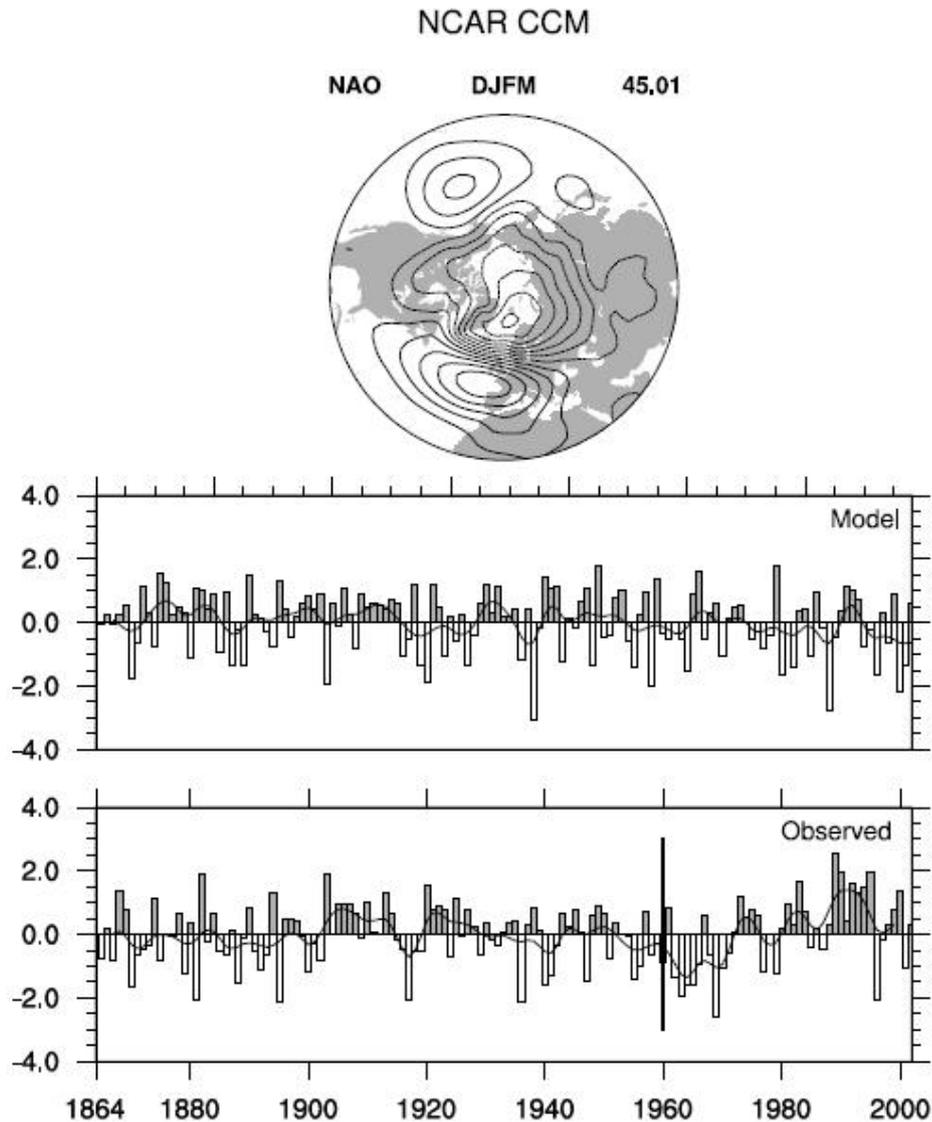


Fig. 17 – Função Empírica Ortogonal Condutora (EOF 1) das anomalias da pressão média ao nível do mar no Inverno (Dezembro-Março) sobre o setor Atlântico Norte (20-70°N, 90°W-40°E) (painel superior), e percentagem do total de variância que ela explica numa integração de 200 anos com o Modelo Climático Comunitário (CCM – *Community Climate Model* em inglês) do NCAR e com os ciclos anuais de todos os forçamentos exteriores à atmosfera. O padrão demonstrado é em termos de amplitude (hPa), obtido pela regressão das anomalias da pressão atmosférica ao nível do mar hemisféricas sobre a componente principal (PC) da série temporal. Um *subset* dos últimos 139 anos está computado no painel médio para a comparação com o índice NAO baseado em estações (painel inferior) de duração equivalente (como no painel superior da **Fig.12**). Ambos os modelos e os índices NAO observados foram normalizados. No painel superior (cartograma) o incremento das isolinhas é de 0.5 hPa e a isolinha de valor zero foi excluída (extraído de HURRELL *et al.*, 2003).

2.3.5 – Impactos meteorológicos e climáticos da NAO

A NAO exerce uma influência dominante nas temperaturas do Inverno boreal ao longo de quase todo o HN (HURRELL e DESER, 2009). As temperaturas à superfície da terra e as temperaturas à superfície das águas mar ao longo das regiões do Oceano Atlântico Norte, da América do Norte, do Ártico, da Eurásia e do Mediterrâneo, estão significativamente correlacionadas com a variabilidade da NAO (*Idem*). Estas mudanças, conjuntamente com as mudanças na tempestuosidade e precipitação, conteúdo de calor no oceano, correntes oceânicas e o transporte de calor das mesmas e, ainda, a cobertura de gelo marinho, têm um grande impacto num vasto leque de atividades humanas, bem como impactos significativos nos ecossistemas marinhos, de água doce e outros ecossistemas terrestres (*Ibidem*). Vários autores investigaram sobre estas questões. Por exemplo, VISBECK *et al.*, (2003) apresentam uma discussão muito completa sobre a resposta oceânica à variabilidade da NAO. MYSTERUD *et al.*, (2003), por seu turno, apresentaram um trabalho detalhado sobre o impacto da NAO nos ecossistemas terrestres. Por fim, ainda nesse ano no mesmo grande trabalho sobre a NAO, DRINKINGWATER *et al.* (2003) e STRAILE *et al.* (2003), realizaram uma avaliação sobre os impactos da NAO em ecossistemas marinhos e ecossistemas de água doce, respetivamente.

2.3.5.1 – Na Generalidade da Atividade Sinótica – Ciclogénese e Trajetória das Depressões

A análise da atividade ciclónica sobre o Atlântico Norte tem vindo a ser feita essencialmente sob duas perspetivas diferentes: i) a da trajetória das depressões, em que se utilizam técnicas que incorporam numa forma geral algoritmos sofisticados que analisam enormes bases de dados de pressão ao nível médio do mar e permitem detetar as principais zonas de desenvolvimento e de decaimento ciclogénico (ciclogénese e ciclólise respetivamente), assim como as trajetórias de cada depressão individualmente (MURRAY e SIMMONDS, 1991; SEREEZE *et al.*, 1997; TRIGO *et al.*, 1999 *cit. in* TRIGO *et al.*, 2002b). TRIGO *et al.*, (2002b) sublinham ainda neste contexto que o estudo de SERREZE *et al.*, (1997) identificou as trajetórias preferenciais distintas para Invernos com índices NAO elevados e baixos; ii) a da atividade sinótica, baseando-se na identificação das zonas de maior variabilidade atmosférica de escala sinótica através dum filtro “passa banda” que retém a variabilidade atmosférica associada à atividade sinótica, essencialmente depressões, de escala temporal compreendida entre 2 a 8 dias (TRIGO *et al.*, 2002b). A **Fig. 18** exhibe o resultado da utilização dessa metodologia por TRIGO *et al.*, 2002b. Outros

autores também se socorreram desta metodologia anteriormente, como HURRELL e VAN LOON, (1997), ROGERS, (1997) e ULBRICH e CRISTOPH, (1999).

Os três painéis da **Fig. 18** mostram os compósitos dos campos médios da atividade sinótica para os meses de índice NAO elevado (a), baixo(b) e a diferença entre os dois (c). Os autores chamam atenção para o facto que a medida de atividade sinótica utilizada pode, no entanto, ser sensível a outros fenómenos de escala sinótica que não sejam sistemas depressionários.

Na análise propriamente dita, os autores concluíram através dos resultados que, para os meses de índice NAO mais elevados (> 1.0) observa-se um máximo de depressões migratórias entre a Terra Nova e as Ilhas Britânicas (**Fig. 18a**). Por oposição nos meses com índice NAO mais baixo (<1.0) este máximo é menos intenso, circunscrevendo-se à área da Terra Nova com extensões de fraca intensidade para Norte (Península Escandinava) e para Sul (Península Ibérica) (**Fig. 18b**). TRIGO *et al.*, 2002b acrescentam ainda que, como seria de se esperar na **Fig. 18c**, a diferença entre os compósitos de alto e baixo índice NAO apresenta uma região de valores máximos centrada a Oeste das Ilhas Britânicas e um mínimo a Sudoeste da Península Ibérica.

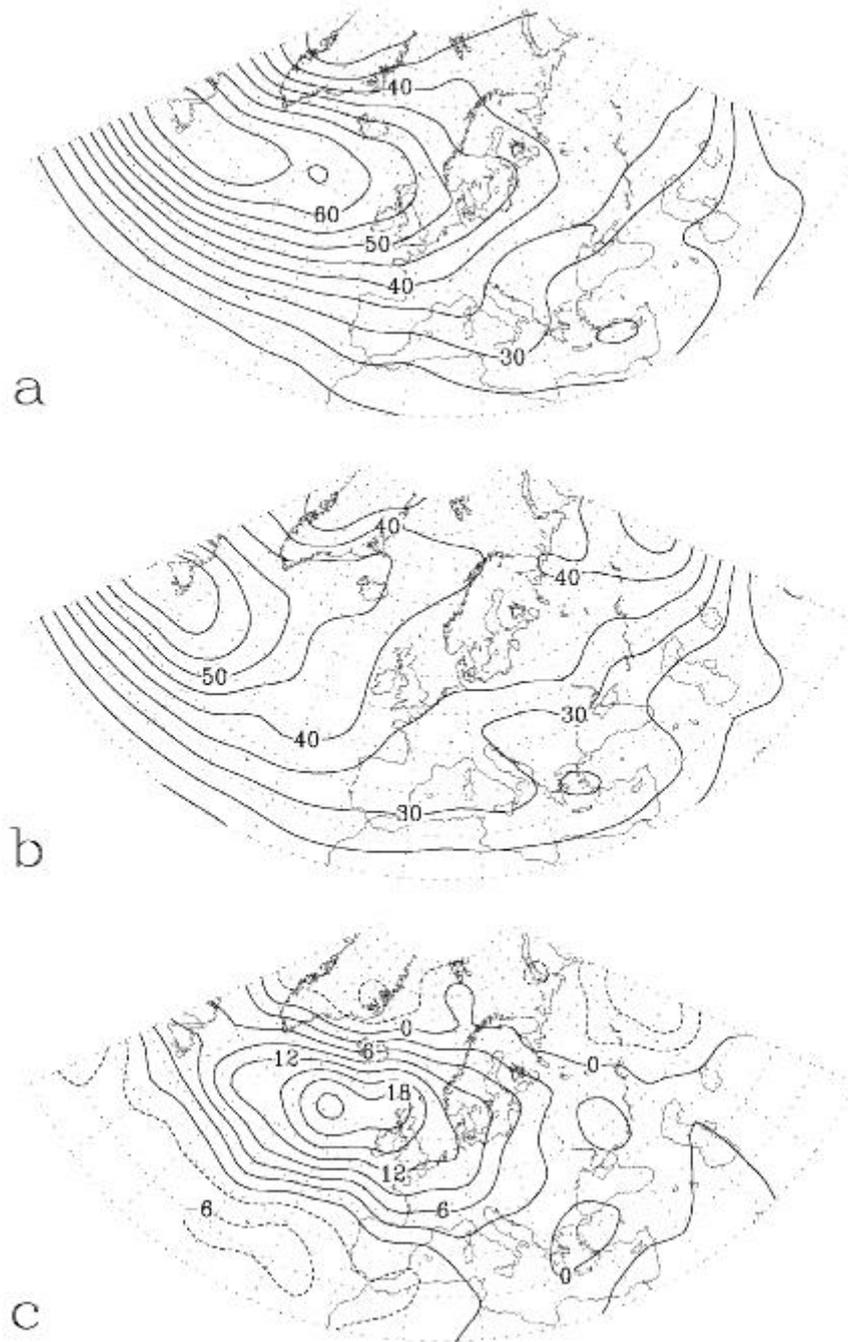


Fig. 18 – Compósitos dos campos de atividade sinótica (*gpm*) para os meses de Inverno (DJFM) relativos ao período de 1958-97: a) índice NAO > 1.0; b) índice NAO < 1.0 e c) diferença entre os dois compósitos (extraído de TRIGO *et al.*, 2002b).

2.3.5.2 – Tempestades e Precipitação

As mudanças nos padrões da circulação média sobre o Atlântico Norte associados com a NAO são acompanhadas por mudanças na intensidade e número de tempestades, seus trajetos e estado do tempo associados (HURRELL e DESER, 2009). Durante o Inverno, um caminho de tempestades bem definido liga as bacias do Pacífico Norte e do Atlântico Norte com um máximo de atividade tempestuosa sobre os oceanos (**Fig. 19**) (*Idem*). Os detalhes das mudanças na tempestuosidade diferem consoante o método de análise e se este se foca na superfície ou nas características das regiões verticalmente superiores (*Ibidem*). Na generalidade, um Inverno com um índice NAO positivo está associado com uma mudança para o nordeste da atividade tempestuosa no Atlântico (**Fig.19**) e com uma maior atividade entre a Terra Nova e a Europa do Norte acompanhada de uma redução significativa para o Sul (ROGERS, 1990, 1997; HURRELL e VAN LOON, 1997; SERREZE *et al.*, 1997; ALEXANDERSON *et al.*, 1998 *cit. in* HURRELL e DESER, 2009). Invernos com índice NAO positivo também estão tipificados por tempestades mais frequentes e mais intensas à volta da Islândia e do Mar da Noruega (SERREZE *et al.*, 1997; DESER *et al.*, 2000 *cit. in* HURRELL e DESER 2009).

As modificações no fluxo médio e na tempestuosidade em associação com a oscilação do índice da NAO refletem-se também em mudanças pronunciadas no transporte e cobertura da humidade atmosférica e, assim, na distribuição da evaporação e precipitação (HURRELL, 1995a; DICKSON *et al.*, 2000 *cit. in* HURRELL e DESER, 2009). A evaporação excede a precipitação na maior parte da Gronelândia e do Ártico Canadano durante Invernos com índice NAO elevado (**Fig.20**), regiões em que as mudanças entre estados de índice NAO positivos e negativos são na ordem de 1 mm dia^{-1} (HURRELL e DESER, 2009). Condições de maior secura de magnitude análoga ocorrem sobre grande parte da Europa Central e do Sul, no Mediterrâneo e em partes do Oriente Médio, ao passo que mais precipitação que o normal ocorre desde a Islândia até à Escandinávia (HURRELL, 1995a; DAI *et al.*, 1997; DICKSON *et al.*, 2000; VISBECK *et al.*, 2003 *cit. in* HURRELL e DESER, 2009).

Este padrão espacial conjuntamente com a tendência de subida do índice NAO desde o final dos anos 60 (**Fig.13**) é consistente com as mudanças observadas na precipitação sobre grande parte da bacia Atlântica (HURRELL *et al.*, 2003). Uma das poucas regiões no mundo onde os glaciares não exibiram qualquer regressão significativa nas últimas décadas do século XX é na Escandinávia (*exs. em* HAGEN, 1995, SIGURDSSON e JONSSON, 1995) (*adaptado de* HURRELL *et al.*, 2003).

Nestas regiões, quantidades de precipitação acima da média têm vindo a ser típicas de muitos invernos desde o início dos anos 80 (*Idem*). Em contraste, sobre os Alpes, a profundidade da neve e a sua duração durante vários invernos após os anos 80 tem vindo a ter os valores mais reduzidos registados no século passado e a regressão dos glaciares alpinos tem vindo a ser ampla (*ex. FRANK, 1997 cit. in HURRELL et al., 2003*). Simultaneamente, secas severas a extremas persistem em grande parte de Espanha e em Portugal (*adaptado de HURRELL et al., 2003*). Olhando para o Leste, na Turquia, o escoamento fluvial está altamente correlacionado com a variabilidade da NAO (*CULLEN e DEMENOCAL, 2000 cit. in HURRELL et al., 2003*).

Correlacionados com a variabilidade da NAO, estão também os caudais dos rios Ibéricos mais importantes (*TRIGO et al., 2002ab, TRIGO et al., 2004, LORENZO-LACRUZ et al., 2011*). Tal ocorre essencialmente devido ao impacto da NAO na precipitação atmosférica desta região (*TRIGO et al., 2002ab, TRIGO et al., 2004*).

A magnitude do campo de anomalia sobre o Oeste da Península Ibérica é bastante pronunciada tanto nos compósitos baseados nos dados de grande resolução da CRU, bem como nos baseados na reanálise NCEP/NCAR (campos inferiores da **Fig. 21(c)**). Em oposição à área contínua de diferenças negativas entre os dois compósitos, abrangendo a Europa do Sul desde o Oeste da Península Ibérica até ao Mar Negro, sobre a Europa do Norte, especialmente nos compósitos baseados nos dados de grande resolução, as diferenças positivas tomam uma forma dispersa, incidentes essencialmente sobre o Reino Unido, Escandinávia e países BENELUX (campo inferior esquerdo na **Fig.21(c)**). Olhando para a análise dos compósitos resultantes apenas das reanálises (que abrangem não só o continente mas também os oceanos ao contrário dos dados da CRU que são proveniente de estações pluviométricas) (campos direitos da **Fig.21 (a, b e c)**), os campos **a** e **b** exibem bandas quási-zonais de anomalias de sinais opostos (*adaptado de TRIGO et al., 2004*). Referindo as diferenças positivas na anomalia da taxa de precipitação (campo inferior direito (**c**)), estas tendem a se concentrar nas latitudes mais setentrionais com uma extensão que vai desde o Sul da Gronelândia até à Finlândia com os valores de desvio mais elevados no Sul da Islândia e Oeste da Escócia. Nas latitudes mais meridionais, uma forte banda de diferença negativa na taxa de precipitação estende-se desde o Oeste dos Açores até à região do Mar Negro, sendo que as maiores diferenças estão localizadas entre os Açores e o Oeste da Península Ibérica, exatamente sobre Portugal. Por fim, parece haver uma boa correspondência geográfica sobre a Europa no concernente às áreas de diferença significativa identificadas tanto pelos dados obtidos pela CRU, bem como aqueles resultantes da reanálise. Para além disso, a

magnitude destas diferenças significativas sobre a Europa do Sul são muito similares, até mesmo na localização da diferença negativa máxima (menos de -2.5 mm/dia no Oeste da Península Ibérica). As discrepâncias mais notáveis encontram-se sobre o Norte de Marrocos (significativo nos dados da CRU mas não na reanálise NCEP/NCAR) e nas montanhas dos Balcãs (com um sinal claramente mais positivo nos dados da CRU).

Embora a análise de dados de grande resolução possa proporcionar detalhes relativamente à afetação da NAO na precipitação, nos compósitos resultantes das reanálises existe ainda a hipótese de se utilizar variáveis diversas em vários níveis dentro da atmosfera. Assim é possível estabelecer uma relação bastante intuitiva entre as anomalias do clima à superfície com variáveis dinâmicas, como por exemplo o campo de vorticidade. No trabalho de TRIGO *et al.*, (2004) este facto mostra-se através dos compósitos realizados a partir das reanálises (computado a partir do campo do compósito do vento mensal a 10m). Os autores concluem então que a taxa de precipitação dos campos direitos superior e médio da **Fig. 21 (a e b)** indica uma resposta a um alto (**a**) e a um baixo (**b**) valor do índice NAO associado com os valores anómalos do campo de vorticidade. O valor máximo positivo (negativo) da anomalia da vorticidade representado pelas isolinhas a cheio (picotadas) é consistentemente localizado uns graus a Norte das regiões com taxas de precipitação mais altas (mais baixas) que a média. Em suma, a taxa de precipitação pode ser atribuída maioritariamente à vorticidade da circulação média compósita (TRIGO *et al.*, 2002a).

Olhando apenas para o impacto da NAO sobre a Península Ibérica, já se encontra muito bem documentado que o regime de precipitação nesta região da Europa é caracterizado por uma grande variabilidade, tanto espacial, bem como temporal (ex., ESTEBAN-PARRA *et al.*, 1998, TRIGO e PALUTIKOF, 2001). A distribuição e a disposição da orografia e a origem Atlântica da maior parte dos “distúrbios” sinóticos contribuem para as variações espaciais de ordem elevada nos quantitativos acumulados de precipitação observada (SERRANO *et al.*, 1999, TRIGO e DACAMARA, 2000 *cit. in* TRIGO *et al.*, 2004). A diferença dos volumes de precipitação acumulados varia entre 300 mm anuais na costa semiárida das regiões sudeste aos mais de 2500 mm anuais nas montanhas do noroeste, mais precisamente, no Minho e na Galiza (*adaptado de* ROMERO *et al.*, 1998 *cit. in* TRIGO *et al.*, 2004). Mais, a maior quantidade de precipitação ocorre entre Outubro e Maio e é essencialmente produzida por perturbações baroclínicas à escala sinótica originárias no setor Atlântico que se movem para Este (SERRANO *et al.*, 1999 *cit. in* TRIGO *et al.*, 2004). De facto, durante o Inverno, a circulação de larga escala é conduzida principalmente pela posição e

intensidade da baixa pressão da Islândia, pelo que a porção ocidental da Península Ibérica é afetada pelos Ventos de Oeste que transportam ar húmido e produzem eventos de precipitação, na maior parte das vezes na região Norte de Portugal (TRIGO *et al.*, 2004). Esta precipitação é intensificada pela passagem de superfícies frontais associadas com famílias de depressões transientes (*Idem*). Tal mecanismo é muito eficiente quando a baixa pressão da Islândia é bastante cavada e encontra-se deslocada para Sul, no entanto, no Inverno, a Península Ibérica também pode estar a ser afetada pelas extensões do Anticiclone dos Açores para Norte (ou outros anticiclones derivados com traçado isobárico diferente), canalizando ar mais quente e mais seco para Portugal de origem tropical marinha, contudo modificado tornando-se polar continental (*adaptado de TRIGO e DACAMARA 2000 cit. in TRIGO et al.*, 2004).

Com base no enunciado nos parágrafos anteriores, será legítimo afirmar que a variabilidade do índice NAO tem um grande impacto na precipitação e, conseqüentemente, no escoamento fluvial dos rios da Península Ibérica, especialmente, durante o Inverno, quando este modo de variabilidade explica grande parte da variação atmosférica na bacia do Atlântico Norte, que corresponde também à estação em que ocorrem os quantitativos acumulados de precipitação mais altos. Será então importante avaliar o impacto da NAO na precipitação e no escoamento dos rios nesta região da Europa devido ao vasto leque de atividades humanas que podem ser condicionadas. Este facto pode levar a um planeamento mais eficiente na gestão de vários recursos, dentre eles, a produção de energia hidroelétrica e o fornecimento de água, principalmente com o desenvolvimento de modelos que conseguem captar a tendência de evolução da NAO (e assim da precipitação) na escala de meses com um elevado grau de concordância com a observação subsequente. Mas, o conhecimento do impacto da NAO na precipitação e conseqüentemente nos caudais dos rios pode revestir-se de outra utilidade de grande relevância. Esta constitui o foco principal do presente estudo. Trata-se da relevância da NAO na manifestação de riscos naturais que geram efeitos danosos de grande magnitude para a sociedade, mais precisamente, tempo severo que causa cheias e inundações.

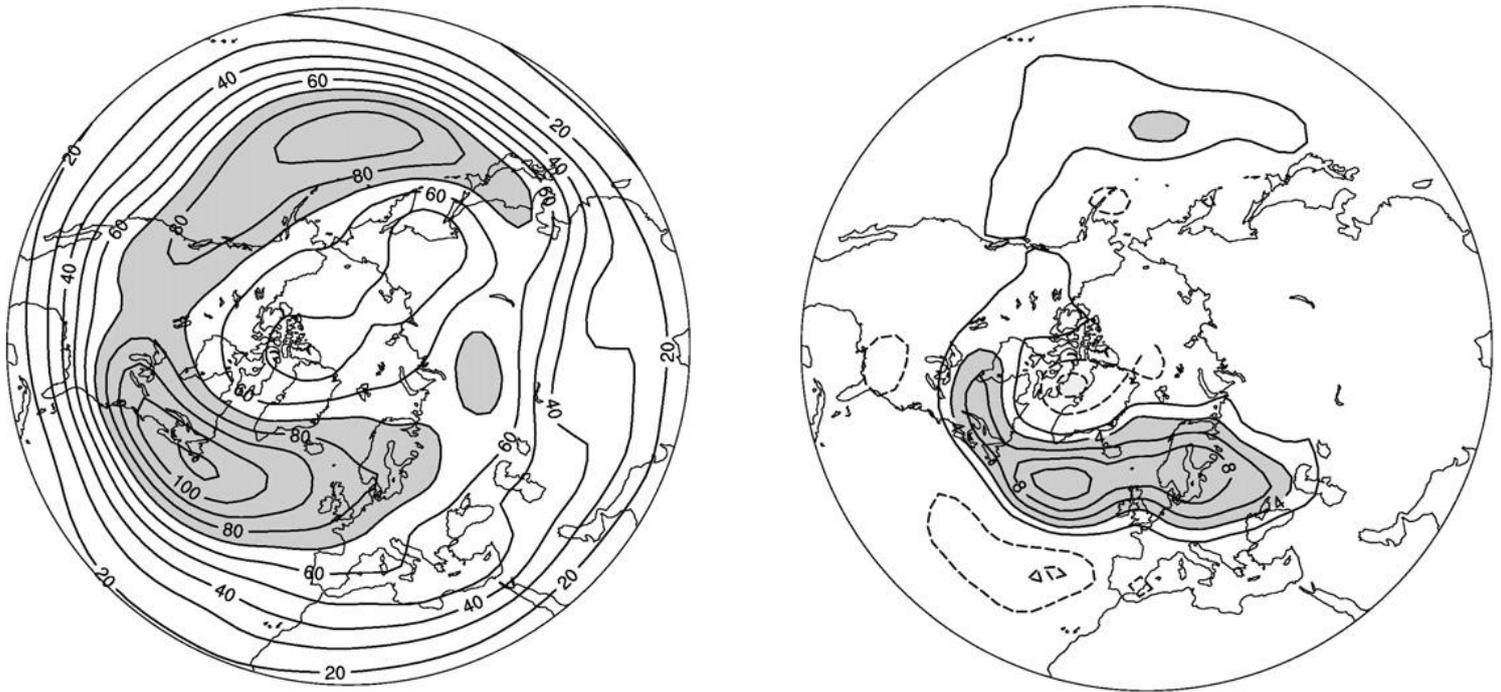


Fig. 19 – No painel esquerdo, o caminho médio das tempestades para os invernos de 1958-1998 (Dezembro a Março), conforme o revelado pela raiz quadrática média transitória à altitude geopotencial dos 300 hPa (em *gpm*) passada por uma banda para incluir as flutuações dum período de 2-8 dias. Valores superiores a 70 *gpm* estão a sombreado e o incremento das isolinhas é de 10 *gpm*; No painel direito, as anomalias são representadas em termos de amplitude (*gpm*) numa regressão em relação ao índice NAO (definido como o painel do meio da **Fig. 12**). O incremento das isolinhas é de 2 *gpm* e as anomalias superiores a 4 *gpm* estão a sombreado. Os dados são provenientes da reanálise NCEP/NCAR. (extraído de HURRELL e DESER, 2009).

High-Low NAO Index Years

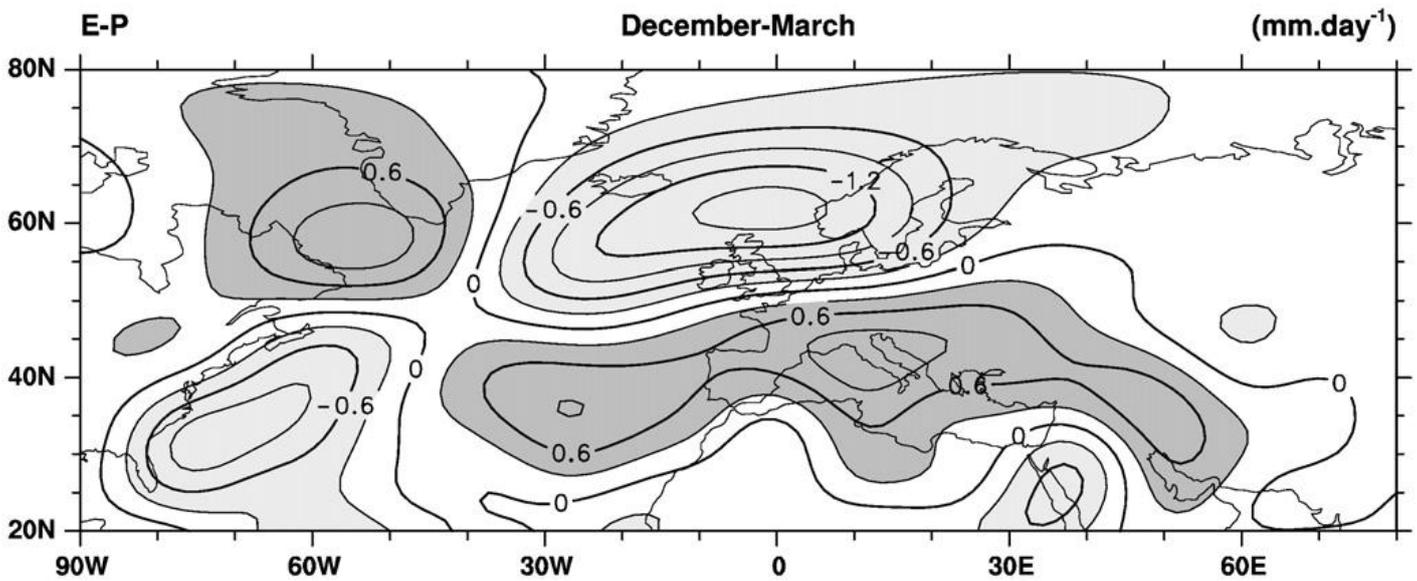


Fig. 20 – Diferença na evaporação (E) menos a precipitação (P) média do Inverno (Dezembro a Março) entre os anos em que o índice NAO excede um desvio padrão e anos em que esse desvio é menor que -1. O índice NAO é definido como o do painel médio da **Fig.12** e nove invernos entraram em ambos os compósitos de índice elevado e índice baixo. O campo E-P é obtido como um resíduo do balanço de humidade atmosférica (ver também HURRELL, 1995). Os cálculos foram baseados na reanálise NCEP/NCAR para o período de 1958-2001 e truncados a 21 números de onda. O incremento das isolinhas é de 0.3 mm dia⁻¹ e as diferenças maiores que 0.3 mm dia⁻¹ (E excede P) estão indicadas por sombreado escuro; as diferenças menores que 0.3 mm dia⁻¹ (P excede E) estão indicadas por sombreado claro (extraído de HURRELL e DESER, 2009).

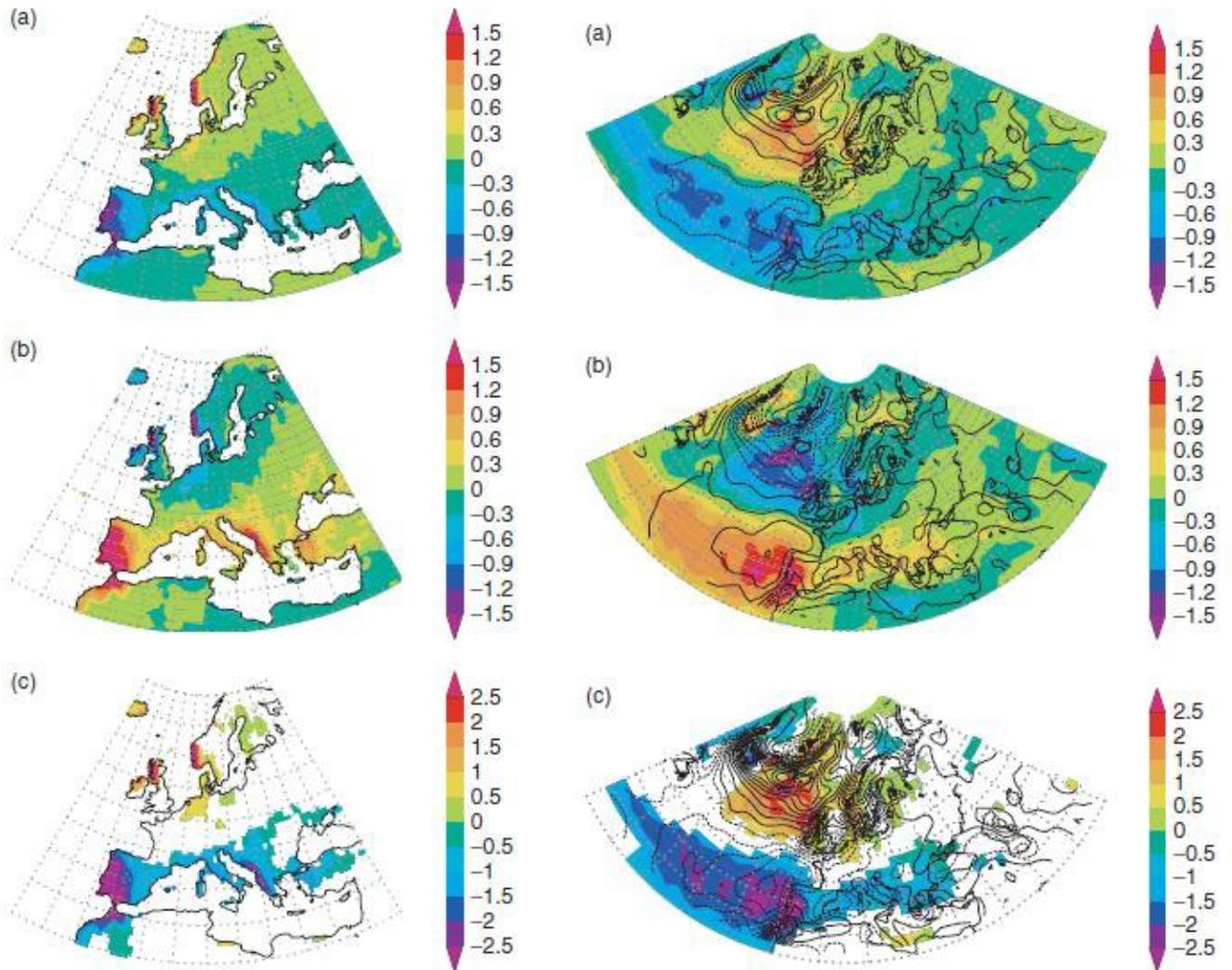


Fig.21 – Campos de anomalia da precipitação (mm/dia) obtidos através dos dados provenientes da CRU (campos esquerdos) para o período 1958-95 e da reanálise NCEP/NCAR 1958-97 (campos direitos) para os meses de inverno com um índice NAO elevado (> 1.0 - a), baixo (< -1.0 - b) e a diferença entre eles (c) (encontram-se representadas apenas as regiões onde o nível de significância encontra-se a 1%). Nos campos direitos encontram-se ainda representadas as isolinhas das anomalias da vorticidade: a cheio, as isolinhas de anomalias positivas e a tracejado as isolinhas de anomalias negativas. As isolinhas da anomalia da vorticidade são para a altitude de 10m e os intervalos são em s^{-1} para índices NAO elevados (a), baixos (b) e para a diferença entre eles (c) (extraído de TRIGO *et al.*, 2004).

2.3.5.3 – Temperatura à Superfície

Quando o índice NAO é positivo, o fluxo de Oeste sobre o Atlântico Norte é mais forte durante o Inverno (**Fig.7**), movendo ar relativamente quente (e húmido) marítimo sobre grande parte da Europa e mais a jusante, enquanto ventos fortes do Norte sobre a Gronelândia e o NE do Canadá transportam ar frio para Sul e reduzem a temperatura à superfície terrestre e à superfície do oceano Atlântico NW (**Fig.22**). As variações das temperaturas sobre a África Setentrional e o Médio Oriente (redução), bem como sobre a América do Norte (aumento), associadas com um fluxo horário mais forte em torno da Anticiclone Atlântico Subtropical também são bastante notáveis (*adaptado de HURRELL et al., 2003*).

Este padrão de mudança de temperatura revela-se de grande importância, uma vez que, a capacidade de armazenamento de calor do oceano é muito maior que a da terra e, desta forma, as mudanças nas temperaturas continentais à superfície são muito maiores que aquelas sobre os oceanos. Desta forma, elas tendem a dominar numa forma média a variação das temperaturas do HN (e do globo) (*ex. WALLACE et al., 1995; HURRELL e TRENBERTH, 1996*) (*adaptado de HURRELL et al., 2003*). Devido ao grande e coerente sinal da NAO ao longo do continente Euroasiático, desde o Atlântico até ao Pacífico, é normal que a variabilidade da NAO contribua significativamente para as variações interanuais e a longo termo das temperaturas à superfície do HN durante o Inverno (*Idem*). O estudo de JONES *et al.*, (2003) mostra que a força desta relação pode, no entanto mudar ao longo do tempo, tanto localmente como regionalmente. Este aspeto é muito importante para as reconstruções da NAO baseadas em dados *proxy* (COOK, 2003).

FOLLAND *et al.*, (2001) notam que grande parte do aquecimento que tem contribuído para o aquecimento global das temperaturas frequentemente citado nas últimas décadas ocorreu durante o Inverno e a Primavera nos continentes setentrionais. Desde o início dos anos 80, o Inverno tem vindo a ser 1-2 °C mais quente que a média sobre grande parte da América do Norte, Europa e Ásia, enquanto as temperaturas sobre o oceano tem vindo a ser ligeiramente mais baixas que a média (**Fig. 23 – painel esquerdo**) (HURRELL *et al.*, 2003). Tal padrão encontra-se intimamente relacionado com as mudanças na circulação atmosférica que se reflete por pressões à superfície do mar mais baixas que a média sobre as médias e altas latitudes do Pacífico e Atlântico Norte, bem como sobre grande parte do Ártico e, em contrapartida, por uma pressão à superfície do mar superior à média no Atlântico Subtropical (**Fig. 23 – painel direito**) (*Idem*). No concernente às mudanças da pressão ao nível médio do mar do setor Atlântico Norte, podemos concluir que isso

reflete a tendência à predominância do índice positivo da NAO sobre este período (**Fig. 12**), enquanto as mudanças no Pacífico Norte correspondem a uma intensificação da depressão das Ilhas Aleutas (e assim, um reforço do padrão PNA na média troposfera) conduzida, pelo menos em alguma parte, pelas variações decenais do ENSO (ex. TRENBERTH e HURRELL, 1994 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003).

HURRELL (1996), *cit. in* HURRELL *et al.*, (2003), usou um método de regressão linear multivariado para quantificar a influência da variabilidade da circulação atmosférica associada à NAO e ao ENSO no HN nas temperaturas médias à superfície. Mostrou que grande parte do arrefecimento no NW do Atlântico e o aquecimento ao longo da Europa e mais a jusante sobre a Eurásia (**Fig. 23**) resulta diretamente das mudanças decenais na circulação do Atlântico Norte, na forma da NAO (*ver também* THOMPSON *et al.*, 2000). Concluiu também que a NAO (ENSO) contribuiu em 31% para a variação interanual das temperaturas extratropicais do HN durante o Inverno na metade final do século passado. Para além disso, as mudanças na circulação atmosférica associadas com a NAO e o ENSO contribuíram (de forma linear) para grande parte, mas não para todo, o aquecimento hemisférico ao longo de meados dos anos 90. O aquecimento dos invernos mais recentes está, contudo, para além do que pode ser explicado linearmente pelas mudanças da NAO e do ENSO (HURRELL *et al.*, 2003). De 1999-2002, por exemplo, altas temperaturas *record* foram registadas no HN, enquanto na faixa tropical do Pacífico, condições na generalidade de frio, prevaleceram e, anomalias relacionadas com a NAO eram bastante fracas (*adaptado de* HURRELL *et al.*, 2003).

Para além dos estudos sobre o efeito da NAO na temperatura média à escala hemisférica e na região europeia durante o Inverno (HURRELL, 1996; OSBORN *et al.*, 1999), outros autores pouco depois começaram a debruçar-se sobre o tema do impacto da NAO nas temperaturas extremas (THOMPSON e WALLACE, 2001; TRIGO *et al.*, 2002ab).

TRIGO *et al.*, (2002ab) calcularam os campos de anomalia da temperatura máxima (Tmax) e mínima (Tmin) (**Fig. 24 e 25** respetivamente) para meses com índice NAO elevado (campos a) e baixo (campos b) e a diferença entre eles (campos c).

Durante a fase positiva da NAO, pelo aumento do gradiente meridional da pressão, há, como já fora referido um fortalecimento do fluxo de Oeste (os compósitos dos campos de anomalia dos ventos encontra-se sobreposto às **Fig. 24a e 25a**). Este incremento conota de tal significância que é responsável por uma intensificação de advecção de ar quente (e húmido) sobre a Escandinávia e Norte da Rússia. Em simultâneo, na margem Oeste do Atlântico Norte (Gronelândia) surge uma vasta área de anomalias negativas quer nos campos de Tmax, quer nos campos de Tmin,

resultante da intensa advecção de ar muito frio das latitudes polares. No primeiro caso, no concernente às Tmax, o aquecimento estende-se mesmo a grande parte da Europa Central, chegando às regiões da Península Ibérica (**Fig. 24a**). Contudo, no mapa equivalente às Tmin, tal extensão para o Sul não é visível (**Fig.25a**). A razão para esta discrepância é de facto a cobertura nebulosa típica das duas fases NAO, uma vez que, meses de elevado índice NAO caracterizam-se por uma influência anticiclónica sobre a Península Ibérica e Europa Central. Assim sendo, os valores de nebulosidade e precipitação (**Fig. 21a**) são reduzidos (TRIGO *et al.*, 2002a *cit. in* TRIGO *et al.*, 2002b).

Por oposição, tal como já foi referido anteriormente, na fase negativa da NAO, o gradiente meridional da pressão enfraquece e favorece a advecção de ar quente sobre a Terra Nova e Gronelândia. Tal plasma-se nos compósitos elaborados por TRIGO *et al.*, 2002ab pelas fortes anomalias positivas na Tmax e Tmin (**Fig. 24b e 25b** respetivamente) observadas nestas regiões. No setor europeu, por sua vez, um forte fluxo de ar polar implica um importante transporte de massas de ar frio para o Norte da Europa mas, o impacto deste ar frio continental sobre estas regiões é mais extenso, numa forma considerável, nos campos de anomalia da Tmin (oposição da **Fig. 24b e 25b**). Tal assimetria resulta também da ausência de nuvens nas circulações sinóticas típicas associadas à fase da NAO negativa na Europa Setentrional, mais precisamente, a existência de anticlones de bloqueio ou circulações de Leste (WILBY *et al.*, 1997 *cit. in* TRIGO *et al.*, 2002b). Relembrando que, regra geral, os valores de Tmax são registados durante o dia e os de Tmin durante a madrugada, durante o dia a forte radiação solar (de pequeno comprimento de onda) compensa, pelo menos parcialmente, a advecção de ar frio polar, limitando assim a magnitude e extensão das anomalias de Tmax (*adaptado de* TRIGO *et al.*, 2002b). Por outro lado, durante a noite, a ausência de céu nublado favorece a emissão de radiação (de grande comprimento de onda) que amplia o arrefecimento da baixa troposfera (*Idem*).

A sobreposição dos campos de anomalia do vento a 10m nas Fig. 24 e 25 comprovam os resultados de alguns estudos anteriores ao de TRIGO *et al.*, 2002ab. Nesses estudos, justifica-se o padrão de anomalias da temperatura média como sendo essencialmente imposto pelo transporte de calor pelos correspondentes campos de anomalias da circulação atmosférica (HURRELL, 1996; OSBORN *et al.*, 1999 *cit. in* TRIGO *et al.*, 2002b). Alguns estudos também demonstraram a importância das perturbações migratórias no transporte de calor (HURRELL e VAN LOON, 1997; DE WEAVER e NIGAM, 2000 *cit. in* TRIGO *et al.*, 2002b). A análise feita por TRIGO *et al.*, 2002ab põe em evidência, no entanto, um outro processo importante na modulação da temperatura superficial, sendo este, o resultado da modulação da transferência radiativa de calor à superfície da Terra devida às fortes assimetrias dos campos de

nebulosidade associados às duas fases da NAO. Esta influência traduz-se nos campos de anomalias por padrões distintos para a Tmax e a Tmin, uma vez que, estes valores são registados em alturas bem distintas do ciclo diário (TRIGO *et al.*, 2002a).

Se olharmos para os campos **c** das **Fig. 24** e **25** onde se exibem as diferenças dos compósitos para meses com índices NAO elevado e baixo, conseguimos perceber que em ambas as situações existem diferenças significativas nas regiões do Norte da Europa, da Gronelândia/ Terra Nova e na área do Mar Cáspio e que, a amplitude das diferenças é sempre mais significativa, numa forma bastante clara, no caso da Tmin (*adaptado de TRIGO et al.*, 2002b).

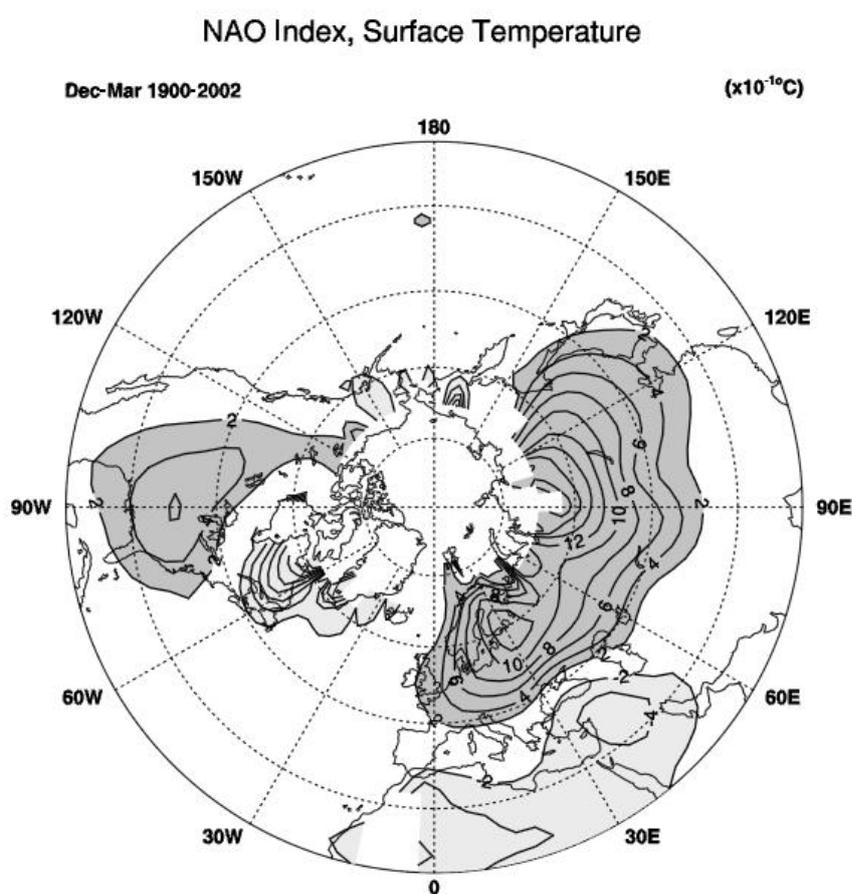


Fig. 22 – Mudanças na temperatura média ($\times 10^{-10}\text{C}$) do inverno (Dezembro-Março) na superfície terrestre e do mar correspondentes a uma unidade de desvio do índice NAO (definido como o painel médio da **Fig. 12**) no período de 1900-2002. O incremento das isolinhas é de 0.2°C . Mudanças $> 0.2^{\circ}\text{C}$ estão indicadas por sombreado escuro e aquelas $< -0.2^{\circ}\text{C}$ estão indicadas por sombreado claro. Regiões sem dados suficientes não estão marcadas (ex.: grande parte do Ártico) e a isolinha 0 foi excluída (*extraído de HURRELL et al.*, 2003).

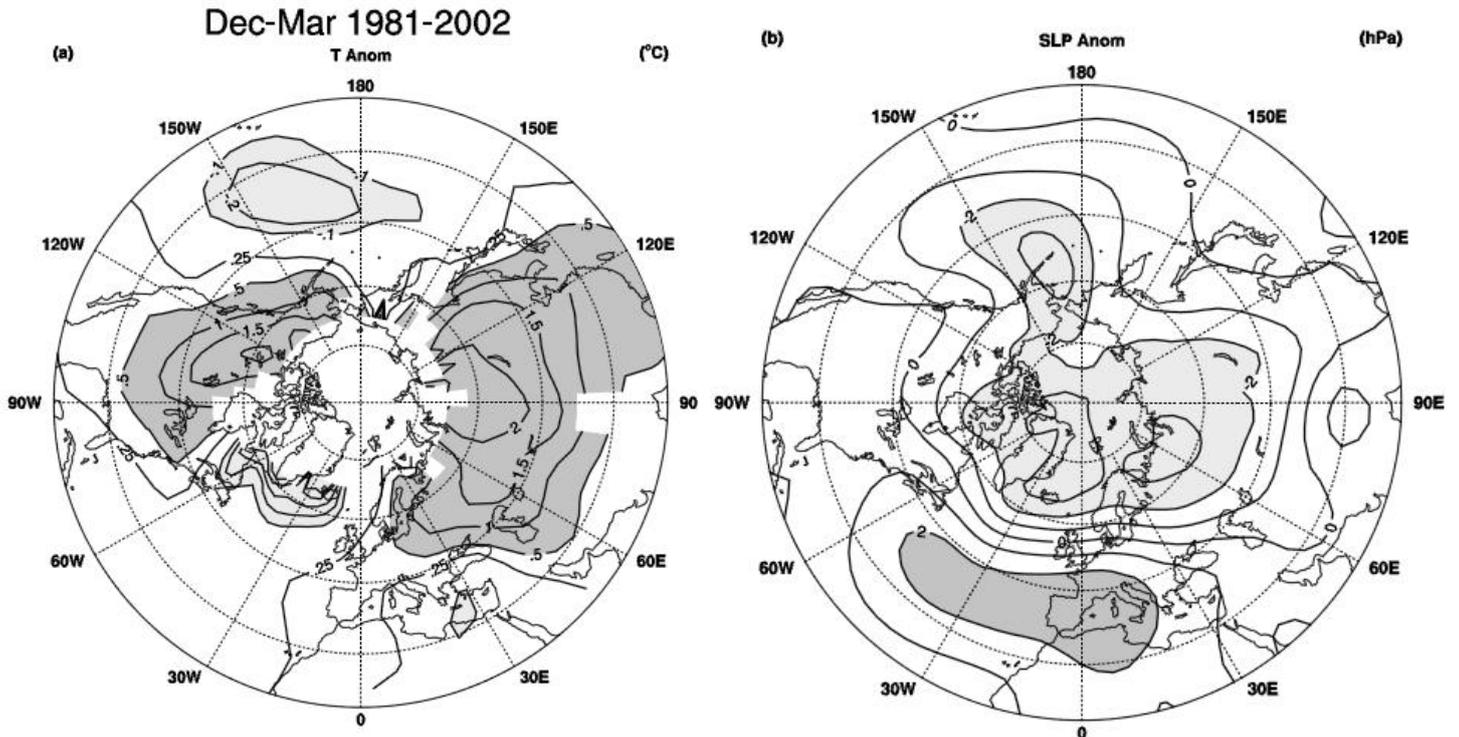


Fig. 23 – Anomalia Média da Temperatura (a) e da Pressão ao Nível Médio do Mar (b) durante Vinte e Dois (1981-2002) invernos (Dezembro-Março) expressas a partir das médias de 1951-80. Anomalias da temperatura > 0.25 °C estão indicadas por sombreado escuro; Anomalias da temperatura < -0.10 °C estão indicadas por sombreado claro. Para as anomalias negativas o incremento das isotérmicas é de 0.1°C e para as anomalias positivas as isotérmicas exibem um intervalo de 0.25°C, 0.5°C, 1.0°C, 1.5°C e 2.0°C. Regiões com dados de temperatura insuficientes não possuem isotérmicas. A mesma convenção de sombreado é exibida para a pressão ao nível médio do mar mas, para as anomalias acima dos 2 hPa em magnitude. O incremento das isóbaras é de 1 hPa na **Fig. (b)** (extraído de HURRELL *et al.*, 2003).

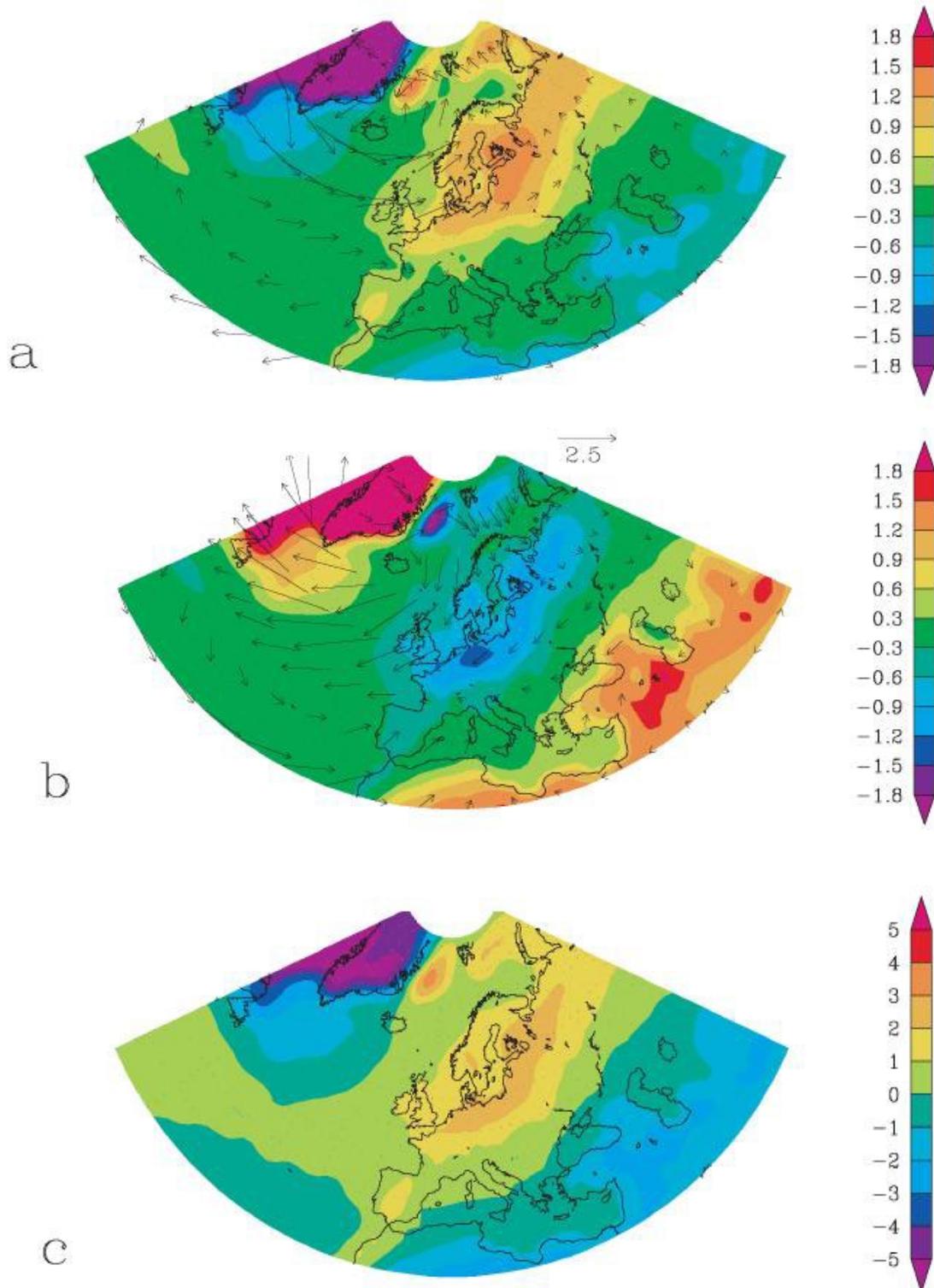


Fig. 24 – Compósitos do campo de anomalias de Tmax (°C) para os meses de Inverno (Dezembro-Março) no período compreendido entre 1958-1997: (a) índice NAO > 1.0, (b) índice NAO < -1.0 e (c) diferença dos dois compósitos. O campo de anomalias dos ventos (m/s) aos 10m de altura encontram-se exibidas para os meses de índice NAO elevado (a) e baixo (b) (*extraído de TRIGO et al., 2002b*).

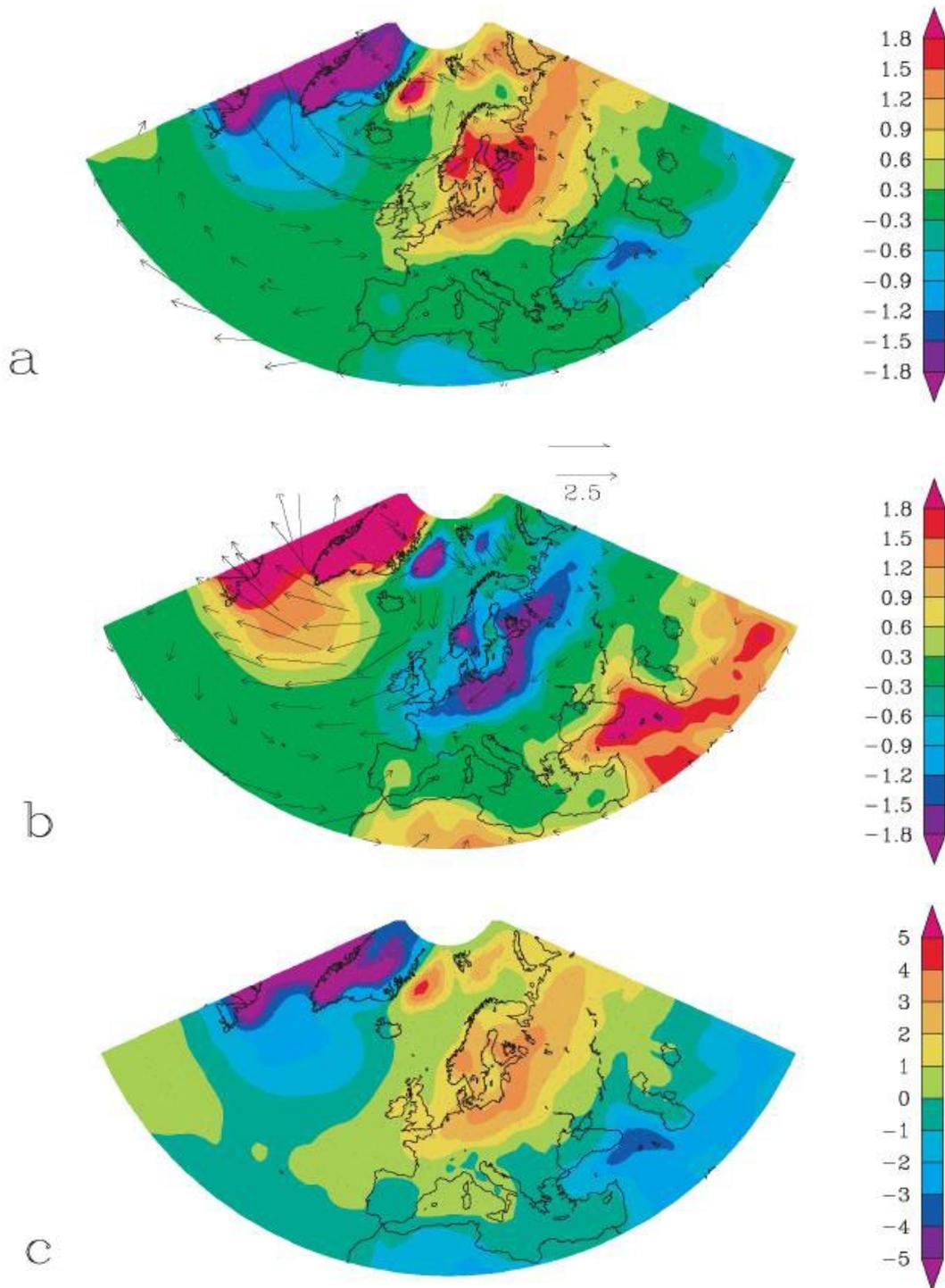


Fig. 25 – Compósitos do campo de anomalias de T_{min} (°C) para os meses de Inverno (Dezembro-Março) no período compreendido entre 1958-1997: (a) índice NAO > 1.0, (b) índice NAO < -1.0 e (c) diferença dos dois compósitos. O campo de anomalias dos ventos (m/s) aos 10m de altura encontram-se exibidas para os meses de índice NAO elevado (a) e baixo (b) (extraído de TRIGO *et al.*, 2002b).

2.3.5.4 – Outros impactos

Para além dos impactos diretos que a NAO exerce sob o ponto de vista do estado do tempo e do clima no HN, um vasto leque de outras questões, algumas delas já referidas, altamente ligadas à dinâmica atmosférica, são condicionadas por este padrão de circulação. Uma delas é a relacionada com a Ecologia que tem vindo a apresentar um aumento considerável na investigação acerca dos impactos da NAO em vários ecossistemas (ex.: OTTERSEN *et al.*, 2001; WALTHER *et al.*, 2002; STENSETH *et al.*, 2002; DRINKWATER *et al.*, 2003; MYSTERUD *et al.*, 2003; STRAILE *et al.*, 2003).

OTTERSEN *et al.*, (2001), a título de exemplo, tentaram sistematizar os efeitos ecológicos da variabilidade NAO e identificaram três vias possíveis. A primeira é relativamente simples com alguns patamares intermediários, como por exemplo, o efeito da NAO na indução de mudanças de temperaturas nos processos metabólicos, nomeadamente na alimentação e crescimento. Alternativamente, vias mais complexas com vários patamares podem ocorrer através de vários processos físicos e biológicos. Exemplifique-se com a mistura vertical intensa do oceano gerada por ventos de Oeste mais fortes que a média durante a fase vernal positiva da NAO. Esta mistura mais forte atrasa a primeira produção de *zooplankton* na Primavera e leva à sua redução, o que eventualmente resulta em menos alimento e velocidades de crescimento mais reduzidas para os peixes (DRINKINGWATER *et al.*, 2003 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003). Por fim, uma terceira via surge quando a população é repetitivamente afetada por uma situação ambiental particular antes mesmo que a mudança ecológica possa ser percebida (inércia biológica) ou, então quando, o parâmetro ambiental a afetar a população é *per se* modulado por um determinado número de anos (inércia física) (HEATH *et al.*, 1999 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003).

A NAO pode acarretar também importantes impactos na Economia. A precipitação atmosférica e a temperatura durante o Inverno induzidas pela NAO são exemplos de variáveis climáticas que podem ter grande impacto económico. Partindo primeiro da questão do crescimento das despesas com a proteção costeira e o redesenho das plataformas petrolíferas no mar alto para lidar com os aumentos induzidos pela NAO na altura significativa das ondas (ex.: KUSHNIR *et al.*, 1997), passando depois, pela mudança das condições de neve nos Alpes que têm grande impacto no turismo, e chegando até a alguns estudos que sugerem que a maior parte

dos furacões que chegando a terra na costa Este dos Estados Unidos depende da fase da NAO (ex.: ELSNER e KOCHER, 2000; ELSNER et al., 2000).

Outro exemplo de efeito económico que a NAO pode ter é pela afetação do caudal nos rios. Para além dos efeitos já documentados sobre a Península Ibérica (TRIGO *et al.*, 2002ab, TRIGO *et al.*, 2004, LORENZO-LACRUZ *et al.*, 2011), a NAO também parece ser capaz de afetar caudais fluviais em longitudes relativamente distantes. Exemplifique-se com o caso do Oriente Médio e o caudal do Rio Eufrates e Tigre (CULLEN e DEMENOCAL, 2000). O maior problema nesta região envolve a redução e o excedente no fornecimento de água para a irrigação agrícola. A tendência de redução na precipitação associada com o índice NAO tem vindo a ter efeitos catastróficos nos campos de cultivo e tem vindo a contribuir a disputas políticas sobre as retiradas de água dos rios entre a Turquia, onde a maior parte da chuva cai, e a Síria, vizinho marginal a jusante dos cursos de água.

Para os países localizados mais a Sul na variação dipolar da NAO, especialmente aqueles que marginam o Mediterrâneo, um índice NAO positivo significa, à partida, conforme já foi analisado, uma redução significativa na precipitação no Inverno. No entanto, a variabilidade negativa da NAO que pode significar maior disponibilidade hídrica para os países do Sul durante o Inverno, tendo assim um impacto económico positivo, para os países do Norte, pode ter efeito contrário. Por exemplo, um estudo de VISBECK *et al.*, 2003 *cit. in* HURRELL *et al.*, 2003 investigou o impacto económico na mudança induzida pela NAO na precipitação e temperatura sobre a Escandinávia. A Noruega produz quase 100% das suas necessidades de eletricidade através de fontes hidroelétricas mas, a Suécia, em contrapartida, por questões essencialmente ligadas à topografia gera apenas perto de 50% da sua energia com base na hidroeletricidade. A outra metade vem quase toda ela de fontes nucleares. Tendo o consumo elétrico *per capita* mais elevado a nível mundial e, após à privatização da energia nos anos 90, a Noruega, criou com a Suécia o primeiro sistema de troca de energia internacional. Este facto foi realmente importante para o primeiro, ao passo que, para a Suécia, também existe benefício. A importância para a Noruega foi notória devido a uma “crise” energética que a afetou, descendo para valores significativamente mais baixos a possibilidade desta produzir energia baseada nos recursos hídricos. Pelo impacto da NAO ser diferente nos dois países, na Suécia a redução não foi assim tão drástica mas, por outro lado, as fontes utilizadas para produzir energia estão distribuídas de forma diferente entre a hidroeletricidade, energia nuclear e combustíveis fósseis, assim, cada país pode ter vantagens competitivas naturais com base em fenómenos climáticos específicos. O pico da produção de

energia hidroelétrica na Noruega é no Verão e está associada com o degelo nas montanhas (aumentando assim o caudal dos cursos de água). Contudo, o pico de produção em 1996 ficou 3,000 GWh por semana abaixo do ano anterior. Esta redução tão pronunciada teve que ver com a acentuada redução na precipitação no Inverno na Noruega, refletindo um índice NAO muito baixo entre Dezembro de 95 e Março de 96, no seguimento de anos bastante húmidos associados a índices NAO positivos que começaram nos finais dos anos 80 (ver **Fig. 12, 20 e 21**). A precipitação em Bergen, no Oeste da Noruega está correlacionada em $r \sim 0.8$ com os índices NAO, por exemplo (HURRELL, 1995). As anomalias na precipitação foram evidentes no nível dos reservatórios de água que ficaram 40% abaixo do normal em 1996 e traduziu-se, assim, na produção hidrelétrica.

A situação da crise energética da Noruega no início do ano de 1997 teve tamanha gravidade que esta comprou ainda energia de centrais elétricas a carvão da Dinamarca, o que chamou alguma atenção internacional devido aos compromissos assinados por ambos os países no Protocolo de Kyoto. Na mesma linha, percebe-se agora uma vantagem logística, em que se o índice NAO persistir negativo e a precipitação for relativamente baixa neste país, os produtores podem comprar energia nuclear da Suécia. Em contraste, quando o índice NAO persiste em valores positivos, quando a produção hidrelétrica na Noruega está no seu ótimo, pode ser mais barato para a Suécia comprar energia do primeiro país do que produzi-la ela mesma.

3.1 – Generalidades sobre Riscos Naturais e a NAO

A variabilidade da NAO no tempo (**Fig. 12**) e no espaço (**Fig. 5 e 6**) provoca conforme já analisado nos últimos pontos do capítulo anterior, vários impactos climáticos (e meteorológicos) de primeira ordem que podem gerar outros de segunda ordem. No entanto, nos últimos impactos, apenas alguns (Ecologia e Economia) foram objeto de uma revisão mais detalhada.

Também já referidos, mas não analisados em grande pormenor estão os impactos secundários da NAO nas manifestações dos riscos naturais (RN). Este estudo centra-se no impacto nos Riscos Climato-hidrológicos (Precipitação atmosférica que despoleta Cheias e Inundações). Este motivo leva a que esta questão integre este capítulo.

O conceito de Risco define-se como a probabilidade de ocorrência de um processo (ou ação) perigoso(a) e respetiva estimativa das suas consequências sobre pessoas, bens ou ambiente, expressas em danos corporais e/ou prejuízos materiais e funcionais, diretos ou indiretos (*adaptado de JULIÃO et al., 2009*).

Os RN, em seu turno, estão ligados essencialmente com fenómenos que podem produzir danos e estão associados à evolução da Terra ao longo dos tempos. Esta denominação é usada para fazer referência aos riscos que não podem ser facilmente atribuídos ou relacionados com a ação do Ser Humano. No entanto, na atualidade é impossível analisá-los em separado pois constituem-se em verdadeiros complexos de riscos (REBELO, 2003). Risco é entendido no seu sentido mais restrito como, *hazard* ou *aléas* e designa a probabilidade espacial e temporal de ocorrência de um fenómeno, neste caso, um fenómeno indesejado, pelas consequências negativas de que se reveste para o Ser Humano e para a sociedade (*adaptado de CUNHA e DIMUCCIO, 2002*).

Os riscos naturais resultam da conjugação de dois aspetos, primariamente da dinâmica do meio físico (que envolve perigo para a presença do Ser Humano, ou seja, que representa *perigosidade*) e em segundo, da exposição de uma comunidade em relação aos perigos resultantes dessa dinâmica, logo a *vulnerabilidade*, que é também a capacidade de resistência e resiliência a catástrofes (*adaptado de FERNANDES, 2009*).

O conceito de risco tem vindo a ser discutidos por vários autores de vários países ao longo do tempo. Os riscos naturais não são exceção e resultam duma discussão muito viva nos últimos anos (VARNES, 1984; SMITH, 1992; DAUPHINÉ,

2001). Outras discussões surgem no concernente à ligação dos riscos naturais à vulnerabilidade. REBELO, (2003) refere que subsiste uma confusão entre os termos utilizados para tratar de riscos e vulnerabilidades. Por um lado, os franceses optaram pela ideia de “*aleatório*” logo, do *aléa*, os anglo-saxónicos preferiram a de “*acaso*” ou “*casualidade*” portanto, o *hazard*; alguns espanhóis, italianos e portugueses, para exprimir a ideia de ameaça preferiram as palavras *peligrosidad*, *pericolosità* e “*perigosidade*”, respetivamente. O mesmo autor considera ainda que existe um ponto de confluência: “Independentemente das palavras utilizadas está na prática, aceite, por quase todos os que se dedicam a este tipo de estudos, que o risco é, então, o somatório de algo que nada tem a ver com a vontade do Ser Humano (aleatório, acaso, casualidade ou perigosidade), com algo que resulta da presença direta ou indireta do Ser Humano, ou seja, a vulnerabilidade”. Doravante, REBELO (2003), refere que surgem fórmulas de quantificação do risco, assentes em operações aritméticas simples. Primeiro optaram pelo somatório, mas depois houve autores que preferiram a multiplicação. Para autores da língua francesa, o Risco (R) é igual ao somatório do *Aléas* (A) e da Vulnerabilidade (V). Para os da língua Inglesa, o Risco (R) é o resultado do somatório da vulnerabilidade (V) com o *Hazard* (H).

$$R=A+V (1)$$

Ou

$$R=H+V (2)$$

No sentido de criar uma “fórmula do risco” mais eficaz houve quem valorizasse mais a vulnerabilidade para a mesma importância do *aléa* ou *hazard*, donde o produto em vez da soma entre o *Aléas* (A) e a Vulnerabilidade (V).

$$R=A.V (3)$$

Ou

$$R=H.V (4)$$

Existe uma grande variedade fórmulas do risco e estas constituem meras opções metodológicas que podem ser utilizadas em inúmeros casos, de acordo com as características geográficas e o tema a estudar em cada lugar ou região (FERNANDES, 2009). Neste estudo de caso, atendemos à fórmula, $R=A.V$ (3), pois se não houver processo perigoso, não há risco e se não houver vulnerabilidade¹⁶ também não. O aumento da vulnerabilidade potencia o risco face ao processo perigoso.

¹⁶ Vulnerabilidade define-se segundo VARNES, 1984 e FELL, 1994, “como o grau de dano sofrido por um dado elemento ou elementos, provocados por um PROCESSO PERIGOSO de determinada dimensão e

Por fim, com maior ou menor importância, a vulnerabilidade está sempre presente e, por conseguinte, o risco também. A vulnerabilidade é intrínseca à noção de risco e quase não vemos a necessidade de falar em “aleatório”, “acaso”, “casualidade” ou “perigosidade””. Desta feita, as fórmulas citadas deixam de ter importância e são apenas uma questão de método. Deve-se preocupar então na aplicação dum grau de vulnerabilidade (Muito Baixa, Baixa, Moderada, Elevada e Muito Elevada) (*adaptado de FERNANDES, 2009*).

Ligando a NAO ao enunciado anteriormente, no caso da precipitação, a relevância desta na manifestação de processos potencialmente perigosos que podem dar origem a manifestações de riscos naturais, está associada, conforme também já foi referido, no caso do tempo severo com precipitações intensas que causam cheias e inundações (fase negativa).

3.2. – Conceitos Fundamentais

Antes de abordar algumas questões sobre os riscos em estudo devemos definir primeiro alguns conceitos fundamentais para uma melhor compreensão do ponto subsequente.

Numa lógica de causa-efeito, o primeiro conceito a definir-se, conforme a utilização neste trabalho, é o de precipitações intensas. Compreenda-se este termo por episódios de precipitação que excedam um valor específico (geralmente em *mm*) numa estrita relação com a geografia local (*American Meteorological Society (AMS), 2013*) mas também, num espaço de tempo determinado. Neste trabalho na maior parte das vezes não é possível estabelecer a intensidade da precipitação horária¹⁷, pelo que a utilização deste termo é um pouco arbitrária, com base simplesmente nos efeitos causados, uma vez que, 20 *mm* de precipitação distribuídos uniformemente ao longo do dia não significam precipitação intensa mas se forem concentrados numa hora sim.

Outro conceito ainda no eixo da causalidade meteorológica na manifestação de riscos de inundação é o de precipitações abundantes. Estas funcionam como agravantes em episódios de cheias rápidas devido à redução que promovem na capacidade de armazenamento de água no solo por sua saturação paulatina, ou como

intensidade e é expresso numa escala de 0 (ausência de dados) a 1 (danos totais)” (*cit. in FERNANDES, 2009*).

¹⁷ Taxa de precipitação expressa em *mm* (ou pelegadas) por hora (*adaptado da AMS, 2013*).

causas meteorológicas de cheias progressivas. Neste trabalho este termo também é um pouco liberal, todavia, quando referido, o seu significado tem que ver essencialmente com a ocorrência da precipitação ao longo dum período de tempo considerável passível de aumentar o escoamento das águas meteóricas para as linhas de água e assim, dos caudais destas entidades.

Cheia, por sua vez, pode definir-se pela “subida, geralmente rápida do nível de um curso de água até um máximo, a partir do qual desce em geral mais lentamente” (Glossário Internacional de Hidrologia da UNESCO/OMM, 2004). Tratamos portanto de cheias fluviais e não de cheias costeiras em resultado da elevação e galgamentos oceânicos de origem meteorológica (*storm surge*).

Inundação, no eixo do efeito, segundo a mesma fonte bibliográfica para o termo *cheia*, designa “submersão de áreas fora dos limites normais de um curso de água ou acumulação de água proveniente de drenagens, em zonas que normalmente não se encontram submersas”. Na bibliografia hidrológica o conceito de *cheia* aparece regularmente ligado à dinâmica fluvial mas, pode não estar associado à ideia de inundação. Contudo geralmente está, tal como neste trabalho.

Em Portugal as cheias fluviais estão necessariamente ligadas com a intensidade da precipitação mas estas podem ocorrer, regra geral, de duas formas. A primeira prende-se na sequência de chuvadas rápidas e concentradas em pequenas bacias hidrográficas. São as chamadas cheias rápidas que são agravadas por condições topoclimáticas, gerando consequências devastadoras devido à rapidez da propagação da onda de cheia. Se a bacia em questão, de forma agravante, estiver urbanizada, as consequências serão, naturalmente, ainda mais destruidoras, pois por um lado, há um aumento do escoamento devido às deficientes condições de infiltração, e por outro, há um aumento do número de elementos expostos.

No concernente às grandes bacias hidrográficas nacionais e ibéricas, as cheias são mais lentas, logo progressivas. Neste caso dão-se no seguimento de precipitações abundantes de alguma persistência, cingindo-se especialmente ao Inverno, não excluindo no entanto ocorrências no Outono e na Primavera. Inundações ligadas a este tipo de cheia atingem essencialmente as planícies aluviais com alturas de águas considerável que podem permanecer nestes locais ao longo de vários dias, semanas. Este é o caso das inundações analisadas para o Mondego.

3.3 - Riscos Climato-hidrológicos: De precipitações intensas/abundantes, cheias e inundações

“A variabilidade do clima conjugada com a vulnerabilidade humana perante algumas situações meteorológicas adversas constitui o risco climático” (MARQUES e ANTUNES *com base em* ALCOFORADO, 2000). Portugal tem um clima de base claramente mediterrânea, mesmo no Noroeste, onde as influências oceânicas são maiores, ou nas montanhas mais importantes onde o frio e neve são frequentes no Inverno (REBELO, 2001).

Uma das principais características dos climas mediterrâneos é a sua variabilidade. Assim sendo, podemos dizer que estes climas têm Verões quentes e secos e Invernos suaves e pluviosos, algo que nos é empiricamente transmitido e é confirmado por estudos científicos que recorrem à estatística, contudo, isto não se observa de forma tão clara frequentemente (*adaptado de* REBELO 2001).

É sabido que, muitas vezes o Verão se prolonga pelo Outono dando origem a secas, ou então, que uma sequência de condições de estado de tempo influenciada por situações anticiclónicas, criando um tipo de tempo designado por muitos como “bom tempo”, durante semanas em pleno Inverno pode criar condições de seca, especialmente porque é nesta estação que se verifica a maior quantidade de precipitação, em regra, o que dificulta a recuperação da situação de seca nas estações subsequentes. A seca exagerada é pois um risco climático, bastante típico do clima mediterrâneo, com a agravante de, por vezes, poder se repetir em anos seguidos (FEIO e HENRIQUES, 1986 *cit. in* REBELO 2001). Por outro lado, também é sabido que o Verão é frequentemente “interrompido” numa forma brutal em Agosto ou em Setembro com chuvadas intensas, que regra geral, ocorrem em Outubro, Novembro. Este facto também constitui um risco climático bem conhecido (*adaptado de* REBELO, 2001).

Doravante, é na linha do enunciado no último período do parágrafo anterior que se enquadram os riscos climáticos de precipitação intensa que podem causar cheias que, por sua vez acarretam à manifestação do risco hidrológico ligado a inundações. As supracitadas chuvadas, que por muitas vezes ocorrem no Verão, provavelmente não terão o mesmo efeito, em termos de severidade, se ocorrerem em Outubro ou Novembro – nestes meses tenderão a ser muito mais perigosas, pelo menos no risco hidrológico de inundações. Isto ocorre porque a baixa pluviosidade do Verão reduz a quantidade de água no solo, aumentando assim a infiltração e concentração das águas meteóricas, reduzindo, subsequentemente, a água que se traduzirá em escoamento superficial para as linhas de água. Os efeitos tenderão a ser ainda menos

gravosos porque os caudais das linhas de água encontram-se ainda, normalmente, em período de estiagem, e assim, menos volumosos e menos propensos a causarem inundações mesmo com a ocorrência dum cheia em consequência dum rápido escoamento superficial (neste caso, uma cheia rápida (*flash flood*)). Em Outubro e em Novembro, bem como ao longo do restante Outono, Inverno e especialmente no início da Primavera, pelas precipitações mais regulares, o solo está mais rico em água e assim, menos capaz de concentrar as águas meteóricas através da infiltração. De forma agravante, os caudais das linhas de água estão também mais volumosos, em período de recarga ou mesmo em cheia. Assim, dum forma muito regular, tais chuvadas mais frequentes a ocorrerem na estação outonal ou ainda na invernical têm efeitos a nível das cheias e consequentes inundações muito mais severos. O risco hidrológico de inundação tende então a ser muito mais elevado em termos absolutos no período do invernical.

A ocorrência de precipitação intensa está intimamente ligada aos sistemas atmosféricos associados aos fenómenos de precipitação à escala sinótica (baixas pressões e frentes, por exemplo) ou ainda de meso-escala (linhas de instabilidade, por exemplo) (*adaptado e modificado de FRAGOSO, 2003 com base em ORLANSKY, 1975*). A precipitação pode ainda sofrer agravamentos locais devido a fatores geográficos, tais como o relevo, mais precisamente nos efeitos gerados pelo incremento da altitude que aumenta a precipitação dum forma muito significativa quando a orientação do relevo promove um bloqueio orográfico (ascendência rápida das massas de ar ricas em água precipitável). Assim, em Portugal continental, devido às perturbações à escala sinótica terem uma deslocação tipicamente de Oeste para Este, as vertentes do quadrante Oeste tendem a ter um volume médio de precipitação muito mais elevado do das vertentes do quadrante Este, principalmente nos grandes conjuntos montanhosos. Mas a precipitação pode sofrer outros agravamentos locais, como por exemplo, os efeitos de ótimo pluviométrico sobre núcleos urbanos.

Embora um episódio de precipitação intensa seja na maior parte das vezes aquele que causa cheias que levam à manifestação do risco hidrológico de inundações em Portugal, no caso das grandes bacias deve-se sublinhar que, esta manifestação tende a ocorrer devido a uma precipitação abundante prévia que costuma ocorrer no período invernical, tal como já foi referido. No entanto, deve-se chamar à atenção ainda, que as cheias podem ser meramente progressivas, isto é, não são causadas por episódios de precipitação intensa mas sim pela precipitação abundante quase contínua. Nestes casos o risco hidrológico de inundação também manifesta-se. Os sistemas atmosféricos associados aos fenómenos de precipitação neste caso geralmente são sempre à escala sinótica (depressões quase estacionárias,

e/ou complexas, passagens sucessivas de ondulações frontais). No entanto, tanto no caso das cheias progressivas, bem como no das cheias rápidas, a sua dependência na precipitação abundante está ligada à eficácia dos sistemas capazes de gerar precipitação à escala sinótica que são, como já foi referido, gravemente condicionados pela NAO, no sentido que numa fase NAO negativa, o grau de cavamento e a deslocação da depressão da Islândia para Sul permite a passagem para a Península Ibérica de sistemas perturbados numa forma mais frequente. Em oposição, numa fase NAO positiva, a influência quase contínua de extensões do Anticiclone Atlântico Subtropical e outros derivados com traçado isobárico distinto traz para o país a prevalência de condições de estado do tempo de estabilidade atmosférica sem a ocorrência de precipitação.

Enquadrado nas características climáticas basicamente mediterrâneas estão portanto os riscos hidrológicos em Portugal. Com efeito, todos os grandes rios peninsulares que desaguam em Portugal, bem como os outros inteiramente nacionais (Mondego, Vouga e Sado são exemplos), apresentam uma longa história de cheias com graves prejuízos ao longo das suas margens, muito especialmente em espaços urbanos. O risco hidrológico, mais especificamente o risco de inundação foi então sempre muito grande, e o Ser Humano foi tendo que tomar precauções (*adaptado de REBELO, 2001*).

Em Coimbra, na transição para a unidade geomorfológica do baixo Mondego, rio em estudo com dados de estações hidrométricas localizadas nesta cidade, por muito tempo houve vários danos devido às inundações das ruas da Baixa causadas pelas cheias deste rio (MARTINS, 1940 *cit. in* REBELO, 2001). A construção das barragens (Aguieira e Raiva no Mondego e Fronha, no Alva) e do Açude-ponte de Coimbra parecem ter minimizado o problema para a cidade, embora, o caudal dum importante afluente que conflui dentro dos limites do município, o Ceira, ainda não esteja controlado. Facto é que, desde a construção do sistema e a entrada em funcionamento em 1981, apenas as precipitações registadas no Inverno de 2000/01 foram capazes de causar inundações de magnitudes semelhantes às que ocorreram neste rio antes da sua regularização.

No caso do Rio Vouga, em seu turno, a ocorrência de inundações frequentes, em situações de cheia, é nas áreas de cotas baixas (extensas áreas de planícies aluviais), áreas com influência da maré e ainda em áreas onde ocorreram incêndios florestais a montante de seções de vazão insuficientes em pontes e pontões (PBH VOUGA, 2001). O presente estudo, por uma questão de disponibilidade e qualidade de dados fará uso da estação hidrométrica de Ponte de Vouzela para a análise dos

regimes fluviais associados aos ritmos pluviométricos influenciados pela NAO neste rio, questão que será abordada mais adiante. No entanto, a título de exemplo e extrapolando as questões para a bacia e não apenas o ponto e para a linha de água em estudo, o Rio Águeda, em 1995 registou a ocorrência duma cheia que pode ser definida como cheia centenária (PBH VOUGA, 2001). Outra área problemática é junto ao “Monumento ao Emigrante” na Pateira de Fermentelos, onde são visíveis marcas de várias cheias que ocorrem ao longo dos anos. Apesar de ser topograficamente uma área aberta, na Pateira de Fermentelos confluem três linhas de água com importante caudal – os rios Águeda e Cértima, e a ribeira do Pano – contribuindo significativamente para a ocorrência de inundações naquele local. Este fenómeno é ainda mais crítico nos períodos de maré alta na ria de Aveiro.

No concernente aos registos propriamente ditos na estação em estudo no próprio Rio Vouga, o Plano da Bacia Hidrográfica do Rio Vouga (PBH VOUGA, 2001), na Análise Estatística das Situações Hidrológicas Extremas (1998), refere que para a Ponte de Vouzela, a maior cheia desde que há registos, ocorreu a 13 de Novembro de 1997, quando o nível chegou aos 6,7 m e o caudal a 6237 m³/s. Pouco antes, em 1995, o segundo maior registo havia sido alcançado (4,82m de nível e 2208 m³/s).

Em síntese, os riscos de inundação relacionam-se com os riscos climáticos, no entanto, os primeiros implicam a consideração de vários elementos naturais, cite-se, os declives, a permeabilidade ou impermeabilidade do substrato rochoso, a dimensão e a forma da bacia hidrográfica, as características do coberto vegetal, etc. Também entram em jogo vários elementos humanos, tais como, as barragens, diques, o modo de ocupação do solo, etc. Os riscos de inundação relacionam-se igualmente com os riscos de erosão fluvial ou marinha e ainda com os riscos de sedimentação (*adaptado de REBELO, 2001*).

Capítulo IV - Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

4.1 – Caracterização das bacias hidrográficas dos rios em estudo

4.1.1 – Bacia hidrográfica do rio Vouga

4.1.1.1 – Localização Geográfica

A bacia hidrográfica do Rio Vouga localiza-se na região Centro de Portugal Continental entre as bacias hidrográficas do rio Douro, a Norte, e do Rio Mondego, a Sul, entre os paralelos 40° 15' e 40° 57' de latitude Norte e os meridianos 7° 33' e 8° 48' de longitude Oeste. A área total, referenciada à Barra de Aveiro, é de 3645 km² (**Fig. 26**) (*adaptado de GUEDES, 2006*).

A bacia apresenta uma forma alongada, orientada no sentido E-W, limitada a Norte por uma linha de cumeada, na qual se salientam as serras de Montemuro, Lapa e Arada, que a separam da bacia hidrográfica do Douro, e a Sul por outra linha de cumeada, na qual se destacam as serras do Caramulo e do Buçaco, que a separam da bacia do Mondego (**Fig.30**) (COBA, 1975; FARIA e MACHADO, 1976; BORREGO e GONÇALVES, 1996; FBO *et al.*, 1999, *cit. in* GUEDES, 2006).

A Bacia Hidrográfica do rio Vouga, segundo o PBH VOUGA (2001), divide-se em três unidades hidromorfológicas, atendendo a critérios de semelhança morfológica, climática, hidrológica e ainda de ocupação do solo: Baixo, Médio e Alto Vouga. Esta divisão assemelha-se à proposta anteriormente por Amorim Girão em 1922 no seu “Estudo Geográfico da Bacia do Vouga” (**Fig.27**) (*adaptado de GUEDES, 2006*).

Impactos da NAO nos regimes fluviais dos rios Vouga e Mondego

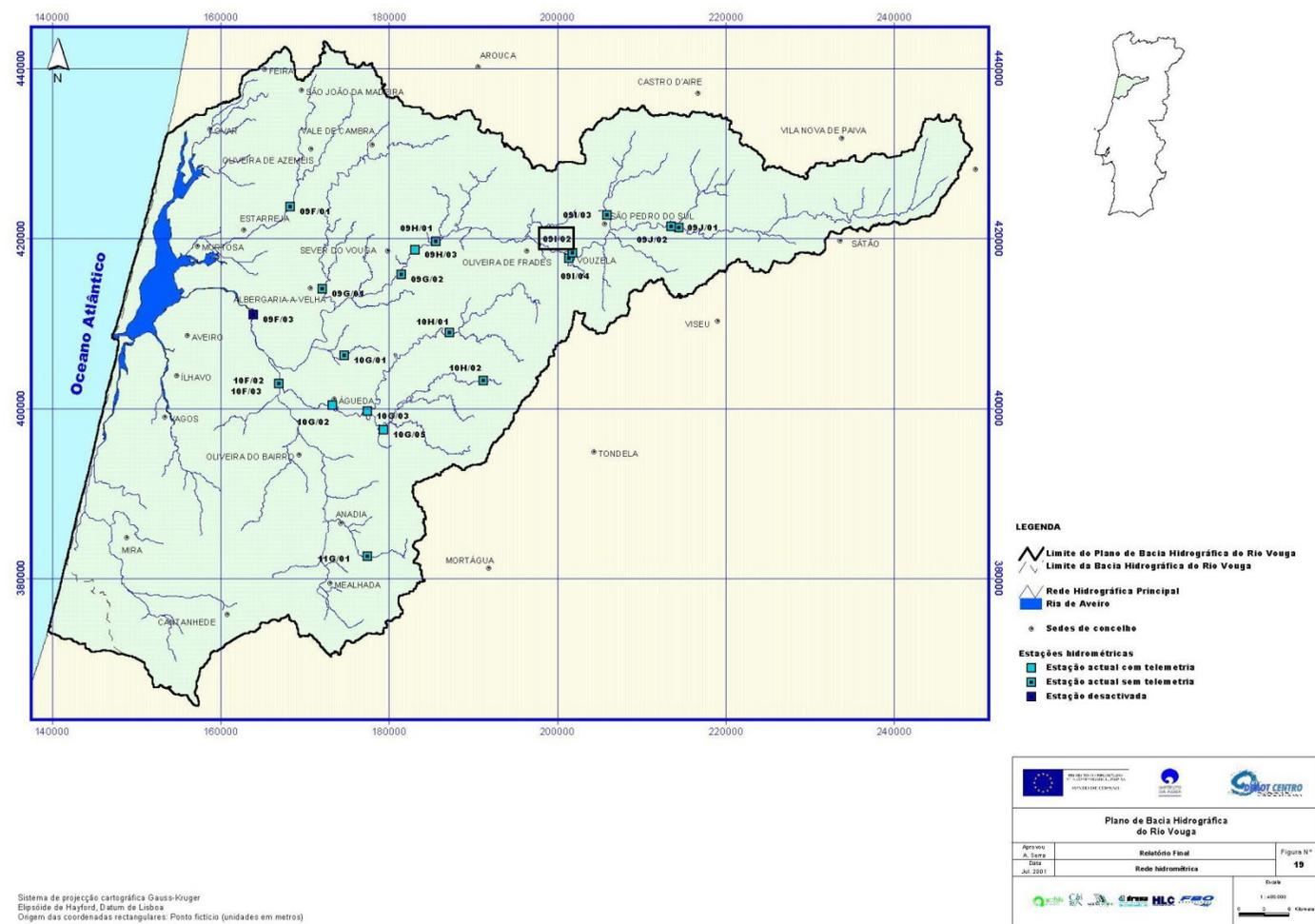


Fig. 26 – Localização Geográfica da Bacia do Rio Vouga e das suas Estações de recolha hidrométrica (o código da estação de Ponte de Vouzela encontra-se sinalizada por um retângulo preto (estação 09I/02H)) (*adaptado do PBH VOUGA, 2001*).

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

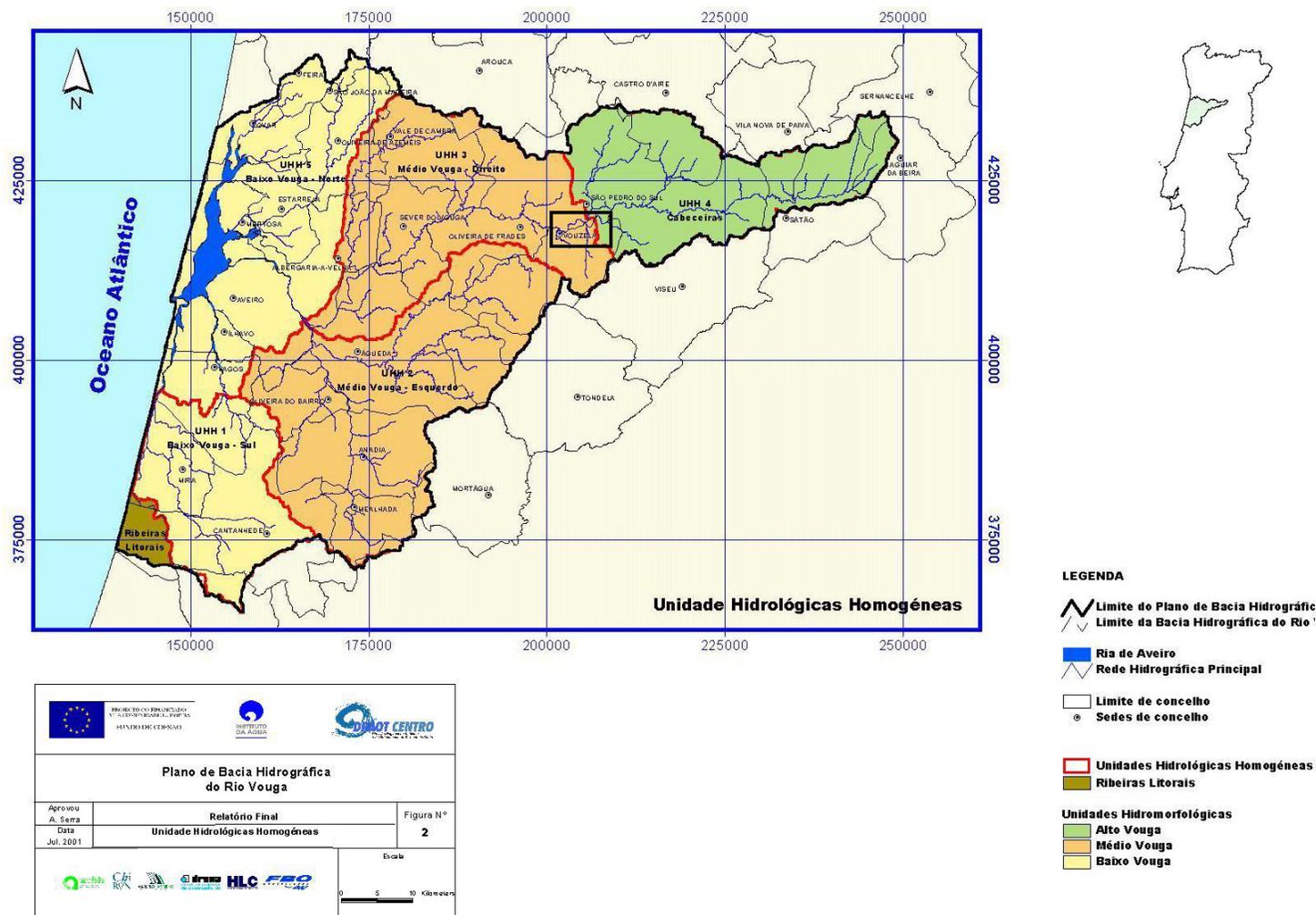


Fig. 27 – Unidades Hidromorfológicas e Unidades Hidrológicas Homogéneas (o retângulo preto simboliza a localização da Estação de Ponte de Vouzela) (adaptado do PBH VOUGA, 2001).

4.1.1.2 – Síntese Geológica

Morfostruturalmente, a bacia hidrográfica do rio Vouga desenvolve-se em duas grandes unidades geológicas: a do Maciço Hercínico (também designado como Maciço Hespérico) e a da Orla Mesocenozóica Ocidental (**Fig. 28**). O alinhamento tectónico Porto-Tomar põe em contato a Zona Centro-Ibérica do Maciço Hercínico com a Orla Mesocenozóica Portuguesa.

No Maciço Hercínico, as principais litologias que se identificam, dentro da área da bacia, são as do Complexo Xisto-grauváquico, a dos granitos Hercínicos e os quartzitos Ordovícicos. Esta área restringe-se espacialmente à parte oriental da bacia (interior) e vai desde as cabeceiras, na Serra da Lapa até por volta do meridiano de Albergaria-a-Velha.

O Complexo Xisto-grauváquico (TEIXEIRA, 1955) destaca-se na expressão cartográfica, evidenciando-se principalmente como uma sequência flischóide (TEIXEIRA, 1979), onde são marcadamente abundantes, naturalmente, os xistos e os grauvaques com mais de 2000 metros de espessura (TEIXEIRA, 1981). Dentro da área da bacia ao nível da mesma unidade, ocorrem ainda passagens quartzíticas, gresosas ou até níveis conglomeráticos, contudo, muito deformadas, patenteando diferentes graus de metamorfismo (*adaptado do PBH VOUGA, 2001*). As várias auréolas de metamorfismo de contacto são quase sempre delgadas, com xistos mosqueados e corneanas, resultantes da instalação de corpos graníticos intrusivos (RIBEIRO *et al.*, 1979).

Relativamente aos quartzitos ordovícicos, estes dispõem-se em estreitas cristas de grande desenvolvimento espacial, com direções NW-SE, discordantes sobre o complexo Xisto-grauváquico (SOUSA, 1984). Após à deposição dos sedimentos ordovícicos e silúricos (e mesmo devónicos e carbónicos) a ação da orogenia Hercínica deformou e metamorizou o conjunto, dando origem a dobras de orientação geral NW-SE, quer anticlinais quer sinclinais (TEIXEIRA, 1981). Ocorrem na serra do Buçaco e entre Carvoeiro (junto ao Vouga, a nascente de Albergaria-a-Velha) e as Caldas de S. Jorge, formando relevos de certa envergadura (GUEDES, 2006).

As formações graníticas, por seu turno, ocupam uma importante mancha dentro da bacia do Vouga. A sua composição e textura são fortemente heterogéneas em relação com as diversas fases de instalação, relacionadas intimamente com as diversas fases da orogenia hercínica (*modificado de GUEDES, 2006 e do PBH*

VOUGA, 2001). As intrusões ígneas hercínicas provocaram metamorfismo de contacto (auréolas de metamorfismo) que se sobrepôs ao metamorfismo regional (TEIXEIRA, 1981). Desta feita, nas cabeceiras da bacia, no Planalto de Trancoso (Aguiar da Beira) predominam os granitos monzoníticos de grão grosseiro, porfiróides (*tardi* a pós-tectónicos). Mais a poente, já na área de Castro Daire, um batólito bem definido é constituído principalmente por granitos e granodioritos, também porfiróides (*tardi*-tectónicos). Por fim, entre a área a Norte de Viseu e Oliveira de Frades/Sever do Vouga, predominam os granitos de duas micas, indiferenciados, por vezes granodioritos e granitos gnaissóides (*sin*-tectónicos) (*Idem*).

Ainda na área do Maciço Hercínico chama-se a atenção para a ocorrência da chamada faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis, de terrenos Precâmbrios da Zona de Ossa-Morena que se desenvolvem entre Albergaria-a-Velha e Espinho com uma largura média de 5 km. Constitui-se, essencialmente, na parte ocidental, por xistos escuros, quartzo-sericíticos e moscovíticos, muito deformados (Xistos de Aradas) e, na parte oriental, fundamentalmente, por micaxistos polimetamórficos e com porfiroblastos de biotite, estauroлите e granadas (*adaptado do* PBH VOUGA, 2001).

Por fim, no concernente à litologia na área do Maciço Hercínico, existem ainda alguns terraços fluviais e faixas de aluviões atuais dispostas ao longo dos cursos de água, bem como depósitos de cobertura plistocénica na parte inferior da bacia. À parte desta litologia, toda a litologia presente na bacia do Vouga citada anteriormente conota de permeabilidade reduzida a média o que favorece o escoamento fluvial das águas meteóricas, reduzindo assim o tempo de resposta entre a ocorrência da precipitação e o aumento dos caudais.

Adicionalmente, no Maciço Hespérico ocorrem três sistemas importantes de falhas, em regra ligadas a importantes desligamentos. Um sistema esquerdo, com direções predominantes NNE-SSW a ENE-WSW. Outro sistema direito, com direções NNW-SSE a NW-SE e, por fim acidentes de direção bética, ENE-WSW – paralelos à flexura do Guadalquivir (PBH VOUGA, 2001).

O desenvolvimento da bacia hidrográfica do rio Vouga sobre terrenos da Orla Mesocenozóica Ocidental Portuguesa corresponde ao preenchimento de uma bacia sedimentar, a Bacia Lusitânica. Esta bacia sedimentar é constituída por detritos, de origem, sobretudo, da erosão do Maciço Hercínico (RIBEIRO *et al.*, 1979). Têm especial relevância os arenitos, as argilas e margas e algumas formações

carbonatadas (com grande influência terrígena) dentro da área da bacia (PBH VOUGA 2001; GUEDES, 2006). A evolução tectónica da Bacia Lusitânica foi controlada por falhas formadas durante o episódio orogénico Variscano (RIBEIRO *et al.*, 1979). Esta orogenia resultou em falhas de transcorrentes sinistrais de direcções variando NW-SE a NE-SW (KULLBERG *et al.*, 2006).

Dentro da área da bacia, o substrato em profundidade é constituído por formações xistosas (xistos escuros, quartzo-sericíticos e moscovíticos) e, na parte oriental, micaxistos polimetamórficos. Sobre esta base impermeável encontram-se depositados arenitos triásicos que ocupam importantes faixas ao longo das margens do Vouga, entre Angeja e S. João de Loure. São designados popularmente como “pedra de Eirol” (GUEDES, 2006).

Junto de Aveiro, e estendendo-se para Norte até ao Vouga, e para Sul até Vagos, situa-se uma área importante de terrenos cretácicos, constituídos por arenitos (grosseiros e finos) e argilas (*Idem*).

Os depósitos Quaternários são constituídos por aluviões de lodos, argilas arenosas e areias. A variabilidade litológica aqui é grande, pois evidenciam toda uma série de transformações e eventos geológicos vários que originaram estas formações. Esta área sofreu também a influência da reabertura artificial da “barra” de Aveiro, no século XIX, intervenção esta que devolveu a influência das marés e da mistura água doce/água salgada a um estuário que perdera, pouco a pouco, o contacto com o mar (*Ibidem*). Refira-se ainda a ocorrência, especialmente nas áreas interfluviais, de praias antigas e terraços fluviais, alguns emersos apenas no Verão, constituídos por areias grosseiras raramente intercaladas por argila (*Ibidem*).

Toda a litologia da área da bacia sobre os terrenos da Orla Mesocenozóica Ocidental conota uma permeabilidade considerável o que aumenta teoricamente o tempo de resposta dos caudais à precipitação, no entanto, não se deve desconsiderar o caudal afluente proveniente das áreas do Maciço Hercínico.

Por fim, a nível tectónico a unidade da Orla Mesocenozóica Ocidental caracteriza-se, na área da bacia, pela presença de famílias de acidentes de várias direcções, em grande parte correspondentes ao rejogo pós-hercínico da rede de fracturação *tardi*-hercínica do maciço, que define blocos cuja cobertura é deformada por dobras, falhas e dobras-falha. No interior dos blocos verifica-se um estilo subtabular, com suaves deformações de grande raio de curvatura (PBH VOUGA, 2001).

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

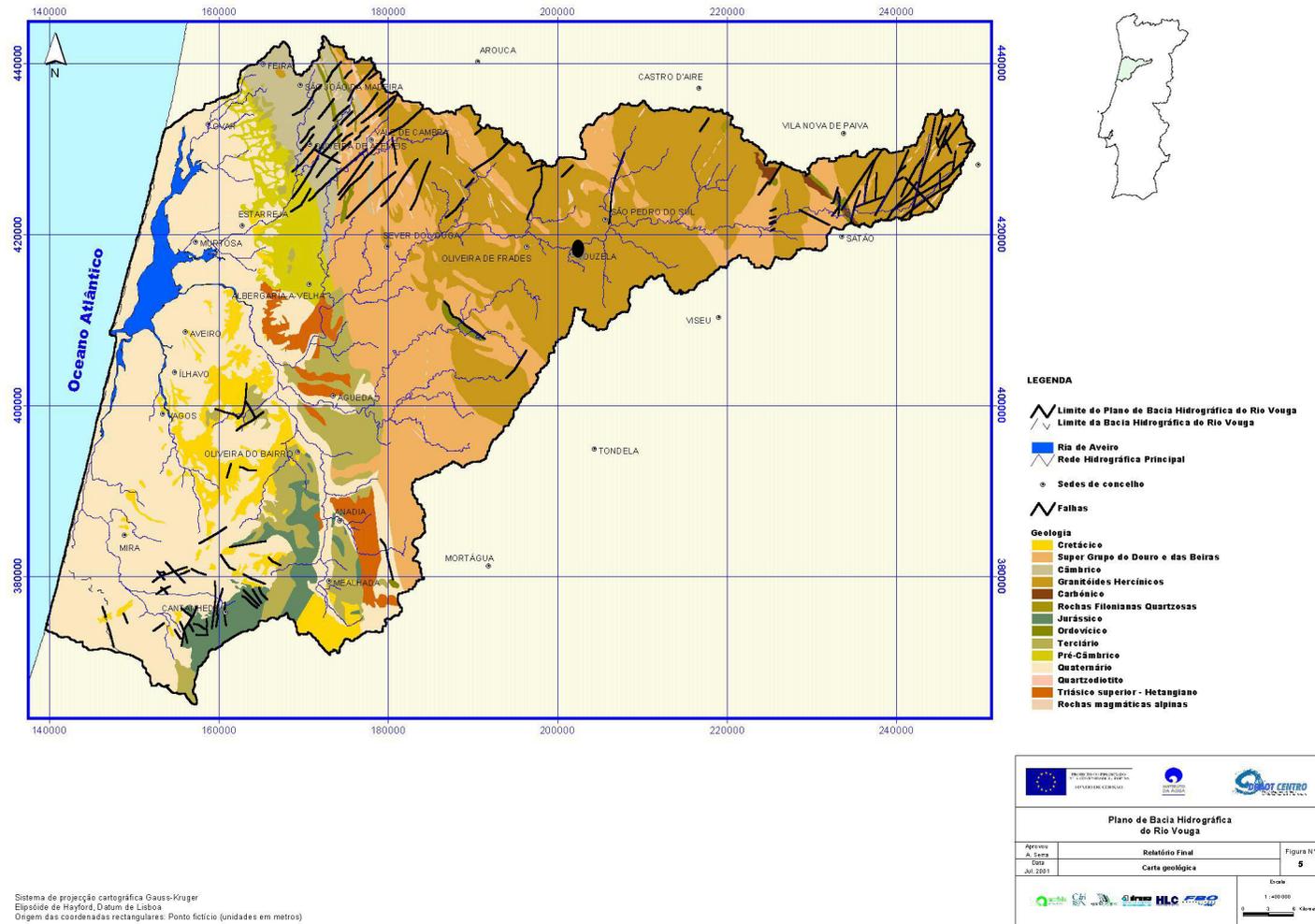


Fig. 28 – Esboço Geológico da Bacia do Rio Vouga (o círculo preto simboliza a localização da estação hidrométrica de Ponte de Vouzela) (adaptado do PBH VOUGA, 2001).

4.1.1.3 – Aspetos Geomorfológicos

Tal como já foi referido, a bacia hidrográfica do rio Vouga desenvolve-se em duas unidades morfo-estruturais distintas. Naturalmente, isto plasma-se nas características geomorfológicas que a bacia apresenta. Dentro da área da bacia, o grande acidente tectónico Porto-Tomar traduz-se num alinhamento mais ou menos meridiano que vai de São João da Madeira a Águeda e faz o contato das duas unidades morfo-estruturais. Assim, deste ponto para o interior, isto é, para Este, os terços médio e superior da bacia apresentam um relevo e declives muito mais acentuados (**Fig. 29 e 30**), com uma hidrografia mais encaixada, talhada essencialmente em granitos e rochas do complexo xisto-grauváquico onde a litologia granítica, regra geral origina elevação maiores que as do complexo que também podem ser nitidamente distinguível por um maior arredondamento das formas. Por outro lado, os dobramentos hercínicos e as fraturas alpinas condicionam a configuração da rede hidrográfica altamente subordinada às linhas de fratura com orientação NE-SW (*adaptado de GUEDES, 2006*). Tal constitui um importante fator na resposta hidrológica à precipitação atmosférica que tende a ser muito mais rápida nestas áreas.

Desde as cabeceiras na Serra da Lapa, até São Pedro do Sul, a bacia apresenta-se como uma superfície planáltica que sofre efeitos de erosão. Na sua parte meridional, a bacia do Vouga é bordeada pelas serras do Caramulo e do Buçaco. No lado setentrional, encontram-se as serras de Leomil, Montemuro e Arada, separando a área do Maciço Hespérico que integra a bacia do Vouga do que integra a bacia do Douro (*adaptado de FARIA e MACHADO, 1976; FBO et al., 1999 cit. in GUEDES, 2006*).

A Oeste do acidente Tectónico Porto-Tomar, a bacia hidrográfica do Vouga desenvolve-se em materiais mais brandos da Orla Mesocenozóica Ocidental Portuguesa. Tal mudança nas litologias traduz-se, geomorfologicamente, na existência de extensas áreas de planície com afloramentos de aluviões e areias dunares na laguna de Aveiro.

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

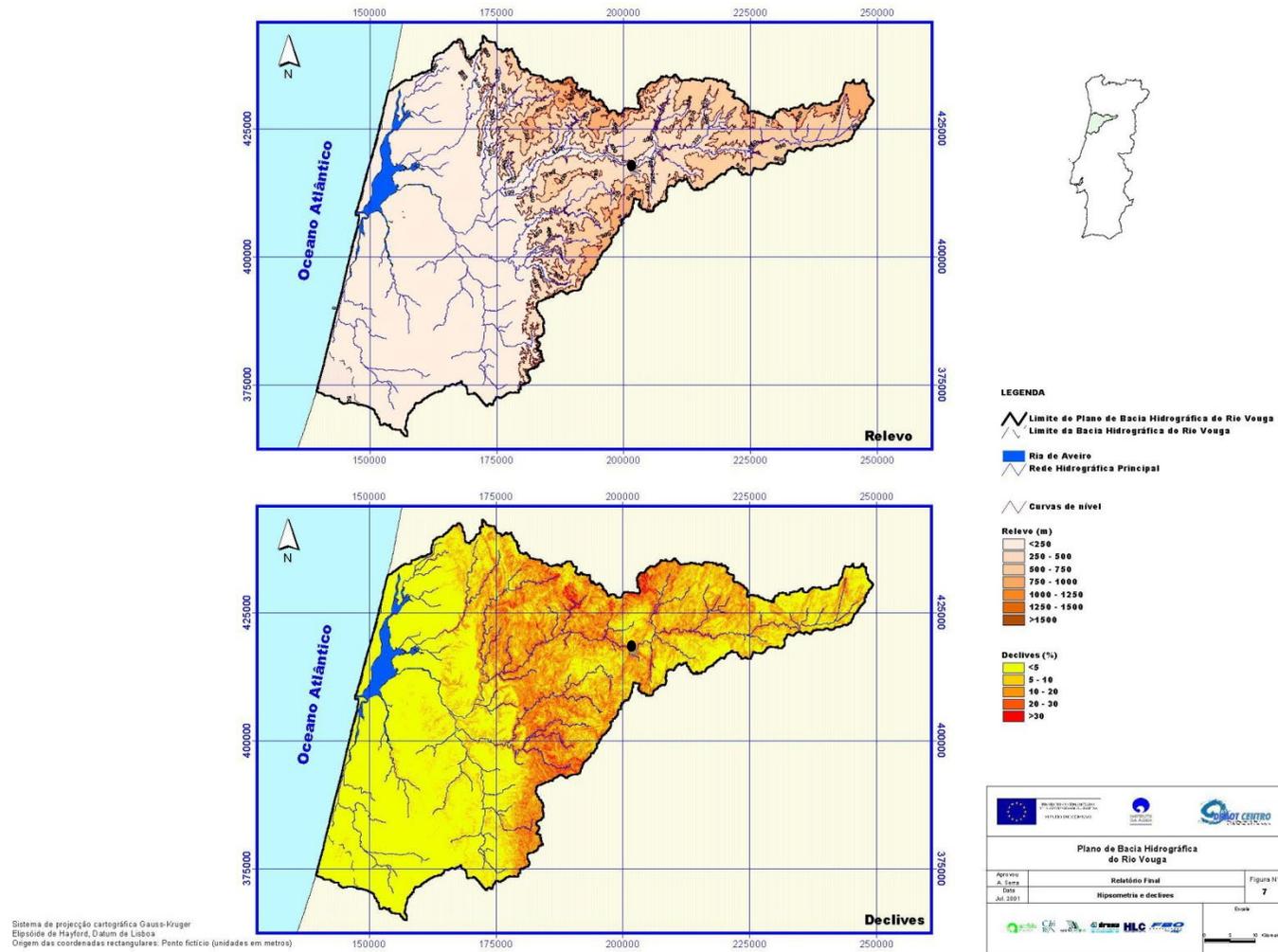


Fig. 29 e 30 – Altimetria e Declives na Bacia do Rio Vouga (o círculo preto em ambos os mapas indicam a localização da estação hidrométrica de Ponte de Vouzela) (adaptado do PBH VOUGA, 2001).

4.1.1.4 – Principais Aspectos Climáticos

Portugal é um país de base climática mediterrânea (*ver ponto 3.2*) Assim sendo, as condições meteorológicas distribuem-se numa forma assimétrica sazonalmente mas também interanualmente. Tal facto transmite ao regime de escoamento dos rios uma irregularidade muito acentuada (*adaptado de GUEDES, 2006*).

O PBH VOUGA, (2001) elaborou uma análise climática para o conjunto da bacia, criando, através da seleção de uma série de estações climatológicas e pluviométricas na área e perto da área da bacia, um resumo das condições médias. Assim sendo, com base neste Plano procede-se à análise dos principais aspectos climáticos que têm relevância acrescida para o presente estudo.

O primeiro aspeto a analisar é a precipitação que se reveste de grande importância para o estudo. No entanto, chama-se a atenção para o facto de, no ponto 4.2 haver uma análise muito mais pormenorizada da estação de referência, em estudo, para a ligação dos regimes fluviais aos ritmos pluviométricos e, em última instância, com a NAO.

O mapa das isoietas (**Fig. 31**) da precipitação anual na bacia do rio Vouga entre 1941/42-1990/91 (50 anos) demonstra que, como seria de se esperar, as barreiras orográficas do Maciço da Gralheira, a Norte e da Serra Caramulo, a Sul, são as áreas com maior volume de precipitação acumulada, superando os 2.000 *mm*. A precipitação aumenta do litoral para o interior, de valores compreendidos entre os 800 e os 1000 *mm*, até aos 2200 *mm* no Maciço da Gralheira. Após a passagem destes obstáculos orográficos, a precipitação inicia uma tendência de redução, apresentando valores entre os 1800 e 1600 *mm* nas vertentes Este dos conjuntos montanhosos. Os valores reduzem-se a valores mínimos entre os 1000 e os 1200 *mm*, numa área isolada a Sul de São Pedro do Sul, bem como numa faixa com orientação quase paralela no limite meridional do Alto Vouga.

Dentro da área da bacia, para o período em análise, o valor médio da precipitação ponderada anual é de 1387.2 *mm*. O ano com mais precipitação registou mais de 2000 *mm*. Em oposição o ano mais seco registou apenas 745 *mm* de precipitação (**Quadro I**). Reportando-se aos valores de precipitação anual, de acordo com o **Quadro I**, é visível que há uma ligeira assimetria positiva, visto que a média é

superior à mediana. No caso da variação anual, esta também apresenta um valor ligeiramente positivo, traduzindo a relação entre o desvio padrão e a média.

Reportando-se à sazonalidade da precipitação, o regime pluviométrico não se afasta do regime do resto do território continental, com um semestre chuvoso, nas estações mais frias, e outro semestre seco, nas estações mais quentes. A precipitação concentra-se, em termos médios, em valores próximos aos três quartos do valor total anual entre Outubro-Março, no entanto, Abril, Maio e Junho, em termos médios, não constituem verdadeiros meses secos. Em termos médios, o mês de Janeiro é o mais pluvioso com quase 200 mm de precipitação. O mês menos pluvioso em média é o mês de Julho com menos de 20 mm de precipitação (**Gráfico I**).

Interanualmente, tal como já foi referido, a precipitação anual ponderada de maior volume foi de mais de 2000 mm (2334 mm) e deu-se no ano hidrológico de 1965-66 (**Gráfico II**). A par como a quantidade de precipitação ponderada nesse ano, outros anos no período em análise, registaram valores superiores a 2000 mm e podem ser classificados como muito húmidos (anos de 1959-60 e 1976-77). Por outro lado, os anos mais secos que registaram um total inferior aos 900 mm são mais frequentes, havendo um total de cinco ocorrências (1944-45, 1948-49, 1952-53, 1975-76 e 1988-89) (**Gráfico II**). A variação é, no entanto, ligeiramente positiva (**Quadro I**).

Finalizando análise sobre a precipitação, o PHB VOUGA, 2001 exibiu uma tabela sobre a probabilidade de não excedência de determinados volumes de precipitação anual considerados para anos muito secos, secos, médios, húmidos e muito húmidos (5%, 20%, 50%, 80% e 95%, respetivamente). De acordo com a escala mencionada os valores são os seguintes: 866 mm, 1072 mm, 1339 mm, 1674 mm e 2072 mm.

Acerca da temperatura, esta apresenta uma média anual que varia entre valores pouco inferiores aos 11°C nas áreas do Maciço da Gralheira e valores entre os 13°C a 15°C em quase toda a bacia, mais precisamente em toda a faixa litoral, entrado até ao interior nas áreas em que iniciam as primeiras barreiras orográficas. Uma anomalia positiva aparece mais para o interior ainda, numa área circular à volta de São Pedro do Sul e de Vouzela com temperaturas de magnitudes similares à da faixa litoral. Quanto ao resto da bacia, as temperaturas médias anuais variam entre os 11°C e os 13°C (**Fig. 32**).

Ainda sobre a temperatura, sazonalmente, tal como seria de se esperar, os valores mais elevados são registados entre Julho e Agosto e os mais reduzidos entre Dezembro e Janeiro. GUEDES, (2006) destaca as temperaturas mínimas absolutas de -7°C registadas no Caramulo e de -12°C em Moimenta da Beira. Destaca também as temperaturas mais elevadas, 40°C na Anadia e 33°C em Bigorne. Adicionalmente, com base no INAG,1999, GUEDES, (2006) refere que a bacia do rio Vouga, segundo a classificação climática de Köppen, 1936, apresenta um clima tipo Csb, isto é, mesotérmico temperado húmido, com estação seca no Verão, que é moderadamente quente mas extenso.

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

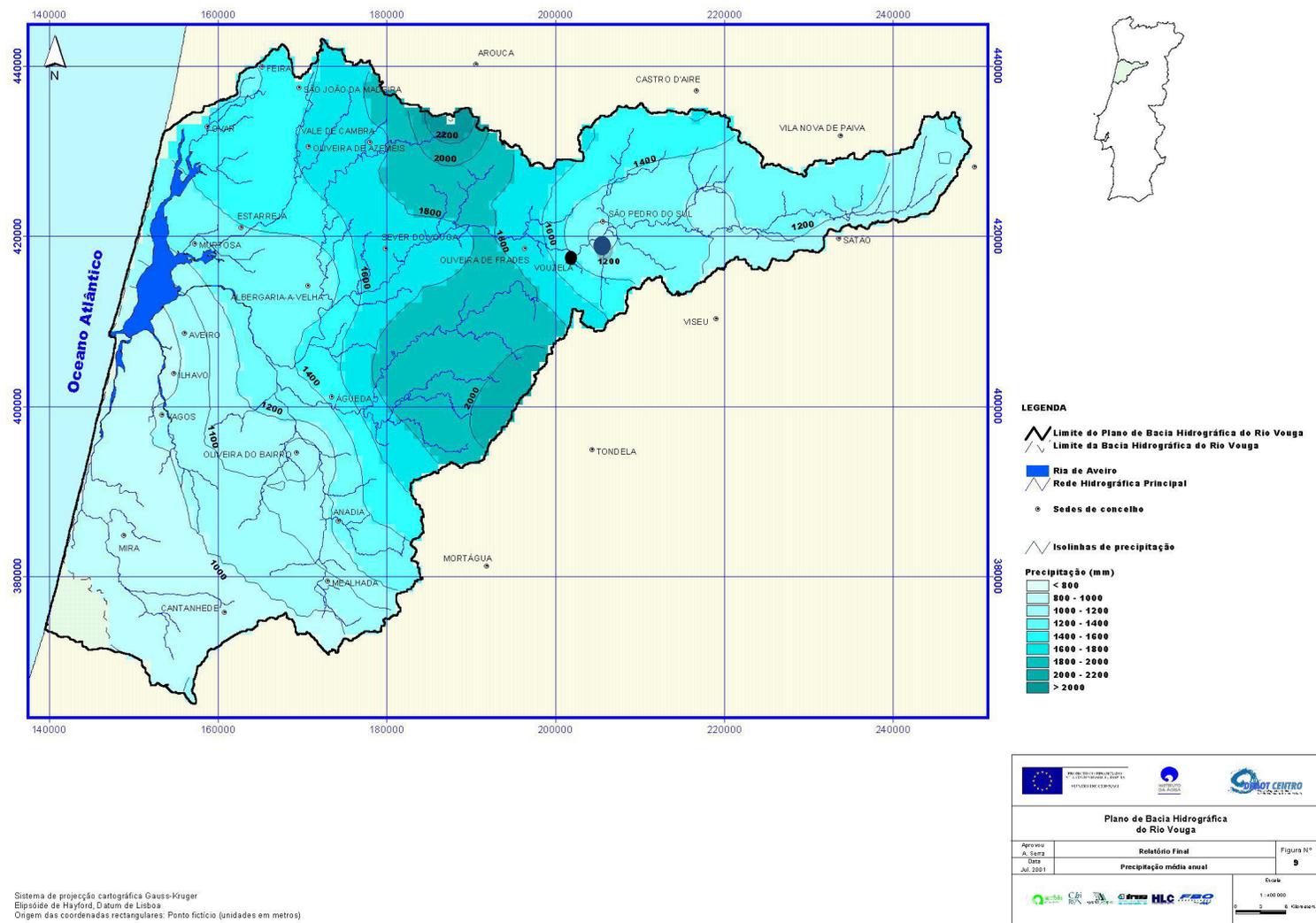


Fig. 31 – Precipitação média anual ponderada para a bacia do rio Vouga entre 1941/42 e 1990/91 (50 anos) (o círculo preto indica a localização da estação hidrométrica de Ponte de Vouzela e o círculo azul escuro à estação “climatológica” de São Pedro do Sul) (*adaptado do PBH, VOUGA, 2001*).

Mês	Mínimo (mm)	Máximo (mm)	Média (mm)	Mediana (mm)	Desvio-padrão (mm)	Assimetria (-)	Curtosis (-)	Varição (-)
Outubro	8.3	455.5	131.3	103.1	102.4	1.340	1.465	0.780
Novembro	0.8	560.8	169.2	169.4	112.4	1.110	1.999	0.665
Dezembro	24.9	683.4	198.2	175.0	136.1	1.226	2.179	0.687
Janeiro	3.8	505.6	194.0	192.6	126.5	0.589	-0.096	0.652
Fevereiro	28.7	548.7	182.4	137.4	144.2	0.895	-0.249	0.790
Março	1.9	370.3	152.6	133.6	102.5	0.294	-1.094	0.671
Abril	25.6	313.7	107.9	88.7	67.8	1.142	1.398	0.629
Mai	3.4	222.7	99.8	86.5	60.4	0.307	-0.937	0.606
Junho	3.0	248.7	52.0	39.9	47.4	1.970	5.238	0.912
Julho	0.1	92.4	16.3	9.9	20.5	2.114	4.655	1.262
Agosto	0.0	97.1	22.9	20.6	20.8	1.446	2.710	0.906
Setembro	2.2	226.1	60.6	48.9	47.8	1.032	1.296	0.788
Anual	745.0	2 334.1	1 387.2	1 329.2	365.5	0.539	0.031	0.263

Quadro I – Precipitações Ponderadas para a Bacia do Rio Vouga no período entre 1941/42-1990/91 (50 anos) e Medianas, Desvios Padrões, Assimetrias, Curtosis e Variações (*extraído do PBH, VOUGA, 2001*).

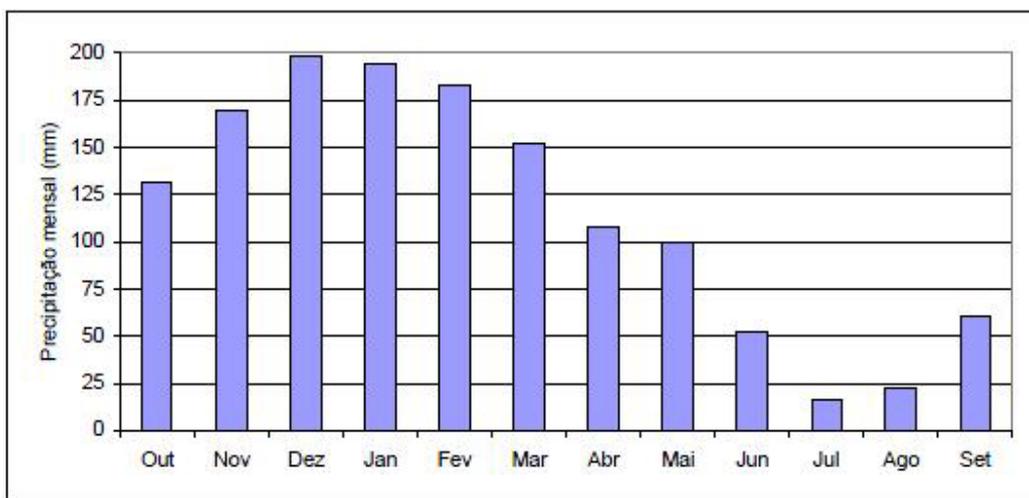


Gráfico I – Precipitação média mensal ponderada para a Bacia do Rio Vouga no período em consideração (*extraído do PBH, VOUGA, 2001*).

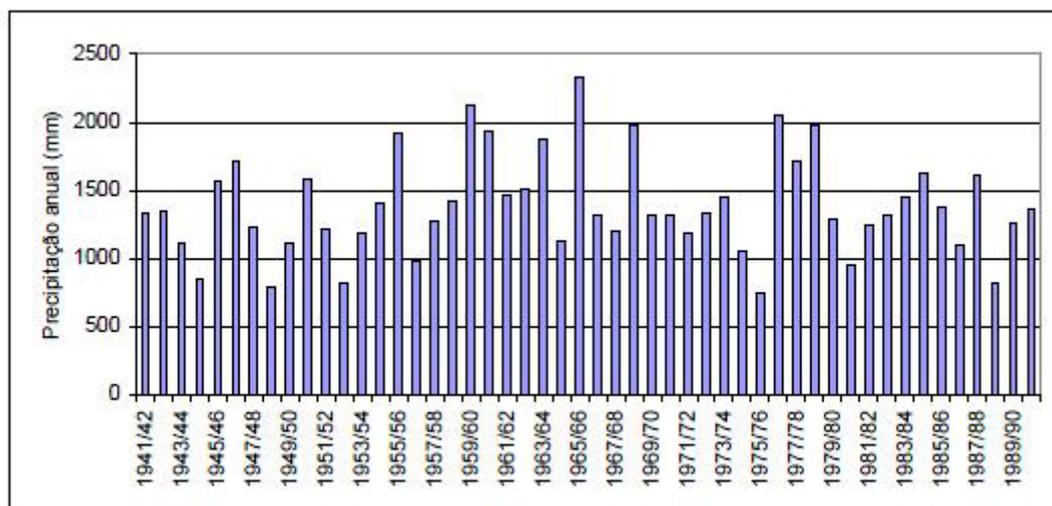


Gráfico II – Precipitação anual ponderada no período entre 1941/42 – 1990/91 para a bacia hidrográfica do Rio Vouga (*adaptado do PBH VOUGA, 2001*).

Impactos da NAO nos regimes fluviais dos rios Vouga e Mondego

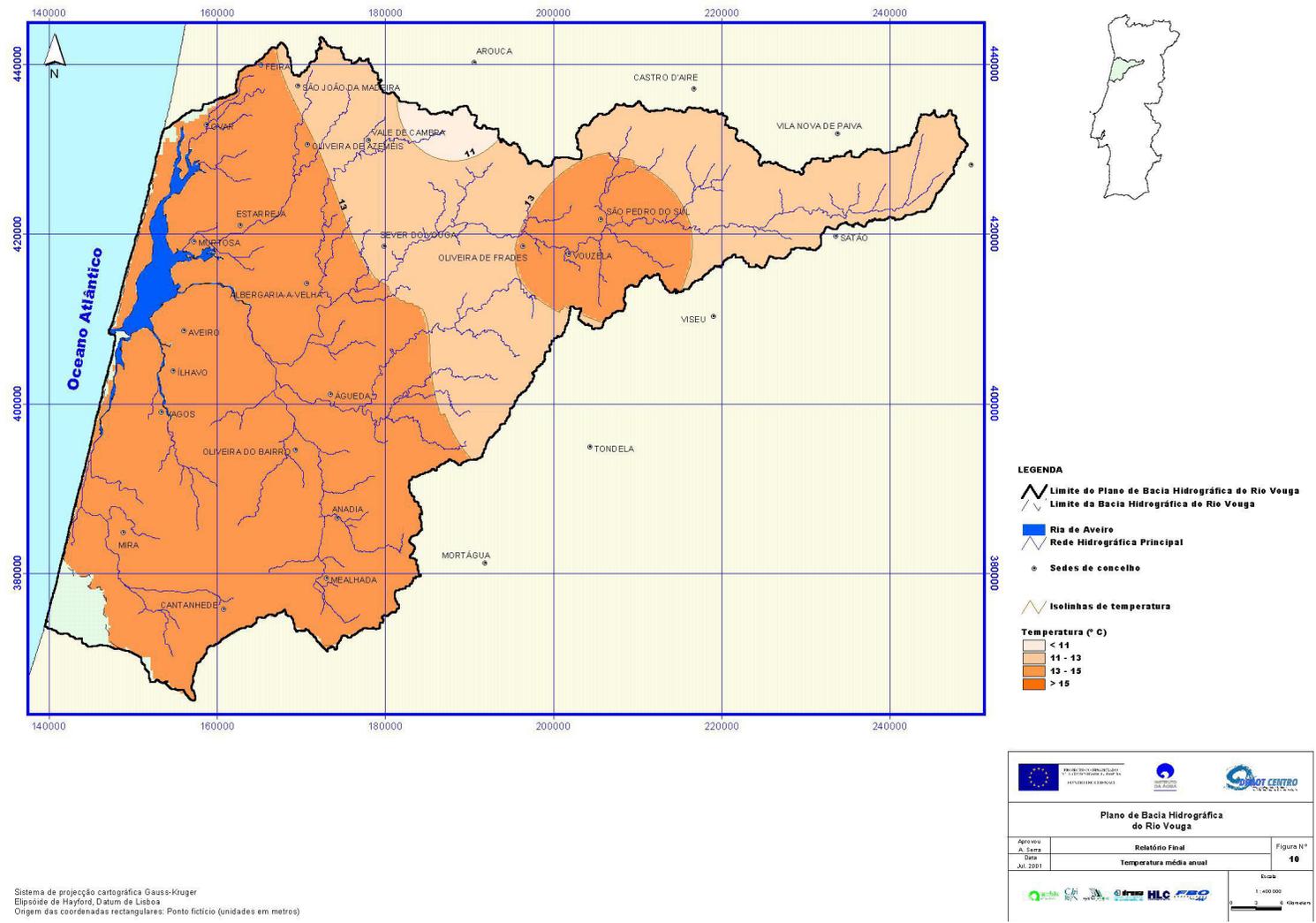


Fig. 32 – Temperatura Média Anual no período em consideração (adaptado do PBH, VOUGA 2001).

4.1.1.5 – Dados Hidrográficos

O rio Vouga nasce na Serra da Lapa, em Lapinha (distrito de Viseu), à volta dos 930 m de altitude e percorre um total de 148 km até à sua foz. Apresenta uma orientação Nascente-Poente, percorre declives variáveis, consoante a litologia dos terrenos que atravessa (*adaptado do* PHB, VOUGA, 2001 *e* GUEDES, 2006).

A Leste do alinhamento Águeda – São João da Madeira, os relevos talham-se em litologia granítica e nas rochas do Complexo xisto-grauváquico. Assim sendo, o rio escava o seu leito em vales mais estreitos, com paredes por vezes abruptas. A Poente deste alinhamento, as litologias menos consolidadas dão espaço a um espraiamento do rio numa vasta área aplanada (*adaptado do* PHB, VOUGA, 2001).

Amorim Girão, (1922) refere que se podem distinguir três secções no percurso do rio Vouga: a primeira, entre a nascente e São Pedro do Sul; depois, desde este local até ao Pessegueiro do Vouga; finalmente, nos 50 km navegáveis, o rio desenvolve-se desde este último ponto até aos canais da Ria de Aveiro.

O PBH VOUGA, (2001) apresenta uma divisão em troços muito semelhante: a primeira, desde a origem até S. Pedro do Sul que corresponde às cabeceiras, onde a bacia apresenta uma forma relativamente alongada e o rio se desenvolve numa área de planalto; a segunda, desde o último ponto até à volta de Albergaria-a-Velha, em que o rio deixa de correr numa área planáltica e entra numa área de relevo mais acentuado, com vales encaixados e densidades de drenagem superiores ao do troço anterior; a terceira divisão corresponde a um troço que se desenvolve até Aveiro e em que o rio volta a correr em leitos menos declivosos, vales abertos e leitos de cheia em ambas as margens (neste troço conflui o rio Águeda, o principal afluente do Vouga) – a bacia passa a tomar uma forma relativamente arredondada; Por fim, desde Aveiro, até à Barra de Aveiro, temos a área lagunar, comumente designada por Ria de Aveiro – do Braço Norte da Ria, afluem os rios Antuã, Fontão, Negro e a ribeira de Caster, do Braço da Gafanha aflui o rio Boco e, por fim, do Braço Sul da Ria aflui a ribeira da Corujeira.

Os principais afluentes do rio Vouga, a nomear, na margem direita são os rios Caima, Mau, Arões, Teixeira, Varoso do Sul e Mel. Na esquerda são o rio Águeda (com os seus subafluentes Cértima, Alfusqueiro e Agadão), o rio Marnel e as ribeiras de Ribamá e Brazela (*adaptado de* GUEDES, 2006). A montante do rio Águeda,

verifica-se que os afluentes da margem esquerda são menos representativos em comparação com os da margem direita. À ria de Aveiro, mas hidrograficamente independentes afluem, entre outros, o rio Norte, Antuã, por meio da lagoa do Laranjo, e a Sul, o rio Boco. Obviamente que à parte de todas as linhas de água citadas existem outros tributários com menor relevância (*Idem, mas com base em FBO et al., 1999 e IDAD, 2002*).

A Bacia do Vouga apresenta a particularidade de não possuir um rio principal, de hierarquia superior muito diferenciada, tratando-se mais exatamente, dum conjunto de rios que desaguam muito perto da Foz do Vouga, na área de laguna, havendo ainda extensas áreas de redes de canais e deltas relacionados com a própria Ria (*adaptado de GUEDES, 2006*).

4.1.1.6 – Uso do Solo

Para a caracterização do uso do solo na bacia hidrográfica do rio Vouga recorreu-se à combinação cartográfica do cartograma do uso do solo em Portugal “CORINE LANDCOVER 2006” disponibilizado pelo IGP com a delimitação dos limites discretos da bacia no ficheiro *shapefile* para ambiente SIG disponibilizado pelo “Atlas do Ambiente” (da APA). Para isso ser possível recorreu-se à ferramenta de extração *clip* (**Fig. 33**). Adicionalmente agregaram-se conjuntos de classes em categorias mais relevantes numa tabela para uma melhor interpretação (**Tabela 1**), conforme a análise exibida no parágrafo subsequente.

Em linhas gerais, para a área total da bacia, a área com maior representatividade é a área florestal (58,9% em 2006). Esta representa um aumento de mais de 10% relativamente à carta do “CORINE LANDCOVER 1990” exibida no PBH VOUGA, 2001 (48%). Em segundo lugar surgem as áreas agrícolas que em 2006 representavam 29,3% da área da bacia, um ligeiro declínio dos 30% em 1990. Por fim, os territórios artificializados sofreram uma manutenção positiva considerável, visto terem passado dum valor de apenas 2% para um valor de 7,2%, sendo que os espaços urbanos são os que mais área representam, perfazendo um total de 5,7%. Deve-se adicionar ainda, que os outros espaços ocupam ainda um total de 4,6% no território da bacia, segundo a carta “CORINE LANDCOVER 2006”.

Devemos atender, todavia, que o crescimento da área florestal deve, à partida significar um efeito positivo na atenuação dos efeitos do escoamento das águas sobre

as vertentes, nomeadamente na redução da sua velocidade, e assim, no seu poder erosivo, no entanto, nem sempre este aumento corresponde a uma melhoria significativa pois este pode não ter sido feito com as espécies mais adequadas para este fim, tal como se tem observado um pouco por todo o país nos últimos anos. Por outro lado, o aumento do tecido urbano significa um aumento dos elementos expostos ao risco de inundação e quando este se localiza em bacias hidrográficas problemáticas, com o aumento da impermeabilização do solo, tal facto pode acarretar efeitos nefastos em cenários de inundações urbanas.

Urbano		Industrial		Áreas Infraestruturadas		Agrícola		Florestal		Outros Espaços	
Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%
211,4	5,7%	46,5	1,3%	8,9	0,2%	1079,2	29,3%	2170,7	58,9 %	168,5	4,6%

Tabela I – Uso do Solo em Km² e em percentagem na Bacia Hidrográfica do rio Vouga com base na carta “CORINE LANDCOVER 2006” (IGP) (*adaptação da tabela do PGBH do VOUGA, MONDEGO e LIS, 2012*).

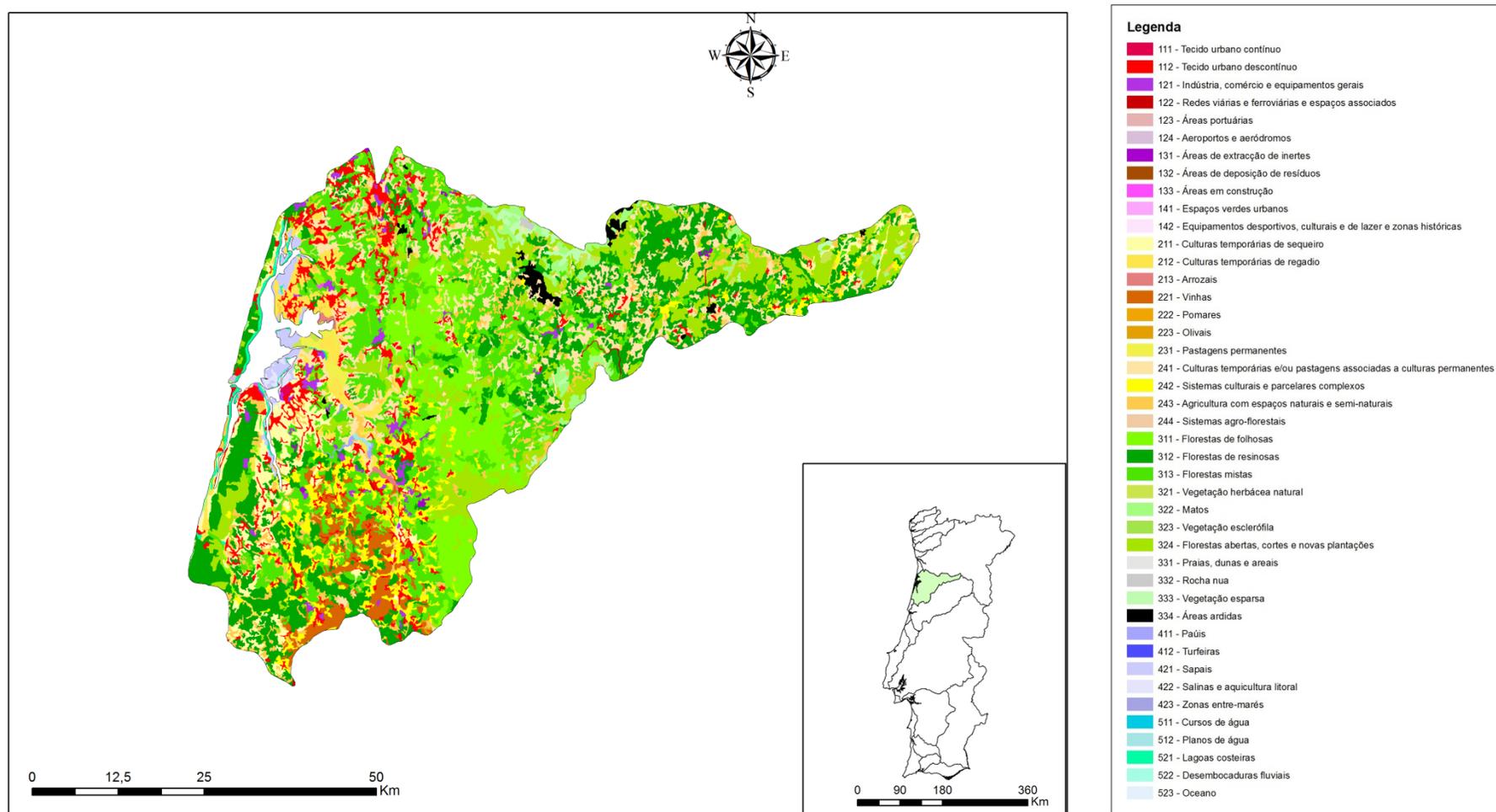


Fig. 33 – Uso do solo na Bacia Hidrográfica do rio Vouga (Fonte: Elaboração própria através do *Software Arc GIS 9.x* com os dados bases da carta “CORINE LANDCOVER 2006” do IGP e dos limites das bacias hidrográficas fornecidas pelo Atlas do Ambiente da APA).

4.1.2 – Bacia hidrográfica do rio Mondego

4.1.2.1 – Localização Geográfica

A bacia hidrográfica do rio Mondego ocupa uma parte substancial da região Centro de Portugal, limitada pelos paralelos 39° 46' e 40° 48' de latitude Norte e os meridianos 07° 14' e 08 52' de longitude Oeste. Confronta a Norte e Nordeste com as bacias hidrográficas do Vouga e do Douro, com a do Tejo a Sul e do Lis a Sudoeste (**Fig.34**) (*adaptado de PAIVA, 2005*). O seu principal curso de água, o rio Mondego que dá nome à bacia, é o maior inteiramente português, drenando uma área de 6670 Km², desde a Serra da Estrela, onde nasce, a 1547 m de altitude, até à Figueira da Foz, onde desagua no Oceano Atlântico com um percurso de 227 Km (*adaptado de HIDROPROJECTO cit. in LOURENÇO, 1986a cit. in PAIVA, 2005*).

A bacia do rio Mondego apresenta uma forma francamente alargada, sendo “três vezes mais comprida do que larga” (RIBEIRO *et al.*, 1999) e é consideravelmente simétrica até Coimbra (*adaptado de PAIVA, 2005*). De Coimbra, até à foz, a bacia torna-se mais assimétrica, com os elementos geológicos a imporem as regras no seu desenvolvimento, especialmente à rede de drenagem da margem esquerda e à morfologia da planície aluvial (ALMEIDA *et al.*, 1990 *cit. in PAIVA, 2005*).

Com uma orientação aproximadamente NE-SW, o rio Mondego percorre transversalmente grande parte do território continental nacional e a sua bacia encontra-se atualmente regularizada em cerca de 80% da sua área total pelas barragens da Aguieira-Raiva, do Açude-Ponte (no Mondego) e das Fronhas (no Alva), evitando assim, as inundações frequentes no Baixo Mondego e as estiagens severas com a quase redução total do caudal superficial do rio em Coimbra (*adaptado de REBELO, 2001 e PAIVA, 2005*).

Hidrogeomorfológicamente, o rio Mondego divide-se em três grandes regiões, de acordo com as suas características morfológicas, climáticas, hidrológicas e do uso do solo (LIMA e LIMA, 2002 *cit. in PAIVA, 2005*): o Mondego Superior, onde se incluem as áreas montanhosas, cabeceiras do Dão (Serra do Caramulo) e do Alva (Serra da Estrela) e a secção inicial do Mondego. Segue-se então o Médio Mondego, área entre os sopés da Serra da Estrela e a cidade de Coimbra. Aqui o Mondego corre, inicialmente, em vale estreito, tornando-se paulatinamente mais alargado, incluindo-se nesta secção grande parte das bacias do Dão, Alva e Ceira, importantes

tributários do Mondego. De Coimbra, até à Foz inicia a última secção do rio Mondego, o Baixo Mondego, a área de maior interesse para a presente investigação, uma vez que, é nesta área em que se manifesta de forma mais frequente o risco de inundação a partir de grandes cheias. Será com uma estação meteorológica na transição para esta secção e com as estações hidrométricas desta secção que se tentará chegar a uma aproximação dos impactos da NAO no regime fluvial deste rio e a sua relevância para manifestação dos riscos de cheia e inundação.

Por Baixo Mondego entenda-se a porção mais ocidental da bacia hidrográfica do Mondego que se inicia junto à Portela, em Coimbra, local onde o rio deixa de correr em terrenos do Maciço Hespérico e passa a correr em terrenos da Orla Mesocenozóica Ocidental (*adaptado de* PAIVA, 2005) mas, também pelas grandes unidades morfológicas complementares que criam esta unidade: serras, colinas gresosas, planaltos calcários, planície aluvial e planície litoral, numa procura dos limites do “Baixo Mondego”, também, na complementaridade do “Campo” cultivado e o “Monte” habitado (ALMEIDA *et al.*, 1990). Administrativamente, por sua vez, o “Baixo Mondego” é expresso pela NUT III Baixo Mondego com os concelhos de Penacova, Coimbra, Condeixa-a-Nova, Montemor-o-Velho, Soure, Figueira da Foz, Cantanhede e Mira.

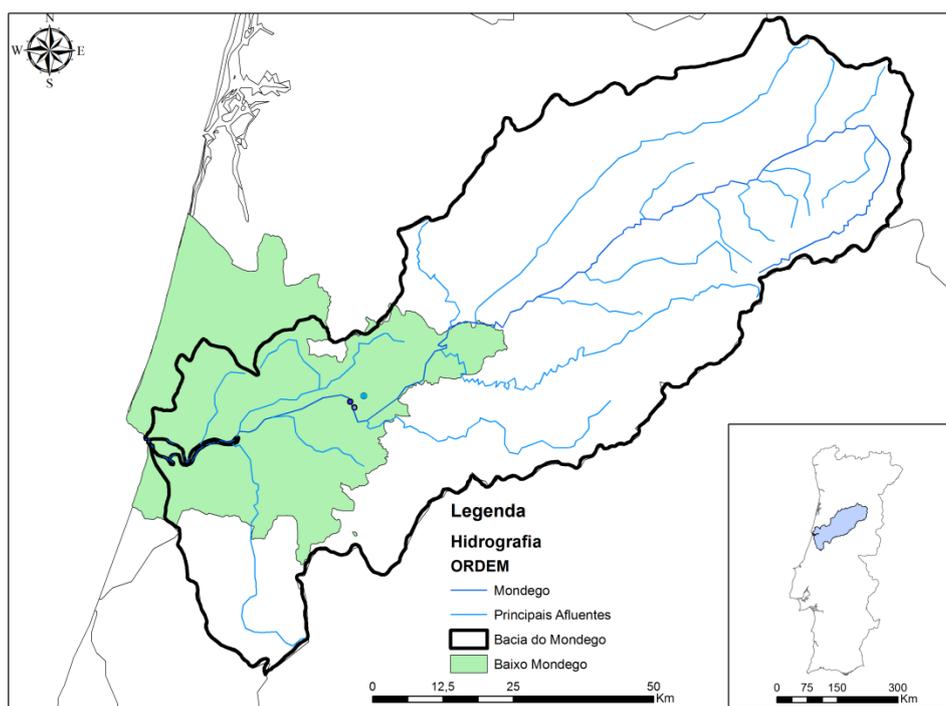


Fig. 34 – Localização Geográfica da Bacia do Rio Mondego e do Baixo Mondego (os círculos junto ao rio referem-se às estações hidrométricas utilizadas para o estudo e o círculo azul refere-se à Estação do Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra (IGUC) utilizada para os dados meteorológicos (Fonte: elaboração própria através do *Software Arc GIS 9.x* com os dados base do Atlas do Ambiente (APA) e do INAG).

4.1.2.2 – Síntese Geológica

Tal como a bacia hidrográfica do rio Vouga, a bacia hidrográfica do rio Mondego desenvolve-se em duas unidades morfoestruturais distintas, o Maciço Hespérico, nos setores inicial e médio da bacia, e a Orla Mesocenozóica Ocidental portuguesa, no setor terminal. O contato entre estas duas unidades dá-se pouco a Este de Coimbra, numa área de grande complexidade morfo-estrutural, onde se verifica um confronto entre os metamorfitos do Precâmbrico com as unidades gresosas do Mesozóico (CUNHA *et al.*, 1999)

Litologicamente falando, as rochas dominantes na bacia a montante de Coimbra são essencialmente metassedimentares precâmblicas, metamórficas variadas ou então rochas eruptivas, essencialmente granitoides (**Fig. 35**) (*adaptado de PAIVA, 2005*). Tais rochas correspondem a um total à volta de 70% da área da bacia e

segundo GREGORY e WALLING, 1973 citados por PAIVA, (2005) possuem uma porosidade reduzida a muito reduzida, característica extremamente importante para a densidade de drenagem, disponibilidade de água à superfície e, obviamente, no comportamento hidrológico dum curso de água, especialmente em situações hidrológicas extremas.

A área drenada pelo curso principal do Mondego, bem como pelo Dão, o principal afluente da margem Norte, é de litologia granítica com grande uniformidade do ponto de vista mineralógico, tratando-se na generalidade de granito monzoníticos, de duas micas, predominantemente biotítico (TEIXEIRA *et al.*, 1967 *cit. in* PAIVA, 2005). O granito é, na sua maioria, porfíroide, de grão grosseiro (ou grosseiro a médio) com uma elevada profusão de fenocristais de feldspato, denominado “granitão” (TEIXEIRA, *et al.*, 1961 *cit. in* PAIVA, 2005) em grandes extensões na área de Santa Comba Dão. Patenteia, no entanto, variações a nível local de granularidade, podendo ocorrer em vários pontos da bacia granito de grão médio ou médio a fino (PAIVA, 2005).

Embora intensamente fraturada, a bacia do Mondego, na região granítica apresenta uma permeabilidade reduzida. Dessa forma, há uma grande disponibilidade de água para o escoamento superficial.

Passando para as rochas xistosas ante-ordovícicas, estas apresentam uma grande mancha na parte intermédia da bacia, a montante de Coimbra (perto de 28% da bacia), dominando a parte Sul, nas Serras da Lousa e Açor, desde a confluência do Dão até Coimbra. Tal mancha é constituída por xistos argilosos, micáceos, mosqueados e xistos andaluzíticos, regra geral muito alterados (TEIXEIRA *et al.*, 1961, *cit. in* PAIVA, 2005).

Onde ocorre o contato entre as manchas de xisto Precâmbricos com os afloramentos graníticos hercínicos pós-tectónicos (FERREIRA *et al.*, 1987), originam-se largas orlas de metamorfismo de contato, com corneanas, conglomerados, metagrauvaques e xistos mosqueados (PAIVA, 2005).

As áreas pertencentes ao Complexo Xisto-grauváquico Ante-Ordovícico e a outras séries metamórficas derivadas apresentam, pela constituição e dureza, permeabilidade e porosidade reduzidas, levando a um escoamento fluvial abundante. Na mesma linha, a reduzida ou muito reduzida permeabilidade no setor das cabeceiras e na parte intermédia da bacia traduz-se numa baixa capacidade de armazenamento, levando, conseqüentemente, a uma elevada disponibilidade de

escoamento fluvial. Assim, na estação chuvosa, como a capacidade de retenção e condutibilidade hídrica são mínimas, um elevado fluxo escoar-se pelos afluentes e Mondego, criando um grande volume de escoamento a chegar em Coimbra nos períodos com maior precipitação (*Idem*).

Outra questão importante a referir é a existência de depósitos na área do Maciço Hespérico que aumentam consideravelmente a disponibilidade de carga sólida passível de ser transportada pelas linhas de água, promovendo o assoreamento das albufeiras das barragens e do setor terminal do Mondego, com menos força viva.

Nas imediações de Penacova, o Mondego encontra rochas extremamente duras e de permeabilidade muito reduzida, atravessando-as numa vale muito encaixado e vertentes muito declivosas (Livraria do Mondego). Depois deste estrangulamento promovido pelos quartzitos Ordovícico, o vale é ainda bastante encaixado até perto de Coimbra, onde se alarga consideravelmente sobre os materiais areno-conglomeráticos do Triásico (Grés de Silves) (*adaptado de PAIVA, 2005*).

Por fim, a secção terminal do Mondego a partir de Coimbra estende-se pela Orla Mesocenozóica Ocidental, na subzona setentrional da Bacia Lusitânica, sendo um “espaço complexo, onde se confrontam unidades de paisagem diversificadas por imposições mais ou menos diretas da litologia e/ou estrutura geológica (SOARES *et al.*, 1989, *cit. in ALMEIDA et al.*, 1990 *cit. in PAIVA, 2005*).

As questões morfostruturais têm especial relevância na contextualização e explicação do relevo e paisagem do Baixo Mondego, sendo que, a planície aluvial do Mondego, por exemplo, se individualiza em vários setores, com a morfologia, em primeira instância, decorrente da forma que a planície se instala e evolui, aproveitando circunstâncias da estrutura geológica (*adaptado de ALMEIDA et al.*, 1990 *cit. in PAIVA, 2005*).

De forma sucinta, a jusante de Coimbra individualizam-se uma série de “campos” numa vasta planície de acumulação que se estendem até junto de Montemor-o-Velho, onde sofrem um estreitamento resultante dum estrangulamento pela maior resistência dos calcários jurássicos e cretácicos e pela fracturação que dão forma à Serra de Montemor, “anticlinal com núcleo jurássico falhado a ocidente e repuxado” (SOARES, 1966 *cit. in ALMEIDA et al.*, 1990 *cit. in PAIVA, 2005*), com prolongamento, a Sul, para a Costa D’Arnes (**Fig. 36**) (PAIVA, 2005).

Pouco mais a poente, individualizam-se o “Campo da Ereira ou de Verride”, uma planície aluvial ligada ao estuário pela “Garganta de Lares”, um duplo estrangulamento derivado da maior resistência das unidades do Dogger e do Malm e dos calcários do Cretácico, um claro condicionamento da morfologia da planície aluvial do Mondego neste local, ligada também a questões de diapirismo e da afluência dos dois principais tributários do Baixo Mondego, o Foja e o Arunca (*adaptado de PAIVA, 2005*).

Finalmente, a partir do “Campo da Goleta”, um ligeiro alargamento da “Garganta de Lares” que surge associado a unidades gresosas mais brandas, estende-se o “Campo Estuarino”, com uma morfologia também condicionada pela estrutura. A parte vestibular da planície aluvial do Mondego é claramente assimétrica, uma vez que, esta se estende mais para Sul (através do braço Sul do Mondego) que para Norte devido ao constrangimento da resistência dos calcários cretácicos e jurássicos das Serras da Boa Viagem e Alhadas (*Idem*).

Finalizando, a parte da bacia hidrográfica do Mondego que se desenvolve sobre a Orla Mesocenozóica Ocidental, perfaz cerca de 27% da bacia, pelas condições morfológicas, litológicas e estruturais possui uma permeabilidade considerável, variando, no entanto, nas rochas calcárias, de acordo, essencialmente com o seu grau de fissuração (PAIVA, 2005). Assim, a permeabilidade, decalcando a modificação de litofácies, altera-se de forma significativa do Alto e Médio Mondego, para o Baixo Mondego que, contrariamente à reduzida ou muito reduzida permeabilidade do Maciço Hercínico possui uma permeabilidade mais elevada, especialmente nas aluviões quaternárias. Esta diferença entre as duas unidades morfoestruturais da bacia justifica-se não apenas pela geologia mas, também pelas diferenças entre o revelo vigoroso das áreas graníticas e metasedimentares, que dificultam a infiltração, por oposição ao reduzido declive do Baixo Mondego que facilita esse processo (*Idem*).

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

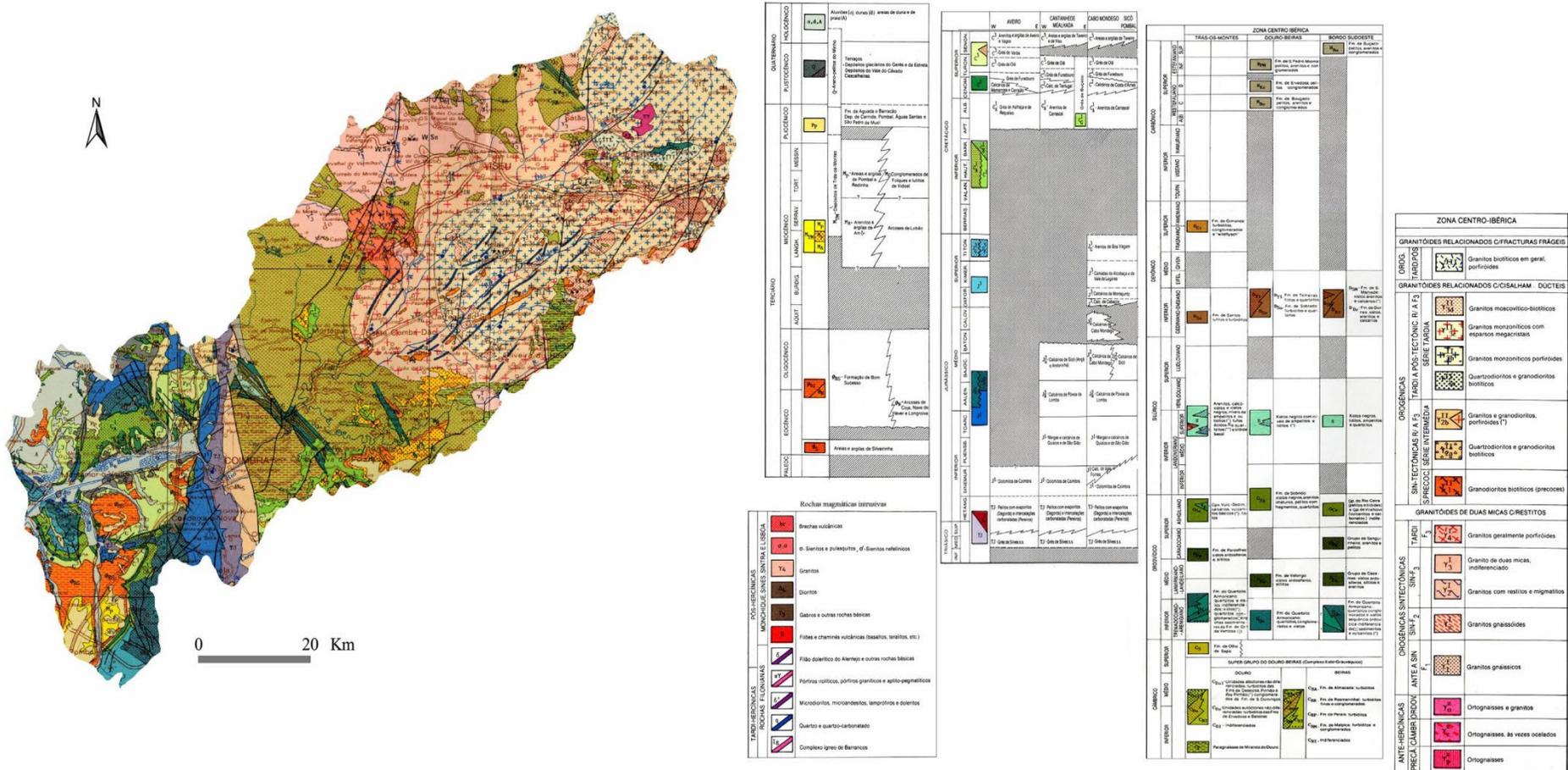


Fig. 35 – Carta Geológica da Bacia do Mondego (Fonte: Carta Geológica de Portugal 1:500.000 dos Serviços Geológicos de Portugal in PAIVA, 2005).

Impactos da NAO nos regimes fluviais dos rios Vouga e Mondego

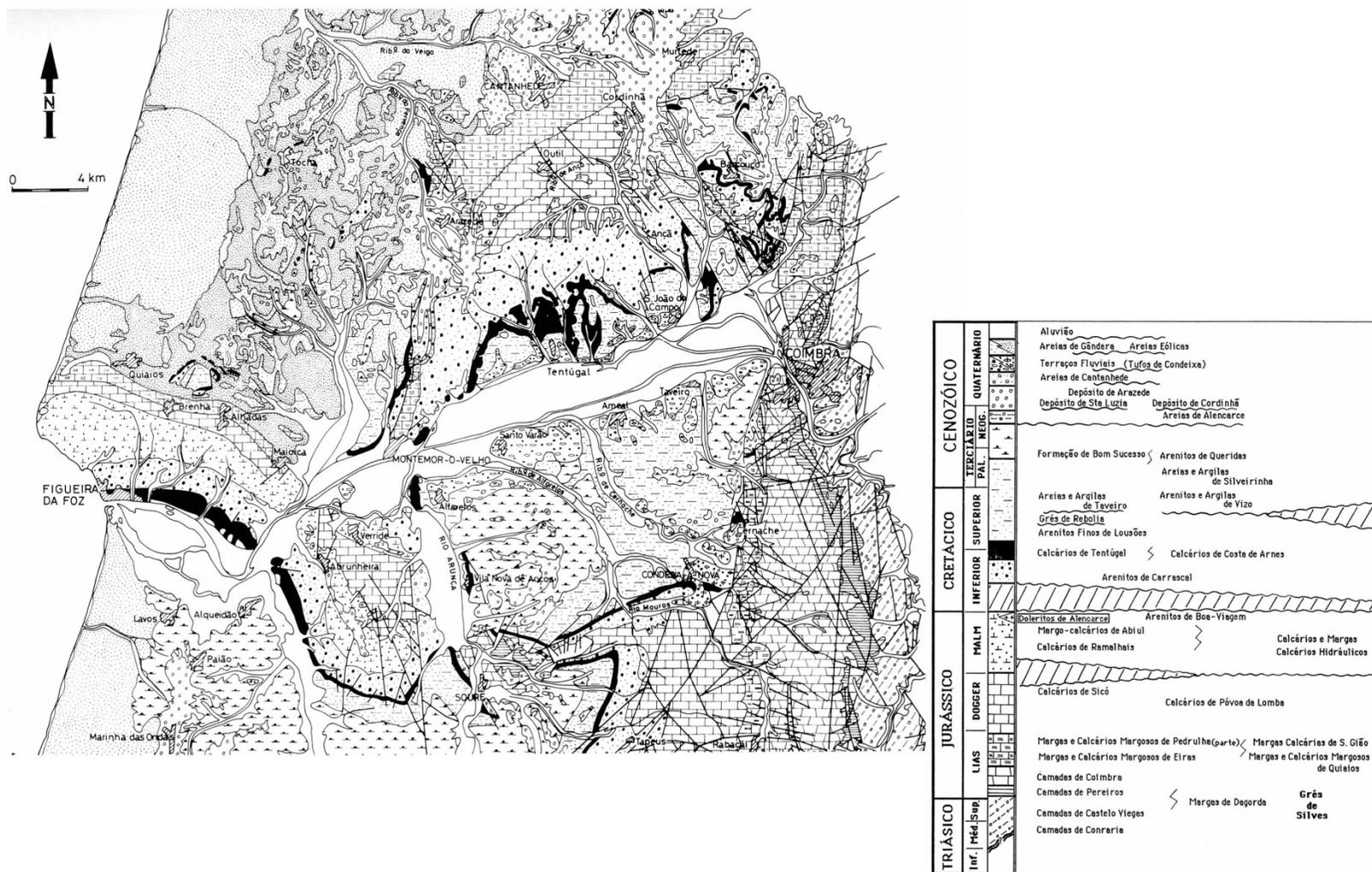


Fig. 36 – Esboço Geológico do Baixo Mondego (Fonte: ALMEIDA *et al.*, 1990 in PAIVA, 2005).

4.1.2.3 – Aspetos Geomorfológicas

Por atravessar o país numa forma transversal, a bacia do Mondego abrange uma grande diversidade de formas de relevo. Nesta bacia surgem, por exemplo, áreas com grandes declives pertencentes à Cordilheira Central ou então à Serra do Caramulo (**Fig.37** e **Fig.38**) De forma antagónica, outras áreas com declives moderados, reduzidos estão patentes na Plataforma do Mondego, nas Colinas da Orla Mesocenozóica Ocidental, ou na Planície Aluvionar do Mondego (*adaptado de PAIVA, 2005*).

O Maciço Hercínico, que é a área mais antiga da bacia compreende as áreas altimetricamente mais elevadas e os planaltos centrais. Por outro lado, na parte da Orla Mesocenozóica, mais recente, a morfologia é muito diferente com a planície aluvial, as colinas suaves e aplanadas a altitudes raramente superiores aos 200 m de altitude, excetuando no Maciço Calcário de Condeixa-Sicó onde as altitudes ultrapassam os 500 (*Idem*).

Numa lógica NE-SW, iniciemos pelo mais importante conjunto montanhoso do país que está inserido na bacia do Mondego na sua parte setentrional: A Cordilheira Central. Pertencente aos terrenos do Maciço Hespérico, estende-se a SE da bacia e congrega as áreas de maiores altitudes e de maiores declives na bacia. Em três grandes compartimentos tectónicos, menos elevados de NE para SW, o mais alto e também mais a Este corresponde à Serra da Estrela com os seus 1993 metros no planalto da Torre. É nesta serra que nascem os rios Mondego e Alva, um dos grandes afluentes da margem esquerda. Na Serra do Açor, o rio Ceira, também importante afluente da margem Sul do Mondego nasce e efetua uma drenagem com orientação longitudinal em relação à mesma por um condicionamento tectónico. No concernente à Cordilheira Central que fecha a SE a bacia, finalmente com uma altitude máxima de pouco mais de 1200m aparece a Serra da Lousã mais ocidentalmente.

Olhando agora para as áreas a Norte do curso principal do Mondego, a Serra do Caramulo aparece como a área com maior altitude (1071m) e de maiores declives. Sublinha-se que, esta Serra faz a separação entre a bacia do Mondego, mais a Sul, e do Vouga, mais a Norte, pelo que apenas a vertente Este drena para a bacia.

Finalizando a análise ainda sobre a área da bacia que se desenvolve no Maciço Hespérico, não podemos deixar de referir a área central e mais extensa desta que corresponde à Plataforma do Mondego, ou então a “Fossa do Mondego”, uma ampla superfície inclinada para NW, em que a topografia se deve à movimentação tectónica. FERREIRA, 2004 citado por PAIVA, 2005 designa-a como uma superfície

de aplanamento paleogénica que é topograficamente abatida, definida a Oeste, por um bloco levantado, o Caramulo, e a Este, por um enorme bloco soerguido, a Cordilheira Central.

Por fim, nos terrenos da Orla Mesocenozóica Ocidental, a bacia apresenta as áreas mais baixas e aplanadas, com especial relevância na planície aluvial do Mondego e suas digitações ao longo dos vários afluentes.

Traduzindo as generalidades geomorfológicas já referidas, a bacia apresenta grandes diferenças nos seus declives e altitudes.

A importância dos declives nas características físicas duma bacia associa-se à capacidade de erosão e transporte das águas de escoamento mas, também com a capacidade de infiltração e velocidade de escoamento, causando, conseqüentemente efeitos no tempo de concentração das cheias. Assim, em linhas gerais, podemos dizer que, o facto de o Mondego possuir declives elevados nas suas cabeceiras e nas cabeceiras dos principais tributários e, por outro lado, uma grande planura no setor terminal (*rever Fig. 38*), é um fator essencial para a deposição de sedimentos e assoreamento do leito principal, bem como, para a ocorrência de inundações. Tal resulta da heterogenia da distribuição das classes altitudinais da bacia do rio Mondego (LENCASTRE e FRANCO, 1992; PAIVA, 2005).

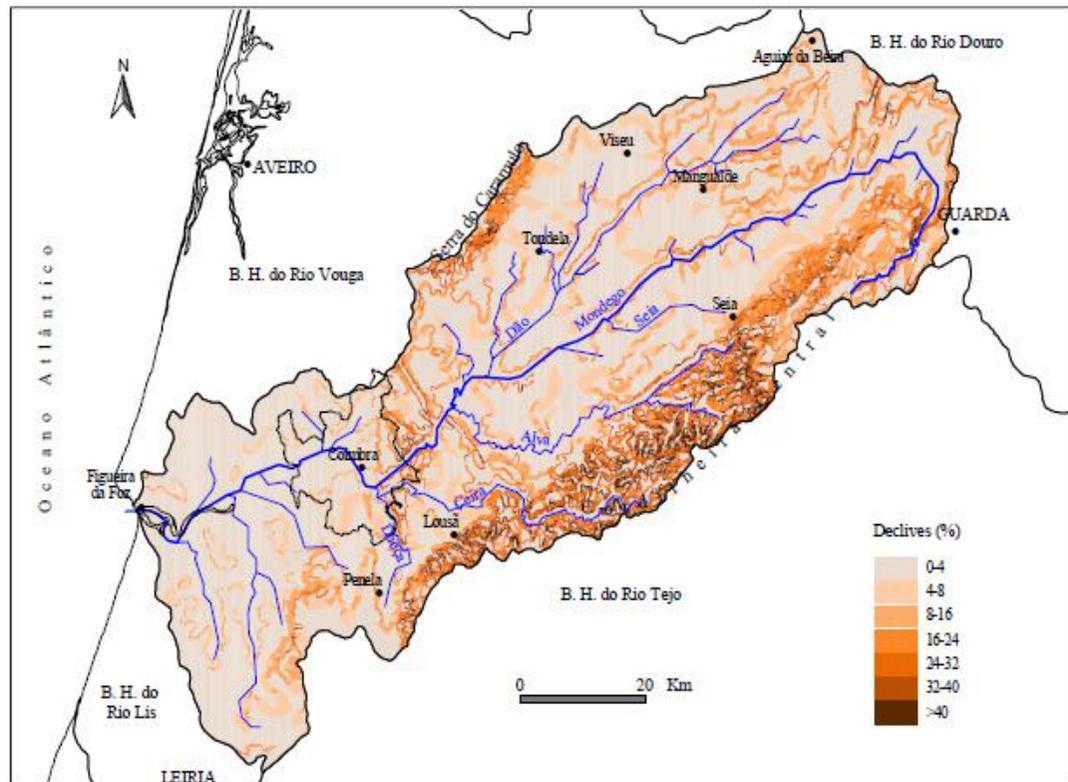
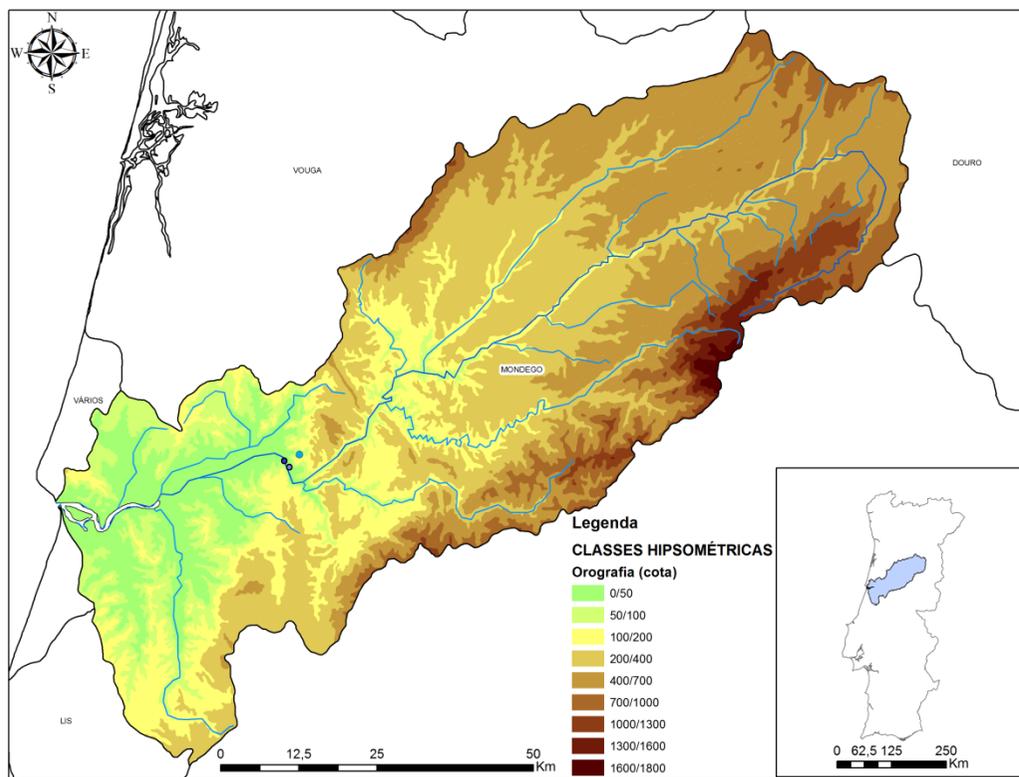


Fig.37 e 38 – Hipsometria da bacia hidrográfica do Mondego (Fonte: Elaboração própria através do *Software Arc GIS 9.x* com os dados base do Atlas do Ambiente (APA) e do INAG (os círculos têm o mesmo significado dos da **Fig. 34**)) / Carta de declives da bacia do rio Mondego (Fonte: PAIVA, 2005).

4.1.2.4 – Principais Aspetos Climáticos

A par da bacia do rio Vouga mas, naturalmente com diferenças significativas, a bacia hidrográfica do Mondego também apresenta as características típicas da base climática mediterrânea (*ver ponto 3.2*), onde, as condições meteorológicas se distribuem numa forma desigual sazonalmente mas também interanualmente, transmitindo ao regime de escoamento dos rios uma irregularidade bastante acentuada.

PAIVA, (2005) realiza uma caracterização climática muito completa, no respeitante à udometria na bacia do rio Mondego, procedendo à escolha de estações essencialmente pelo período dos registos (cerca de 47 anos) mas, tentando também conjugar o período dos registos com a extensão do trabalho que realizou, tal como será aqui feito mais adiante (*ponto 4.2*). No entanto, analisa apenas os períodos entre 1950/51 – 1996/97, devido à inexistência de dados no período posterior. PAIVA, (2005) refere também a importância, num estudo hidrológico da caracterização climática, especialmente a udométrica, referindo que, esta é essencial para o conhecimento da água disponível para o escoamento, sendo que, no caso do Mondego é mesmo fundamental sabê-lo nas secções inicial e intermédia da bacia pois estes espaços constituem áreas de receção e encaminhamento das águas pluviais para a secção terminal.

O referido anteriormente sempre estará em mente no estudo da influência da NAO no regime fluvial do Mondego, especialmente nas situações extremas que serão avaliadas. No entanto, como a NAO é um fenómeno de escala quase-hemisférica, as estações na bacia tendem a ter uma resposta mais ou menos semelhante face às fases da NAO, com as modificações das condições sinóticas associadas vigentes, naturalmente, a par com as atenuantes e agravantes geográficas e condições meso-escalares, especialmente na escala temporal diária. Por outro lado, visto que, existem tantas falhas nos registos meteorológicos gratuitos do INAG através do SNIRH, escolheu-se também numa perspetiva de proximidade geográfica com as estações hidrométricas e disponibilidade de dados, a utilização da estação do Instituto Geofísico de Coimbra para a avaliação dos ritmos pluviométricos que se associam com o regime fluvial nas estações do Baixo Mondego para a ligação com a NAO. Os constrangimentos desta decisão serão doravante analisados no *ponto 5.3*.

PAIVA, (2005) para uma visão em simultâneo, mas também específica de cada ponto da bacia escolheu as estações de Coimbra e Soure, no Baixo Mondego, Santa

Comba Dão, Oliveira do Bairro e Gouveia, na área intermédia, Aguiar da Beira, na parte oriental da bacia e Fajão e Lagoa Comprida para a Cordilheira Central.

As conclusões alcançadas por PAIVA, (2005) na sua análise pluviométrica às estações escolhidas são consistentes com a observação do mapa das isoietas da distribuição da precipitação média anual na bacia do Mondego (**Fig. 39**) entre 1952/53 – 1981/82 de LOUREIRO *et al.*, (1986) onde é possível perceber duma forma clara, a influência do relevo, especialmente da altitude e exposição favorável à advecção de ar com grande teor de humidade a Oeste. A Cordilheira Central, por exemplo, com a sua disposição praticamente concordante, delimitando a bacia a Sudeste, atinge os valores mais altos de precipitação em toda a bacia (*modificado de LOURENÇO, 1986b cit. in PAIVA, 2005*).

Desta feita, a precipitação, aumenta genericamente para oriente com o incremento da altitude. A área do Baixo Mondego, a mais afetada pelas inundações, é mesmo uma das que menor volume médio de precipitação tem, abaixo dos 1000 *mm* anuais. Valores de magnitude semelhantes são encontrados nas áreas mais orientais da bacia, após ao término da plataforma inclinada do Mondego que apresenta, em seu turno, valores entre os 900 *mm* e 1200 *mm*. A bordejar este planalto, a Serra da Estrela a Sul, aparece com valores nas áreas de maior altitude claramente superiores aos 2000 *mm*. A Norte os valores superiores aos 2000 *mm* encontram-se na Serra do Caramulo.

Segundo PAIVA, (2005), enquanto as estações de Lagoa Comprida, Fajão e Aguiar da Beira, a altitudes mais elevadas, registam a precipitação média anual mais elevada (no caso de Lagoa Comprida em 25% dos anos o volume de precipitação foi superior a 2000 *mm*), no Baixo Mondego por oposição, nas estações de Soure e Coimbra, os valores diminuem quase sempre abaixo dos 1000 *mm* (93% e 70% respetivamente) e que em alguns anos a precipitação sofre mesmo uma queda abaixo dos 500 *mm* (10% em Soure a 5% em Coimbra para o período analisado).

Sob o ponto de vista sazonal, as estações analisadas por PAIVA, (2005) têm uma distribuição da precipitação muito homogénea entre elas ao longo do ano, com um período mais chuvoso entre Novembro e Março, com mais de 60% da precipitação anual (**Fig. 40**). Com efeito, Dezembro e Janeiro são os meses mais pluviosos enquanto Julho e Agosto são os mais secos, compatibilizando em todas as estações as características do clima mediterrâneo.

Descrevendo agora em linhas gerais o regime térmico da bacia do rio Mondego, numa análise dos dados médios anuais da cartografia disponível no Atlas do Ambiente (APA) para o período normal de 30 anos de 1931-60 (**Fig. 41**), constata-se que a temperatura média anual para a área da bacia é próxima aos 13°C, sendo que as temperaturas médias se reduzem de acordo com o incremento da altitude, sendo a média mais baixa nas áreas montanhosas da Cordilheira Central com valores inferiores aos 7,5 °C. A Plataforma Inclinada do Mondego, marginando os blocos da Cordilheira Central e a Serra do Caramulo com valores de temperatura média também inferiores, apresenta uma média de 15°C. Por fim, com uma topografia claramente denunciante da penetração dos ventos oceânicos pelo vale do Mondego, que tem uma orientação muito concordante, as temperaturas médias máximas anuais na área da bacia são de 16°C em grande parte do Baixo Mondego e um pouco mais para o interior.

Sazonalmente, os meses mais quentes na bacia são os de Julho e Agosto, em que a temperatura média alcança os 19°C, em oposição aos meses mais frios, que são Dezembro e Janeiro, com uma temperatura média de 6°C, sublinhando que, a amplitude térmica na bacia é maior quanto mais interior e mais elevado for o local considerado (LIMA e LIMA, 2002 *cit. in* PAIVA, 2005).

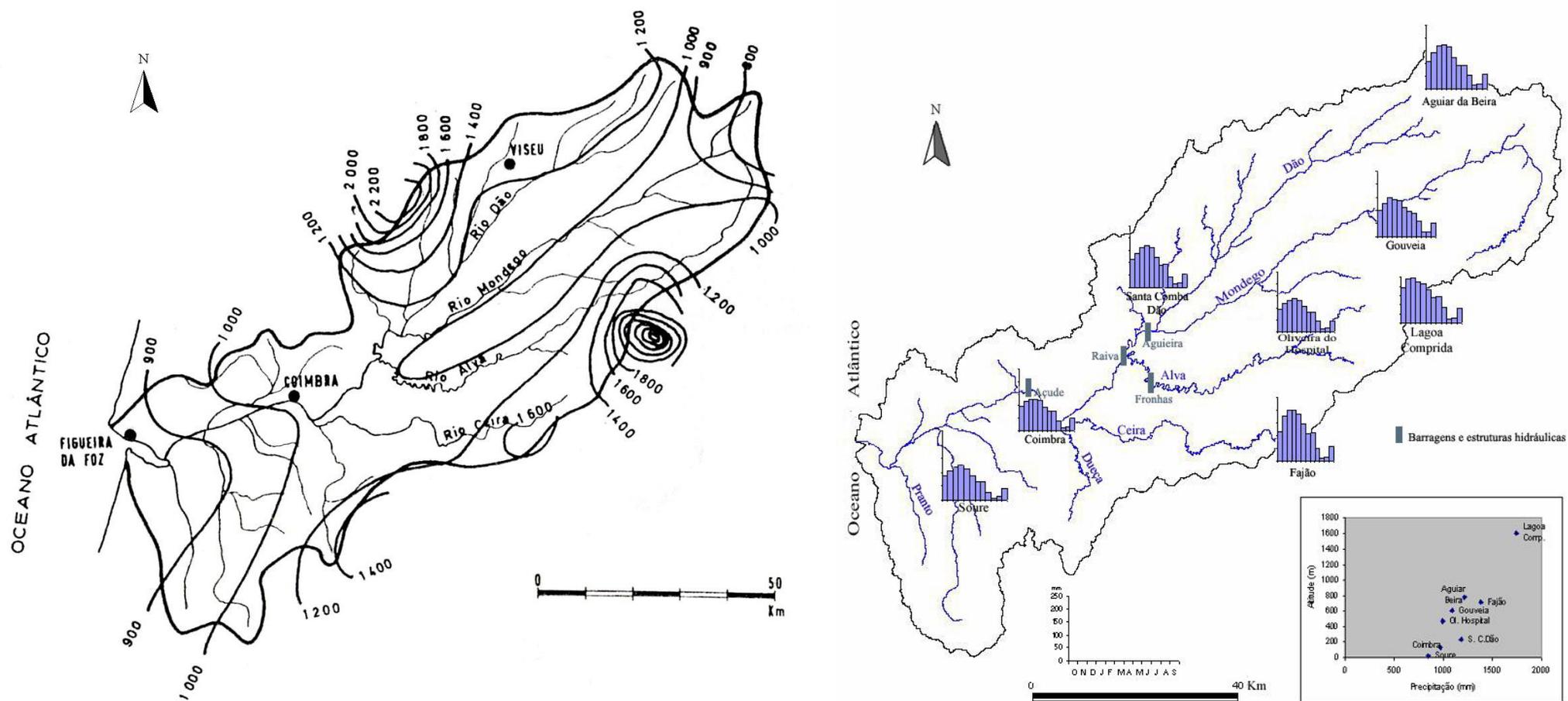


Fig. 39 e 40 – Distribuição da Precipitação média anual na bacia do Mondego (1952/53 – 1981/82) (Fonte: LOUREIRO *et al.*, 1986 *cit. in* PAIVA, 2005) / Precipitação mensal na bacia do Mondego (1950/51 – 1996/97) (Fonte: PAIVA, 2005).

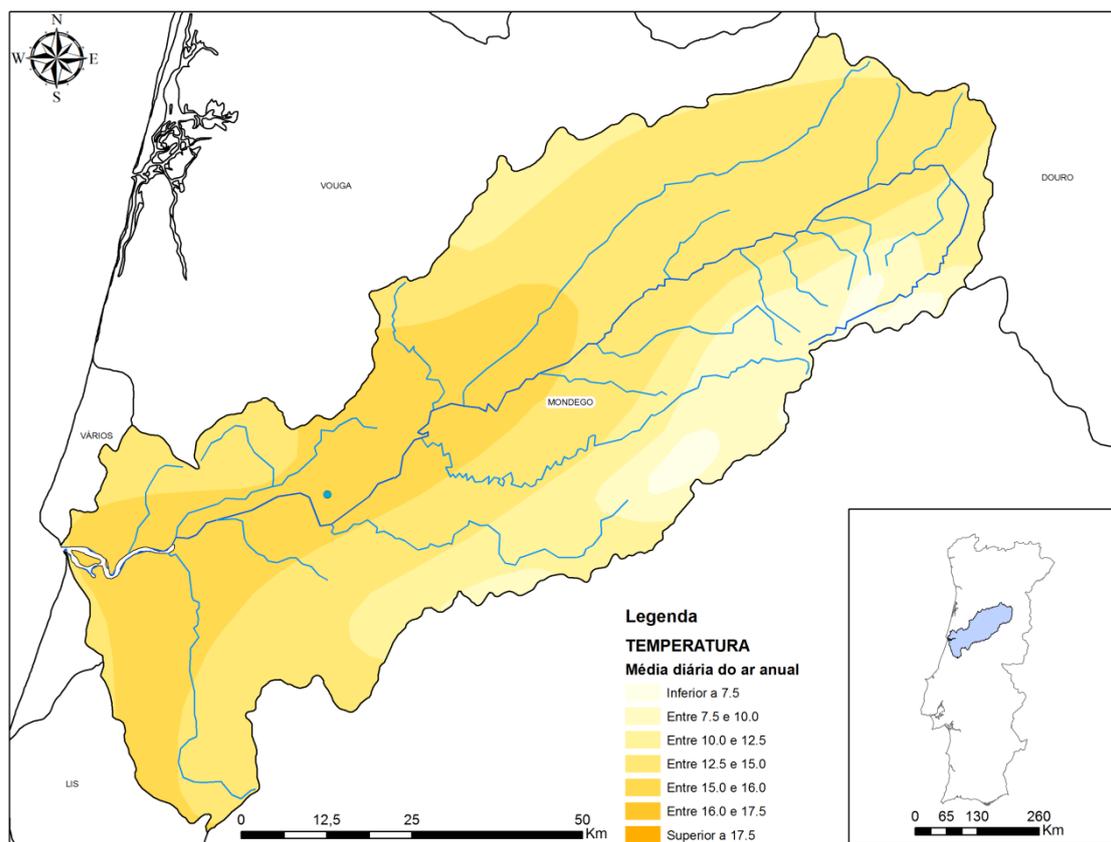


Fig. 41 – Temperatura média anual na bacia hidrográfica do Mondego (1931-60) (Fonte: Elaboração própria através do *Software Arc GIS 9.x* com os dados base do Atlas do Ambiente (APA) – O círculo azul refere-se à estação meteorológica do IGUC que é utilizada neste estudo.

4.1.2.5 – Dados Hidrográficos

No bloco mais soerguido da Cordilheira Central, na Serra da Estrela, o Mondego esculpe o seu leito em litologia granítica em vales encaixados e relativamente declivosos. Corta depois a Plataforma inclinada do Mondego, que tem um aplanamento considerável com declives à volta dos 16% (*rever Fig.38*). Nesta área, as vertentes mais declivosas situam-se longitudinalmente em relação aos cursos de água, ultrapassando os 24% de inclinação na passagem da Plataforma do Mondego para a “Plataforma Superior de Viseu” nas imediações de Viseu e Mangualde. Embora muito degradada, esta passagem faz-se num degrau de escadaria tectónica com declives a atingirem entre os 16% e os 40% (*modificado a partir de PAIVA, 2005*). Destaca-se também por um declive considerável a Serra do Caramulo que não contacta diretamente com o leito principal do Mondego.

Após passar pelos quartzitos Ordovícicos através duma falha de desligamento nesta litologia extremamente dura, numa garganta bastante apertada, o rio Mondego corre relativamente encaixado nas rochas xistosas até ao material triásico areno-conglomerático à entrada de Coimbra que assinala a transição para a Orla Mesocenozóica Ocidental, onde o vale deste rio se alarga em digitações por uma planície aluvial.

O regime hidrológico do rio Mondego pode ser claramente caracterizado com recurso aos caudais registados nas estações hidrométricas localizadas em Coimbra (utilizadas no estudo), uma vez que, até este ponto a confluência dos mais importantes afluentes do Mondego já ocorreu, nomeadamente do rio Dão, na margem direita, e os rios Alva e Ceira, na margem esquerda. De forma semelhante, Coimbra assinala o fim do percurso intermédio do Mondego que deixa de percorrer no Maciço Hespérico e entra na Orla Mesocenozóica Ocidental, passando o seu vale, com efeito a apresentar uma morfologia bastante plana. Forçosamente toda a área a jusante deste ponto é afetada pelo escoamento aqui registado.

Um estudo mais pormenorizado sobre o regime do Mondego será apresentado no ponto 4.2. No ponto 4.4, em seu turno, far-se-á a análise de algumas situações extremas paradigmáticas. Fica no entanto, neste ponto, duma forma genérica, referido que, o rio Mondego, em regime natural¹⁸, apresenta um escoamento que retrata os ritmos pluviométricos anuais e que, segundo PAIVA, 2005, é bastante homogéneo para todos os setores da bacia. Conclusão a que chega após à análise de várias curvas dos caudais médios mensais em três estações que representam cada setor da bacia pelo período em que houve leituras simultâneas (1959/60-1970/71).

Os caudais médios mais volumosos são atingidos, em regra, durante a estação mais pluviosa, no Inverno, no mês de Fevereiro ou Janeiro. Os caudais médios menos volumosos ocorrem em Setembro, Agosto ou Julho. O Mondego não reflete nos seus caudais qualquer tipo de retenção nival, dado que, a precipitação sólida não sofre acumulação significativa e só ocorre nas áreas de maior altitude da bacia. Assim, a influência do degelo, tão importante para o regime hidrológico de alguns rios a latitudes setentrionais, na Primavera não está patente nos caudais médios mensais do Mondego (RIBEIRO *et al.*, 1999; PAIVA, 2005).

¹⁸ Por período de regime natural designaremos a análise que se estende desde 1955/56 até ao ano hidrológico 1979/80. A partir desta data introduz-se a noção de regime regularizado devido à laminação dos caudais pelo sistema de infraestruturas hidráulicas construídas na área da bacia.

PAIVA, 2005 demonstra a evolução do caudal médio interanual do Mondego para um período bastante longo (1950/51-2003/04: 54 anos) nas estações de Ponte de Santa Clara, no regime natural e, na estação do Açude-Ponte para o regime regularizado.

O caudal do Mondego em regime natural registou uma média de 79,1 m³/s no período analisado por PAIVA 2005, valor não muito distante do regime regularizado (79,3 m³/s entre 1980/81-2003/04). Quanto às flutuações dos caudais médios anuais, essas são notáveis, tanto no regime regularizado como no natural, embora ligeiramente inferiores no regime regularizado. Isso pode ser facilmente justificado pela precipitação atmosférica anual que é a principal fonte de alimentação do escoamento superficial nas bacias portuguesas, tal como foi constatado por PAIVA, (2005) para a bacia do Mondego através da análise da precipitação anual para o período homólogo dos caudais na estação meteorológica do Instituto Geofísico da UC e nas estações udométricas de Gouveia e de Santa Comba Dão do INAG. Estas relações (para a estação do IGUC e os caudais em Coimbra) serão analisadas mais à frente neste estudo, especialmente para tentar compreender a sua ligação com a NAO.

4.1.2.6 – Uso do Solo

O uso do solo pode ser um fator de atenuação ou agravamento em situações de picos de cheia. As manchas florestais de vegetação arbórea, por exemplo, podem promover um favorecimento na infiltração, diminuindo a rapidez e o poder abrasivo do escoamento superficial. No entanto, na bacia hidrográfica do rio Mondego, esta vegetação arbórea tem vindo a ser duramente afetada por incêndios florestais que a destrói, bem como, tem vindo a ser substituída, com ou sem a intervenção direta¹⁹ do Ser Humano por espécies de menor capacidade de fixação do solo, o que contribui para um agravamento da erosão, especialmente nas áreas mais declivosas.

Duma forma cumulativa à remoção do solo em áreas de grande declive devido à remoção do coberto vegetal, devemos adicionar, na substituição das espécies, o crescimento das áreas agrícolas que, no entanto, só parecem ter grande relevância no Baixo Mondego. Por outro lado, nas áreas a montante de Coimbra, o constante

¹⁹ Quando se fala da substituição das espécies vegetais sem a intervenção direta do Ser Humano, refere-se à naturalização de espécies invasoras, tais como a *Acacia dealbata* que toma cada vez mais, expressão na área da bacia. Esta espécie pode se propagar, por exemplo após ao fogo em detrimento da vegetação nativa. No concernente ao presente estudo as suas consequências mais relevantes são a menor atenuação nos efeitos erosivos das águas meteóricas.

remeximento do solo por atividades agrícolas com práticas incorretas, isto é, culturas que são concordantes com o declive, contribui para o assoreamento de albufeiras, o que reduz a capacidade destas na atenuação de picos de cheia.

Embora decalquem tendências de crescimento, as áreas artificializadas que impermeabilizam o solo, têm ainda dimensões reduzidas no conjunto da bacia mas, não são desprezíveis. Estas áreas são com efeito, contribuidoras para o incremento no escoamento fluvial e funcionam duplamente como agravante, bem como vulnerabilidade às cheias, especialmente às de carácter urbano.

Para a caracterização do uso do solo na bacia hidrográfica do rio Mondego recorreu-se, tal como para o Vouga, à combinação do cartograma do uso do solo em Portugal “CORINE LANDCOVER 2006” disponibilizado pelo IGP com a delimitação dos limites discretos da bacia no ficheiro *shapefile* para ambiente SIG disponibilizado pelo “Atlas do Ambiente” (da APA). Para tal ser possível recorreu-se à ferramenta de extração *clip* (**Fig. 42**). Adicionalmente agregam-se conjuntos de classes em categorias mais relevantes numa tabela para uma melhor interpretação (**Tabela III**), conforme a análise exibida no parágrafo subsequente.

Segundo o “CORINE LANDCOVER 2006”, as áreas mais representativas na bacia do rio Mondego são as áreas florestais, que ocupam 64,2% de toda a bacia. Seguem-se as áreas agrícolas com 31,6% do total. Os espaços artificializados totalizam 3%. Os outros espaços ocupam ainda 1,2%.

Urbano		Industrial		Áreas Infraestruturadas		Agrícola		Florestal		Outros Espaços	
Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%
164,9	2,4%	38,8	0,5%	6,9	0,1%	2146,5	31,6%	4365,8	64,2 %	78,9	1,2%

Tabela II – Uso do Solo em Km² e em percentagem na Bacia Hidrográfica do rio Mondego com base na carta “CORINE LANDCOVER 2006” (IGP) (*adaptação da tabela do PGBH do VOUGA, MONDEGO e LIS, 2012*).

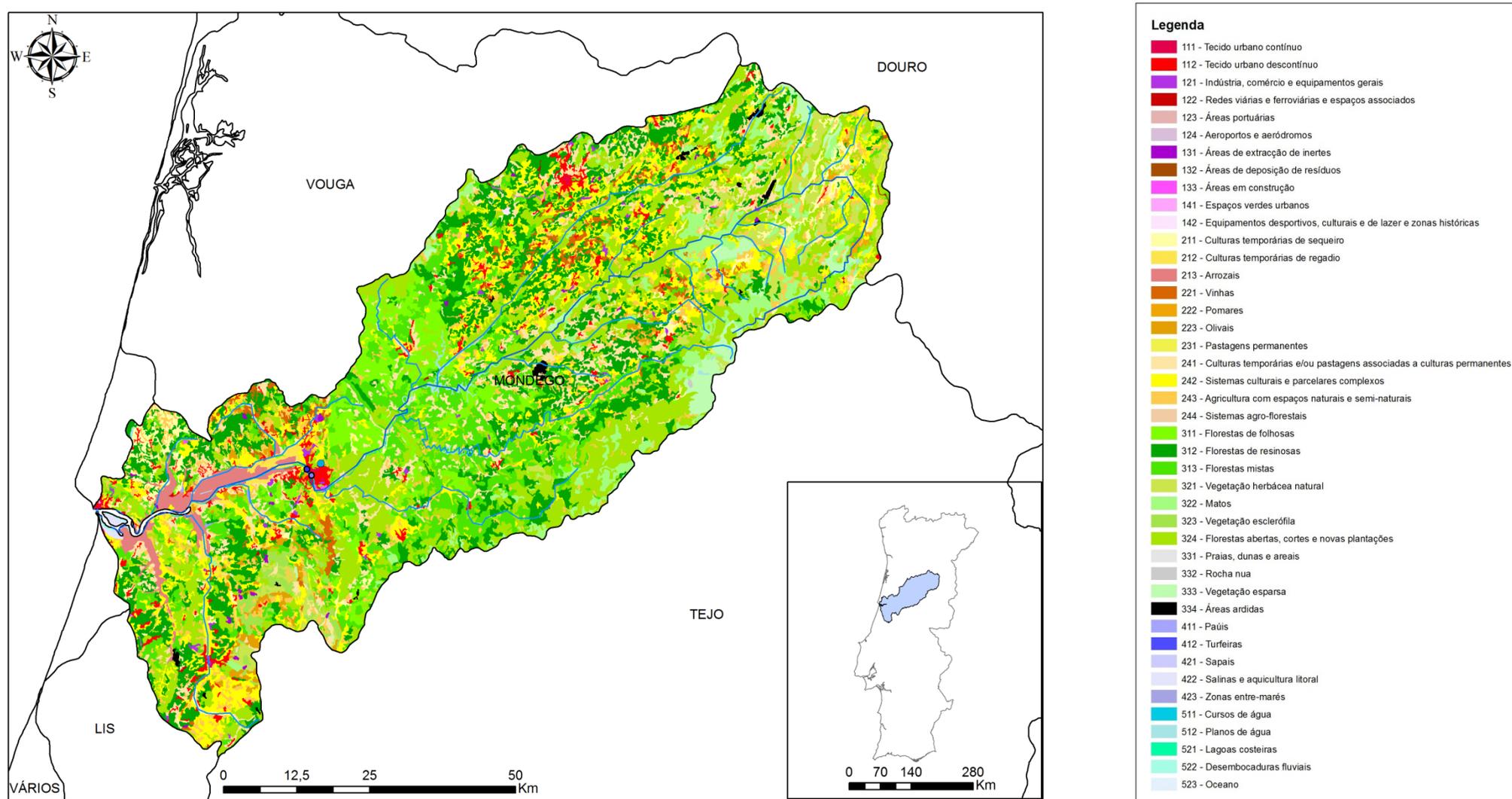


Fig. 42 - Uso do solo na Bacia Hidrográfica do rio Mondego (Fonte: Elaboração própria através do *Software Arc GIS 9.x* com os dados bases da carta “CORINE LANDCOVER 2006” do IGP e dos limites das bacias hidrográficas fornecidas pelo Atlas do Ambiente da APA).

4.2 – Regimes fluviais médios Intra-anuais e interanuais como resposta aos ritmos pluviométricos condicionados pela NAO.

Os cursos de água portugueses são caracterizados por variações sazonais no escoamento num claro acompanhamento dos ritmos pluviométricos, embora com um ligeiro atraso face às precipitações. O período de maior escoamento é, em regra, o período Outono-Inverno, sendo que os meses de Verão são, aqueles que registam escoamento mais reduzido numa elevada correspondência com a precipitação atmosférica. Para estes factos serem captados numa forma mais fidedigna deve-se recorrer ao uso do ano hidrológico (Outubro-Setembro) para que não haja repartição dos caudais e dos ritmos pluviométricos em dois anos civis, percebendo-se, assim, os seus comportamentos gerais.

Apresentar os regimes fluviais médios intra-anuais, a nível mensal para o período em análise, mostrando assim numa forma bastante intuitiva como compreender o regime sazonal será o primeiro passo a ser tomado para que seja possível entender a evolução média dos caudais ao longo do ano hidrológico.

Na mesma linha, apresenta-se também os regimes fluviais intra-anuais através dos caudais médios mensais no período em análise associados com a precipitação média mensal em períodos análogos que cai nas estações meteorológicas de referência para a estação hidrométrica escolhida em cada bacia. Até este ponto não se introduz nenhuma relação com a NAO.

A conexão com a NAO é finalmente introduzida num primeiro momento. Relaciona-se inicialmente os ritmos pluviométricos acumulados interanuais das estações meteorológicas de referência com os caudais médios anuais registados na estação hidrométrica selecionada em cada bacia e, em último lugar de ambas as variáveis com o índice NAO médio para os períodos análogos (em anos hidrológicos).²⁰

Finalizando as análises a escalas anuais, para uma melhor leitura da influência da NAO na precipitação e nos caudais apresentam-se dois conjuntos de gráficos em que se exhibe apenas, no primeiro conjunto, a precipitação anual acumulada e os caudais médios anuais em anos caracterizados por um índice NAO positivo no ano hidrológico. No segundo conjunto, de forma similar, apresenta-se a precipitação anual acumulada e os caudais médios anuais em anos caracterizados por um índice NAO

²⁰Os valores dos índices NAO exibidos são resultantes da adaptação dos índices NAO baseados em componentes principais de HURRELL, 1995a que os expõem em termos mensais. Estes valores mensais são então transformados em médias anuais através do cálculo da média geométrica dos valores mensais de Outubro do ano N a Setembro do ano N+₁ (ano hidrológico).

negativo para o ano hidrológico. Optou-se a este nível de agregação dos dados pela não demonstração apenas de anos condicionados por índices NAO elevados (> 0.5) e baixos (< -0.5) porque as médias geométricas anuais apresentam valores altamente diluídos com a inclusão de 12 meses que conotam, na maior parte dos casos, de índices bastante díspares. Tal abordagem será tomada apenas para valores estacionais e mensais. Os dados são apresentados primeiro para o Vouga e depois para o Mondego e, no fim, realiza-se uma reflexão comparativa sumária entre ambos os rios.

4.2.1 – Regimes Fluviais Intra-anuais médios como resposta à precipitação média – uma abordagem aproximativa

➤ Vouga

O cálculo dos caudais médios mensais no período que vai desde 1917/18 até 2000/01 na estação hidrométrica de Ponte de Vouzela (**Gráfico III**) permite reiterar as afirmações já realizadas sobre o período em que se registam maiores caudais médios (Novembro a Maio, grosso modo) e o período em que se regista o menor escoamento fluvial médio (Junho a Outubro mas, especialmente reduzido em Julho, Agosto e Setembro).

Os volumes dos caudais médios mensais refletem numa forma muito significativa a quantidade de precipitação média que cai na bacia. A maior parte desta precipitação tem origem em sistemas que geram precipitação à escala sinótica. Isto pode ser facilmente comprovado pelo facto das estações meteorológicas e udométrica da bacia, apesar de registarem volumes de precipitação díspares, em consequência de fenómenos meso escala e de ordem geográfica, apresentam uma similitude nas curvas pluviométricas ao longo do ano.

Com efeito, para uma melhor compreensão da relação entre a precipitação que cai nas cabeceiras/setor médio inicial da bacia, numa forma média mensal e os caudais para o mesmo período, em Ponte de Vouzela (setor médio inicial), escolheu-se a estação meteorológica com maior período de dados, imediatamente a jusante da estação hidrométrica em estudo, dentro da bacia de drenagem do Vouga com dados gratuitos disponíveis através do SNIRH - INAG (estação “climatológica” de São Pedro do Sul (09I/01C)). No entanto, os dados disponíveis abrangem uma escala temporal muito mais reduzida do que seria ideal, com início dos registos no ano hidrológico 1932/33, suspensão do fornecimento de dados a partir do ano hidrológico 1960/61, e

retoma da disponibilização de dados a partir do ano hidrológico 1977/78 até ao ano hidrológico 1996/97. Os dados voltam a estar disponíveis a partir do ano hidrológico 2001/2002, no entanto a partir deste período os dados que deixam de estar disponíveis são os da estação hidrométrica de Ponte de Vouzela. Na atualidade, desde o ano de 2010, nem os dados pluviométricos da estação climatológica de São Pedro do Sul, nem os dados hidrométricos da estação hidrométrica de Ponte de Vouzela estão disponíveis através do SNIRH-INAG.

Apesar de todos os constrangimentos enunciados no parágrafo anterior decidiu-se proceder a uma repartição das médias mensais dos caudais e das precipitações em dois períodos em que há similitude dos dados.

O primeiro período em análise vai desde o início dos registos pluviométricos em São Pedro do Sul (1932/33) até à sua suspensão temporária (1960/61), abrangendo assim 28 anos hidrológicos. O segundo vai desde a retoma dos dados pluviométricos em S. Pedro do Sul (1977/78) até à outra suspensão do fornecimento (1996/97), o que perfaz 19 anos.

Com volumes de precipitação média distintos, as diferenças parecem aceitáveis devido aos períodos em análise serem também eles diferentes. Isto reflete-se nos caudais médios mensais que para além de serem diferentes entre si, também são diferentes dos registados para o período de dados completo (1917/18-2000/01 – **Gráfico III**). Contudo, as curvas dos caudais médios mensais e os volumes médios mensais apresentam em ambos os gráficos comportamentos idênticos (ver **Gráfico IV e V**), com os caudais médios mensais a iniciarem uma tendência de recuperação significativa em Outubro com as primeiras chuvadas que, no entanto, não aumentam o caudal de forma tão vincada devido à secura do solo em consequência do término da estação seca estival. Isto reduz a escoamento superficial para as linhas de água gerada a partir da precipitação atmosférica.

A precipitação atinge então, no primeiro período, um primeiro máximo em Dezembro, apresentado o caudal, mesmo assim, um atraso nos volumes mais altos que são registados em Janeiro, Fevereiro e em Março como máximo médio, embora a precipitação reduza em Janeiro e Fevereiro. Este comportamento parece refletir uma disponibilidade hídrica elevada no solo, o que conduz grande parte da precipitação atmosférica a se traduzir em escoamento superficial que alimenta o caudal do Vouga. O novo aumento da precipitação média em Março finalmente faz com que o máximo médio dos caudais mensais seja atingido neste mês.

Após Março, a precipitação inicia uma tendência de redução que se pasma nos caudais por uma redução vincada nos seus volumes médios mensais que atingem, a par com a precipitação, o seu valor médio mensal mais baixo em Julho.

Olhando unicamente para o segundo período, as grandes diferenças que se podem perceber são que a precipitação apresenta apenas um máximo atingido em Dezembro e que a distribuição da precipitação ao longo do ano é mais uniforme. Os caudais refletem isso mesmo, respondendo à precipitação atmosférica com o máximo em Fevereiro mas, com um volume mais reduzido pois a sua quantidade reflete apenas a continuidade de precipitação abundante com um solo com grande disponibilidade hídrica, sem um novo máximo pluviométrico que permitisse um incremento maior. Esta afirmação é reiterada com o facto de em Março o caudal médio mensal sofrer já uma grande quebra, a par com a elevada quebra na precipitação média, que até é mais alta em Abril e Maio mas, não é capaz de aumentar os caudais médios, traduzindo assim, a menor disponibilidade hídrica no solo.

O escoamento das águas meteóricas para os caudais é então mais rápido quando o solo está mais saturado, o que é compatível com o facto das rochas do Maciço Hespérico serem pouco permeáveis e também, com o facto de o forte declive do setor das cabeceiras/médio Vouga aumentar ainda mais a velocidade de escoamento das águas pelas vertentes e pelo próprio Vouga e seus tributários. Ambas características já citadas na caracterização da bacia. Isto cria uma ínfima capacidade de armazenamento de água.

Durante os meses em que a precipitação atinge os valores mais baixos, olhando ainda para o segundo período, o caudal médio atinge o seu mínimo em Agosto, que não é o mês com precipitação média mais baixa mas, com um volume de precipitação ainda tão reduzido, e mesmo com um volume um pouco mais alto em Setembro, a secura do solo não permite nem um aumento dos caudais em Agosto e nem um aumento significativo dos mesmos em Setembro.

Comparando os dois períodos sob o ponto de vista do coeficiente de correlação de *Pearson* (R) entre o caudal médio registado em Ponte de Vouzela e a precipitação média registada em São Pedro do Sul, apercebemo-nos que há uma redução deste valor do primeiro período para o segundo, onde no primeiro há uma correlação forte positiva (0.86) e no segundo uma correlação moderada positiva elevada (0.74). Este facto pode estar ligado com a entrada em funcionamento de vários aproveitamentos mini-hídricos a montante da estação hidrométrica em estudo (de Ribafeita e S. Pedro do Sul como maiores exemplos). No entanto, pelas reduzidas capacidades de armazenamento tal parece poder impactar apenas nos caudais do semestre estival, na redução do registo do mesmo através do represamento.

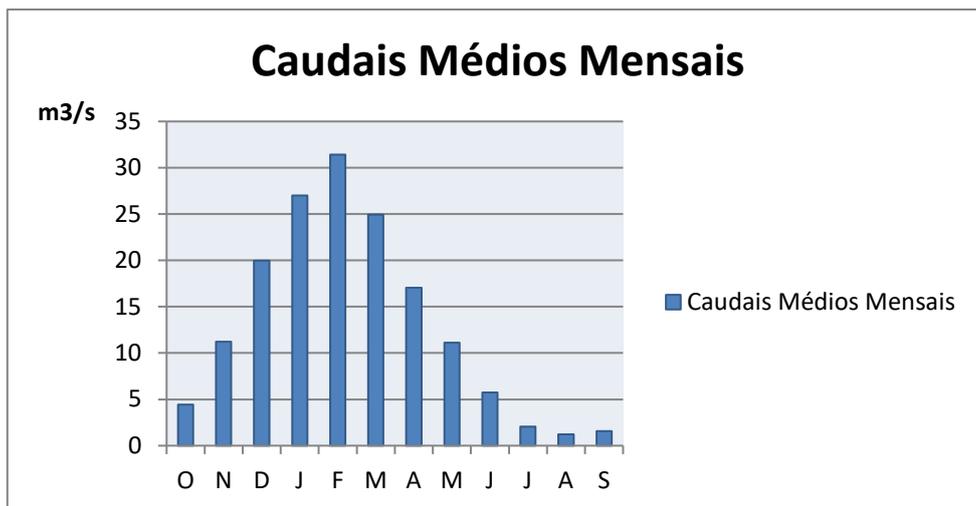


Gráfico III – Caudais Médios Mensais na Estação Hidrométrica de Ponte de Vouzela (09I/02H) para o período compreendido entre os anos hidrológico de 1917/18 a 2000/01 (Fonte: SNIRH-INAG).

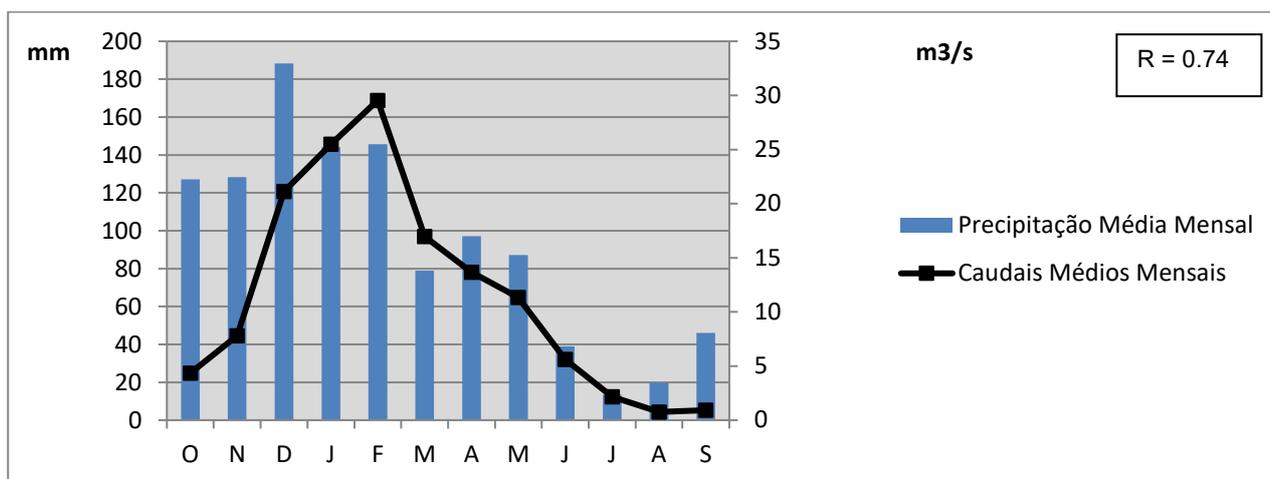
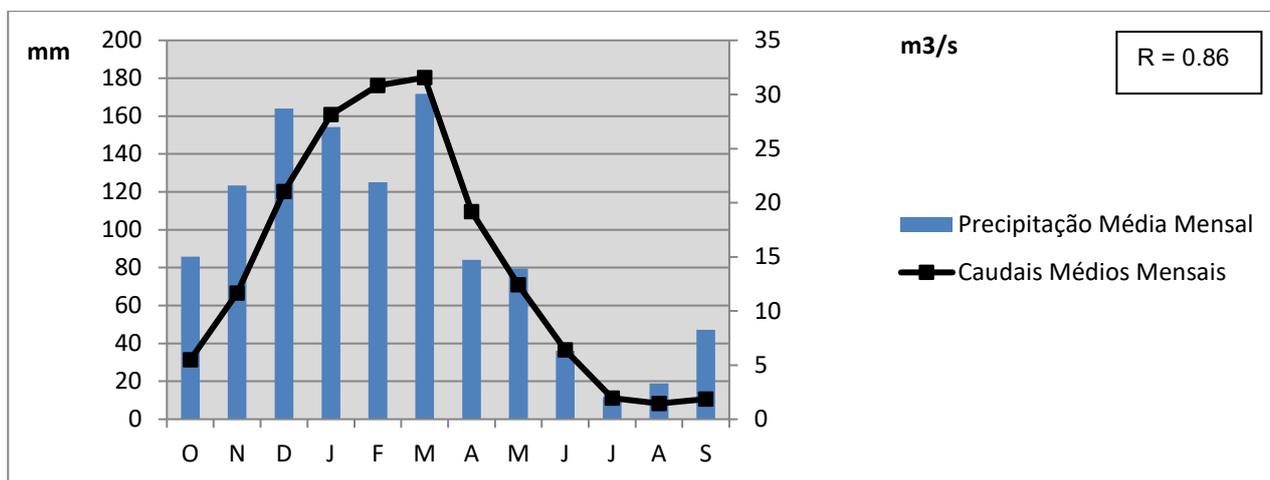


Gráfico IV e V – Precipitação média mensal na estação meteorológica de São Pedro do Sul (09I/01C) e caudais médios mensais em Ponte de Vouzela entre os anos hidrológicos de 1932/33-1960/61 e entre 1977/78-1996/97 (Fonte: *Idem*)

➤ **Mondego**

Através do cálculo dos caudais médios mensais registados nas estações hidrométricas da Ponte de Santa Clara e do Açude-Ponte, no período que vai desde 1955/56 até 2011/12²¹, podemos reiterar as afirmações que o período que regista os caudais médios mensais mais elevados vai de Dezembro a Março, em ambos os regimes (**Gráfico VI**). Há um volume médio particularmente elevado (superior a 150 m³/s por mês) no trimestre Janeiro-Março que contrasta com os volumes médios particularmente reduzidos (inferiores a 50 m³/s mês) nos meses que se estendem de Julho a Outubro. Tal diferença é ainda mais vincada no regime não regularizado.

No regime fluvial não regularizado, Fevereiro era o mês com maior caudal médio, ultrapassando largamente os 200 m³/s, sendo que o mês com menor volume era Agosto, no período em análise, com pouco mais de 2,8 m³/s. Tais valores confirmam, mais uma vez a grande discrepância sazonal dos caudais médios mensais ao longo do ano nos cursos de água portugueses.

Com a entrada em funcionamento das infraestruturas hidráulicas que vieram regularizar os caudais do rio Mondego, comprova-se uma atenuação no elevado escoamento fluvial dos meses de Inverno e a existência dum volume de manutenção nos meses de Verão. Os caudais diminuem assim entre Janeiro e Maio, com uma diminuição bastante significativa nos meses de elevado caudal de Fevereiro e Março em que tipicamente ocorrem cheias no Baixo Mondego. Por outro lado, os caudais médios entre Julho e Outubro aumentaram para valores que podem chegar a cerca de nove vezes mais o volume em regime natural, em Agosto, ou cerca de sete vezes mais elevados em Setembro. Embora baixos os caudais permitem que o Mondego corra no seu leito ordinário numa forma bastante regular.

Os caudais médios mensais refletem numa forma muito significativa a quantidade de precipitação que cai na bacia. À semelhança do que se passa na bacia do Vouga, a maior parte da precipitação tem origem em sistemas que geram precipitação à escala sinótica. Se analisássemos a curva resultante da precipitação que cai em diversas estações pluviométricas distribuídas pela bacia, concluiríamos que esta apresenta uma elevada similitude entre elas ao longo do ano com volumes acumulados, no entanto, díspares, em consequência de fenómenos que operam a meso escala ou de ordem geográfica.

²¹ Apresentando-os repartidos em dois períodos para a avaliação dos efeitos no comportamento hidrológico médio do Mondego da regularização introduzida a partir do ano hidrológico 1980/81 com a entrada em funcionamento das infraestruturas hidráulicas da Aguieira, Raiva, Fronhas e do próprio Açude-Ponte.

Para uma compreensão da dependência dos caudais médios registados em Coimbra no rio Mondego face à precipitação atmosférica recorreu-se aos dados pluviométricos registados na estação do Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra (IGUC). Assim, representa-se graficamente para todo o período de dados dos caudais médios analisados, o volume de precipitação média que ocorreu em cada mês. Para perceber a diferença entre a dependência em regime natural e regularizado realizou-se a divisão da série em dois períodos.

Olhando para o primeiro período (**Gráfico VII**) em regime natural, concluímos que é bastante evidente a dependência dos caudais médios mensais face à precipitação média mensal, onde os meses de maior pluviosidade correspondiam aos meses de maior caudal, havendo, no entanto, um atraso de um mês no valor mais elevado de caudal médio, face ao mês de maior pluviosidade média. Este facto deve-se a este caudal, bem como os outros, resultar não só da alimentação direta da precipitação mas também do escoamento indireto da saturação dos solos e das reservas aquíferas.

A redução da precipitação em Março e logo depois em Abril traduz-se numa queda abrupta nos valores dos caudais médios mensais que atingiam o seu mínimo em Agosto, após ao mês mais seco do ano, Julho. A precipitação inicia então uma tendência de subida a partir deste mês mas, a elevada secura do solo e a o volume ainda muito baixo de precipitação não consegue fazer com o caudal aumente, numa relação íntima entre a precipitação e a escoamento. A par deste quadro, mesmo a precipitação outonal de Setembro não se repercutia de forma significativa no caudal médio mensal e nem mesmo em Outubro o valor médio do caudal ultrapassava aos 50 m³/s. Era necessário Novembro para que tal acontecesse.

Com a regularização do caudal, embora os valores reflitam ainda a precipitação mensal, existe uma diminuição nesta dependência. Assim, embora os valores mais altos ocorram ainda na mesma altura, são menores e os valores mais baixos são muito mais elevados. Duma forma sumária a curva da variação anual dos caudais médios mensais tomou uma forma muito mais achatada (**Gráfico VIII**).

Complementarmente, a redução desta dependência pode ser expressa pelo R de *Pearson*, que tomou o valor de 0.62 (correlação moderada positiva) ao invés de 0.83 (correlação forte positiva) entre a dependência dos caudais médios mensais em Coimbra face à precipitação média mensal em período análogo registada nesta mesma cidade.

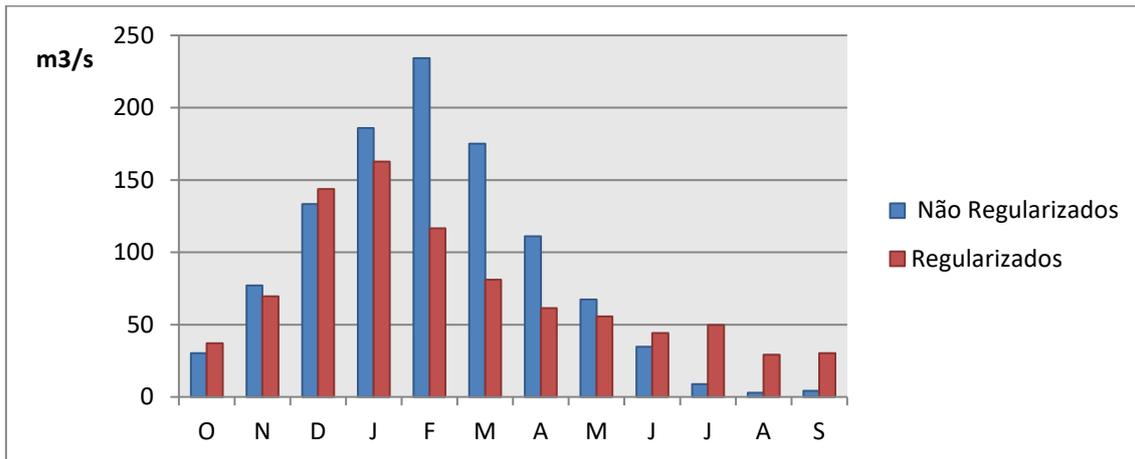


Gráfico VI - Caudais Médios Mensais na Estação Hidrométrica de Ponte de Santa Clara (12G/04H) / Açude-Ponte (12G/01AE) para o período compreendido entre os anos hidrológicos de 1955/56-1979/80 para o regime não regularizado e entre 1980/81-2011/12 para o regime regularizado (Fonte: SNIRH-INAG).

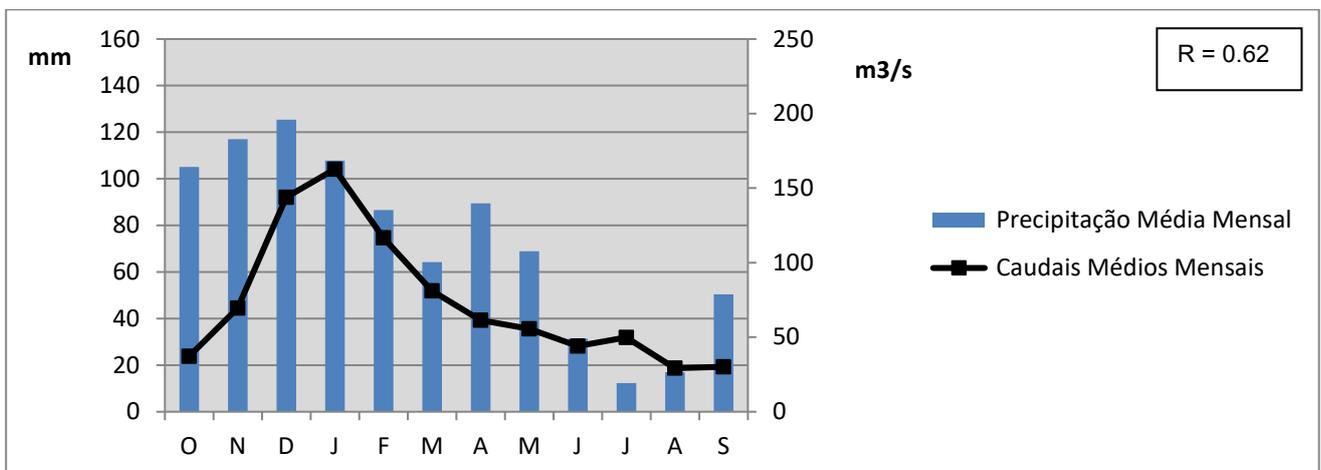
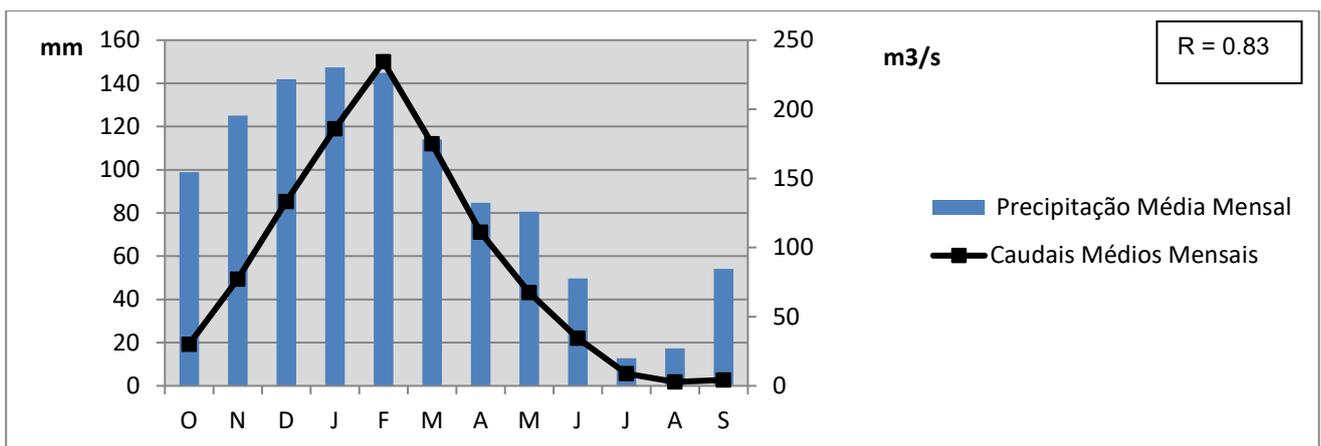


Gráfico VII e VIII – Precipitação média mensal na estação meteorológica de Coimbra (IGUC) e caudais médios mensais em Ponte de Santa Clara/ Açude-Ponte entre os anos hidrológicos de 1955/56-1979/80 (regime natural) e entre 1980/81-2011/12 (regime regularizado) (Fonte: *Idem* e IGUC)

➤ **Reflexão Comparativa**

Os regimes fluviais do rio Vouga e do rio Mondego nas estações hidrométricas em estudo apresentam valores de caudais médios mensais bastante distintos. Este facto é reflexo, por um lado, o tamanho da bacia de drenagem, que no caso do Mondego é bem maior que a do Vouga e, por outro lado, da localização das estações hidrométricas face ao contexto da bacia ser muito diferente. Enquanto no Vouga, a área drenada pela estação de Ponte de Vouzela corresponde ainda apenas aos setores das cabeceiras e o início do médio Vouga (649 Km²), as estações em Coimbra marcam já a passagem do médio Mondego para o Baixo Mondego, sendo que os tributários mais relevantes neste ponto já confluíram e faltam menos de 50 Km para a sua foz. Duma forma mais eficaz que a estação de Ponte de Vouzela (que é, no entanto, a estação mais ocidental da bacia do Vouga com dados fiáveis), as estações de Coimbra conseguem captar o comportamento hidrológico do Mondego.

Outros fatores, tais como a forma da bacia, a quantidade de precipitação média que recebe, litologia, declives, *etc.*, adicionam-se para alterar os caudais médios mensais dos dois cursos de água no ponto em análise, no entanto, uma semelhança subsiste. Especialmente em regime natural no Mondego, os meses de maiores caudais médios mensais são os mesmos que no Vouga, bem como os meses de menores caudais médios.

Na mesma linha, o ritmo pluviométrico anual, embora com quantitativos médios mais elevados em São Pedro do Sul apresenta o mesmo comportamento que em Coimbra e a resposta dos caudais médios é muito semelhante. As restrições nos dados de São Pedro do Sul não permitem a captação do ritmo pluviométrico intra-anual por um período mais longo e contínuo, no entanto, embora em períodos que não correspondem temporalmente, e que, portanto, diminuem as possibilidades de semelhança, a precipitação máxima e mínima médias registam-se no mesmo mês nos períodos mais recentes nas duas estações de cada bacia. Os caudais do Mondego, claramente devido à regularização do regime no último período, com um ritmo pluviométrico em Coimbra muito parecido ao de São Pedro do Sul, respondem numa forma média francamente diferente do Vouga ao longo do ano com a amortização dos valores médios máximos e médios mínimos.

4.2.2 – Regimes Fluviais Interanuais médios como resposta aos ritmos pluviométricos contemporâneos condicionados pela NAO

➤ Vouga

Para um período bastante longo (83 anos hidrológicos), o rio Vouga registou na estação em análise um módulo absoluto de $13,21 \text{ m}^3/\text{s}^{22}$ mas, alertando para a grande variabilidade interanual e para o erro da utilização apenas de medidas de tendência centrais, nesta estação, o coeficiente de flutuação²³ situa-se em 16, em que o ano com caudal médio mais abundante foi o do ano hidrológico 1959/60, que apresentou um valor anual igual a $36,28 \text{ m}^3/\text{s}$ e o ano com caudal médio mais indigente foi de $2,25 \text{ m}^3/\text{s}$ em 1948/49.

A dependência do caudal em relação à precipitação atmosférica é bastante clara (**Gráfico IX**), sendo que nos anos hidrológicos em que se registou maior precipitação acumulada, em regra, se registou também o maior caudal médio. Olhando para os anos em que há similitude dos registos pluviométricos e hidrométricos conseguimos perceber uma permanência dos valores dos caudais em níveis mais elevados a par com a maior precipitação registada no início do período até perto de meados dos anos 40, seguindo uma tendência de redução que se prolongou até ao início dos anos 60. Nos anos dos últimos registos simultâneos, desde os anos 80 parece haver uma tendência de redução dos caudais e da precipitação acumulada, sendo no entanto, a característica mais relevante neste quadro a forte variabilidade de ambas as variáveis a partir de meados dos 80 até ao final da série.

O caudal médio anual parece estar ainda mais dependente do volume de precipitação acumulado no mesmo período que o caudal médio mensal e a precipitação média mensal. A correlação dos caudais médios anuais na estação hidrométrica de Ponte de Vouzela e a precipitação acumulada no mesmo período na estação climatológica de São Pedro do Sul atingem valores significativos e paradoxalmente aos valores médios mensais tornaram-se ainda mais vincadas no segundo período de dados simultâneos (**Gráfico IX**).

²² Quantidade de água escoada por um curso de água durante o ano (LOURENÇO, 1986b).

²³ O Coeficiente de Flutuação resulta da divisão do caudal médio máximo pelo caudal médio mínimo ($Q_{\text{máximo}}/Q_{\text{mínimo}}$).

Impactos da NAO nos regimes fluviais dos rios Vouga e Mondego

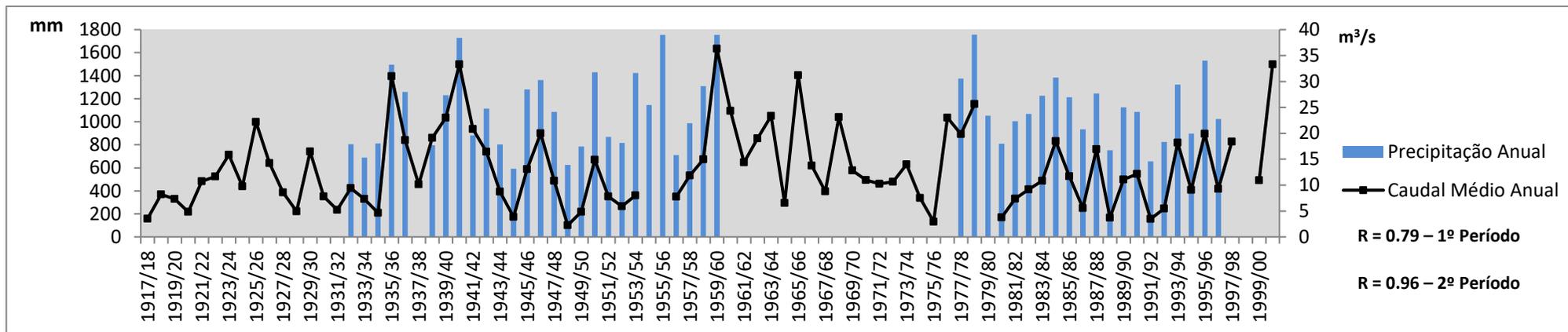


Gráfico IX – Variabilidade interanual do caudal médio do rio Vouga em Ponte de Vouzela e Precipitação acumulada registada na Estação de São Pedro do Sul em períodos simultâneos (Fonte: SNIRH – INAG).

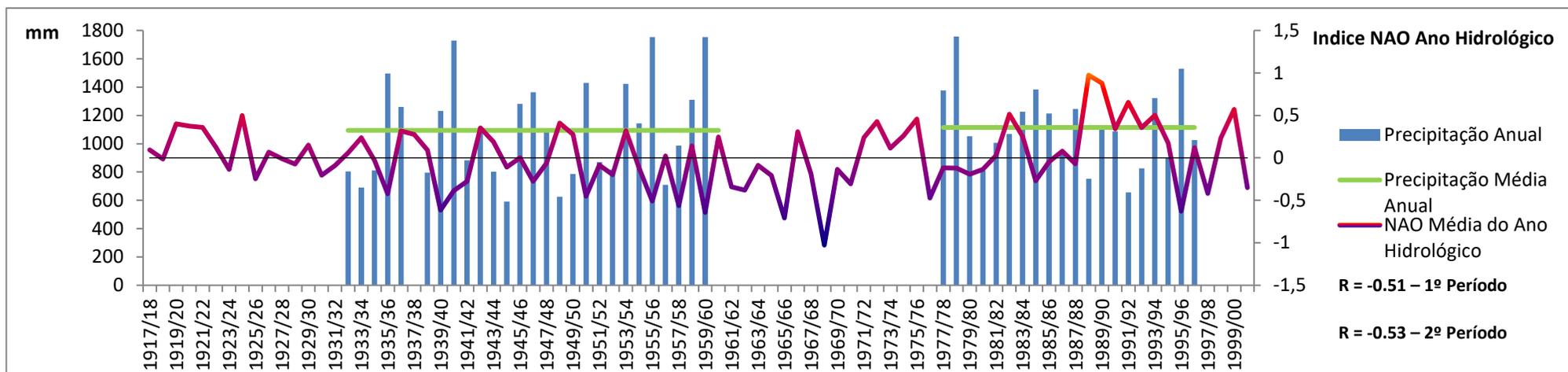


Gráfico X – Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico e Precipitação acumulada registada na Estação de São Pedro do Sul (Fonte: adaptado de Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH – INAG)

A NAO explica anualmente (ano civil) 32,58% da variabilidade atmosférica anual do período que vai de 1899 a 2011²⁴ na bacia do Atlântico Norte. Assim, será de se esperar que, pelo aumento do gradiente meridional de pressão na bacia atlântica na fase positiva e consequente redução da passagem de sistemas à escala sinótica capazes de gerar precipitação em Portugal continental. E que, por outro lado, pelo esbatimento deste mesmo gradiente na fase negativa e sequentes ondulações de maior amplitude das perturbações que causam precipitação à escala sinótica que alcançam desta forma mais facilmente as nossas latitudes, haja alguma relação, mesmo a nível anual entre a precipitação registada no país e NAO, no entanto, a correlação será sempre maior se nos referimos apenas aos meses mais pluviosos de Inverno.

O índice NAO anual apresentado (**Gráfico X**) para explicar a variabilidade dos ritmos pluviométricos anuais apresenta limitações pois resulta de médias geométricas de vários índices baseados em Componentes Principais Mensais.

Embora não seja um índice ótimo por se estender anualmente, esbatendo assim o efeito das circulações sinóticas associadas com determinado índice NAO a nível mensal que podem passar dum valor baixo ($<-.05$) num mês para outro elevado (>0.5), o “Índice NAO Ano Hidrológico” adaptado e adotado reflete uma boa correspondência com a precipitação acumulada para os períodos coincidentes, uma vez que, os valores positivos correspondem na generalidade a valores de precipitação acumulada inferiores à média calculada para os períodos de dados contínuos e os valores negativos correspondem, regra geral, a quantitativos acumulados de precipitação anual superiores à média calculada para os períodos de dados contínuos.

O índice NAO foi positivo e a precipitação foi mais baixa, numa forma mais correspondente pouco depois do início dos anos 30, nos finais dessa mesma década, nos finais dos anos 40 e primeiro ano dos anos 50 e durante uma sequência de anos nos finais da década de 80 e início dos anos 90.

Por outro lado, o índice NAO foi negativo e a precipitação foi mais alta, numa forma bastante correspondente, em meados dos anos 30, nos primeiros anos da década de 40, nos finais dessa mesma década, durante quase todos os anos 50 e início dos anos 60 (em concordância com a existência de dados), nos finais de 70 e início/meados de 80. No final dos anos 90 o índice NAO volta a baixar e a precipitação sofre um novo aumento.

²⁴ Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012.

Existem no entanto, vários anos em que o índice NAO sofre aumentos e a precipitação também, bem como vários anos em que ele reduz e a precipitação também. Este facto pode por em causa as correspondências apontadas nos parágrafos anteriores. Poder-se-ia afirmar que estas ocorrem ao acaso, no entanto, é preciso lembrar que um índice NAO negativo nos meses de Inverno seguido por índices NAO positivos em quase todo o ano significa, na maior parte das vezes, um índice anual positivo, mas como a precipitação atmosférica se concentra nos meses de Inverno, um aumento da precipitação anual pode ocorrer com índice NAO positivo anual. Por outro lado, se um índice NAO positivo persistir durante o Inverno, a maior parte da precipitação atmosférica que contribui para os quantitativos anuais acumulados sofre drástica redução mesmo que todos os outros meses do ano registem índices negativos, resultando assim, num índice negativo anual.

Devido a estes factos uma desagregação sazonal será levada a cabo, com concentração da análise nos meses de Inverno que cumulam ser os mais importantes para a precipitação atmosférica e aqueles em que o índice NAO explica o maior valor da variabilidade atmosférica da bacia atlântica.

A par de todos os constrangimentos de construção do “Índice NAO Ano Hidrológico”, a precipitação acumulada em São Pedro do Sul no primeiro período apresenta uma correlação moderada negativa de -0.51. No segundo período o R é ligeiramente inferior (-0.53). Devemos lembrar no entanto que a NAO não explica toda a variabilidade atmosférica da bacia do Atlântico Norte. O resumo dum fenómeno tão dinâmico é ainda impossível de se sintetizar num simples índice e a questão de haver uma correlação que é linear não significa que há uma relação causal real embora, pelo conhecimento dos mecanismos físicos aqui implícitos, essas dúvidas diminuam consideravelmente.

É sabido que a principal fonte de escoamento fluvial é a precipitação atmosférica sob a forma de chuva nos cursos de água tipicamente mediterrâneos, como os de Portugal continental e como os do estudo de caso. E se a NAO parece condicionar duma forma bastante significativa a precipitação atmosférica que ocorre sobre o país, será lógico tentar perceber se há ligações desta Oscilação atmosférica com o escoamento fluvial dos rios.

Numa tentativa de responder a esta questão no concernente à variabilidade interanual num resumo das médias anuais, apresenta-se o **Gráfico XI** em que se

relaciona o caudal médio anual em Ponte de Vouzela para o período de registos obtidos com o “Índice NAO Ano Hidrológico” que é exatamente o mesmo utilizado na relação com a precipitação.

Concordando com todas as limitações já referenciadas, o Índice NAO para o Ano Hidrológico apresenta uma boa correspondência com os caudais médios anuais registados onde os anos NAO com índice positivo se caracterizam por ter volumes médios anuais inferiores ao módulo e os anos com índice NAO negativos caracterizam-se por apresentarem valores de caudais médios anuais superiores ao módulo.

Os anos com as correspondências mais vincadas são, no lado do índice positivo os baixos valores registados de caudais médios anuais no início dos registos no final da década de 1911-20 e no princípio da década dos anos 20. Seguem-se alguns anos próximos de meados dos anos 30. Pouco depois do início da década de 40 os caudais médios anuais estiveram também muito abaixo do módulo e o índice NAO apresentou uma tendência positiva. Este facto repete-se nos finais dessa mesma década e em parte da década de 50. Este mesmo quadro veio então a repetir-se depois, do início até meados da década de 70, no início e no fim dos anos 80 prolongando-se até meados dos anos 90.

As correspondências mais visíveis para os índices negativos são alguns anos pontuais entre o início dos registos dos caudais e o início da década de 40. Seguem-se outros anos pontuais até aos anos 60 que, em quase toda a sua extensão, apresentam valores de NAO negativa e caudais acima do módulo. Daí até ao final dos anos 70 ocorrem outros casos pontuais, havendo subsequentemente uma sequência de anos com NAO negativa e caudais superiores ao módulo. Por fim, a ocorrência de índices negativos desde esta altura até ao fim do período em análise com caudais superiores ao módulo volta a ser pontual.

Não está muito clara a resposta dos caudais em virtude da variação da NAO, havendo situações de aumento de índices e de caudais e reduções de índices e de caudais que não seriam de se esperar mas, os constrangimentos da resposta da precipitação acumulada anual a este índice também são aplicados neste caso.

Outra questão importante são os valores extremos que deveriam ocorrer com índices extremos e embora haja mesmo uma elevada correspondência, pontualmente valores de caudais mais altos podem ser registados com índices negativos (ou até

positivos) mais altos que alguns em que o caudal aumenta para amplitudes menores e o índice é mais negativo. O mesmo é aplicado no lado dos índices positivos.

Para o período completo a correlação entre os caudais médios anuais e a NAO apresenta um valor de -0.55 (correlação negativa moderada) que é ainda mais baixa que para os dois períodos em análise para as precipitações. Estes valores devem ser sempre interpretados com cautela pois como já foi referido, embora seja compatível com o enquadramento físico do fenómeno, uma correlação linear não significa uma relação causal nos sistemas físicos reais.

Dois conjuntos de gráficos são apresentados para uma melhor compreensão do impacto da NAO anual nos ritmos pluviométricos interanuais em São Pedro do Sul e nos caudais médios anuais em Ponte de Vouzela. No primeiro conjunto relaciona-se a precipitação e os caudais com os valores positivos do índice NAO para o Ano Hidrológico. No segundo conjunto esta relação é feita ao mesmo nível mas para índices NAO negativos.

Durante os anos hidrológicos caracterizados por um índice NAO positivo a média da precipitação no primeiro período sofre uma redução de 1103 *mm* para 966 *mm*, havendo no entanto, casos em que a precipitação acumulada anual ultrapassa a média do período mas o índice NAO anual apresenta valores positivos (**Gráfico XII**). No segundo período a redução também é significativa, sendo que a média para o período é de 1114 *mm* e o valor nos anos com índice NAO anual positivo é de 993 *mm*. De forma semelhante também existem anos em que a precipitação ultrapassa a média do período e o índice NAO apresenta valores positivos.

De forma similar, os caudais médios anuais em anos com um índice NAO anual positivo apresentam um módulo mais baixo de 10,21 m³/s ao invés dos 13,21 m³/s para o conjunto do período em análise (**Gráfico XIII**). Com um máximo de 24,33 m³/s no ano hidrológico 1960/61 (justificado pelo mês de Novembro com um índice NAO baixo e um caudal bastante abundante, seguido de índices NAO positivo ou ligeiramente negativos com precipitação assinalável que permitiram a manutenção de valores de caudais médios mensais à volta dos 20 m³/s pelo menos) e um valor mínimo de 2,25 m³/s que é o mínimo absoluto no período em análise, o coeficiente de flutuação dos caudais médios mensais sofre uma redução significativa de 16 para 10,24. Tal reitera que dentro duma determinada fase NAO, o comportamento hidrológico é mais homogéneo que na avaliação do conjunto das duas fases.

Os caudais médios anuais parecem responder numa forma mais satisfatória aos índices NAO anuais positivos que a precipitação anual acumulada. Isto parece ocorrer devido à estrita ligação entre a distribuição da precipitação ao longo do ano/ escoamento superficial, uma vez que índices NAO positivos refletem, regra geral, menor abundância de precipitação ao longo do ano, o que cria, maiores necessidades hídricas ao solo, que impede assim, numa forma mais ou menos determinante, mesmo em anos mais pluviosos (naqueles em que esta precipitação é concentrada em determinados meses do ano que não são captados de forma eficiente no índice NAO anual) um escoamento médio abundante no conjunto do ano hidrológico.

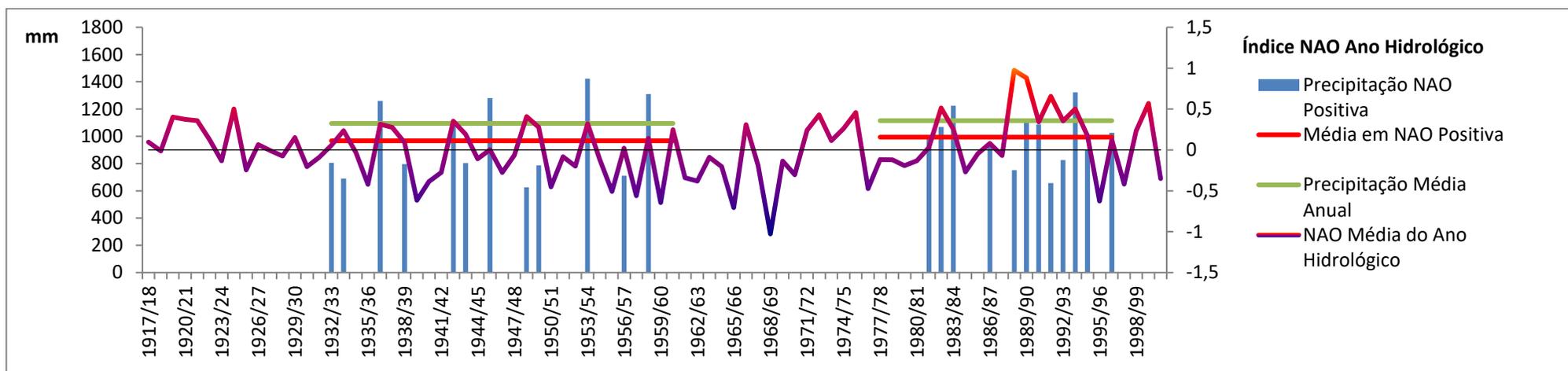
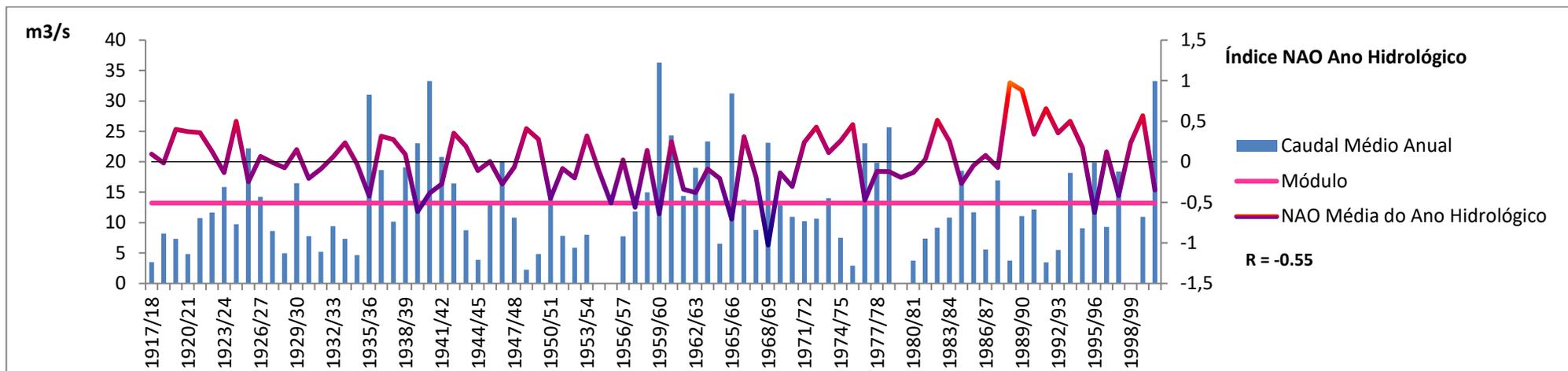
Embora o enunciado anteriormente existem várias ocorrências de caudais médios anuais superiores ao módulo do período interior mesmo com índices NAO anuais positivos. As limitações desta abordagem já foram relatadas.

Os anos caracterizados por um índice NAO anual negativo são responsáveis por um aumento da média da precipitação que ocorre em São Pedro do Sul em ambos os períodos (de 1103 mm no primeiro período para 1196 mm e de 1114 mm para 1296 mm no segundo) (**Gráfico XIV**). Naturalmente, à semelhança dos índices positivos, existem anos em que a precipitação acumulada anual em ambos os períodos fica abaixo da média para o período embora o índice seja negativo, a par de todas as restrições que exhibe este índice.

No referente aos caudais, estes exibem um aumento do módulo em anos com NAO negativo em cerca de 3 m³/s, de 13,21 m³/s da série inteira para 16,36 m³/s na série com índices negativos (**Gráfico XV**). Uma diferença à volta de 6 m³/s em relação à NAO positiva. O coeficiente de flutuação para a série de índices negativos é ainda mais baixo, ficando pelos 9,7, sendo que o ano com maior caudal médio é o de maior caudal médio absoluto da série completa com 36,28 m³/s em 1960/61. O ano mais baixo regista um caudal médio mensal de 3,74 m³/s. A correspondência entre o índice e os caudais é também razoável, havendo naturalmente ocorrências de anos com índice negativo e valores de caudal médio anual abaixo do módulo da série completa, de acordo com todas as limitações deste índice. À semelhança do que se passa com o índice positivo para os caudais, os índices negativos para esta mesma variável responde um pouco melhor que a precipitação, o que pode estar ligado ao mesmo motivo da melhor resposta desta variável aos índices positivos numa relação abundância de precipitação ao longo do ano /escoamento superficial, que neste caso,

paradoxalmente ao relatado para o índice positivo contribui para o aumento do escoamento médio anual registado.

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos



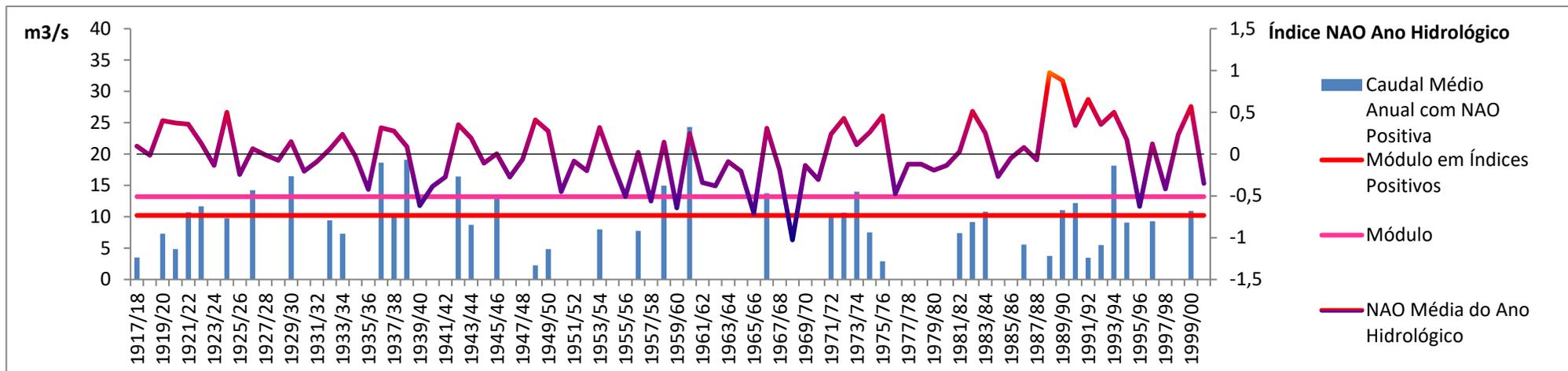


Gráfico XIII – Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Caudal médio anual registado na Estação de Ponte de Vouzela em anos em que este índice foi positivo (Fonte: adaptado de *Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds)* a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

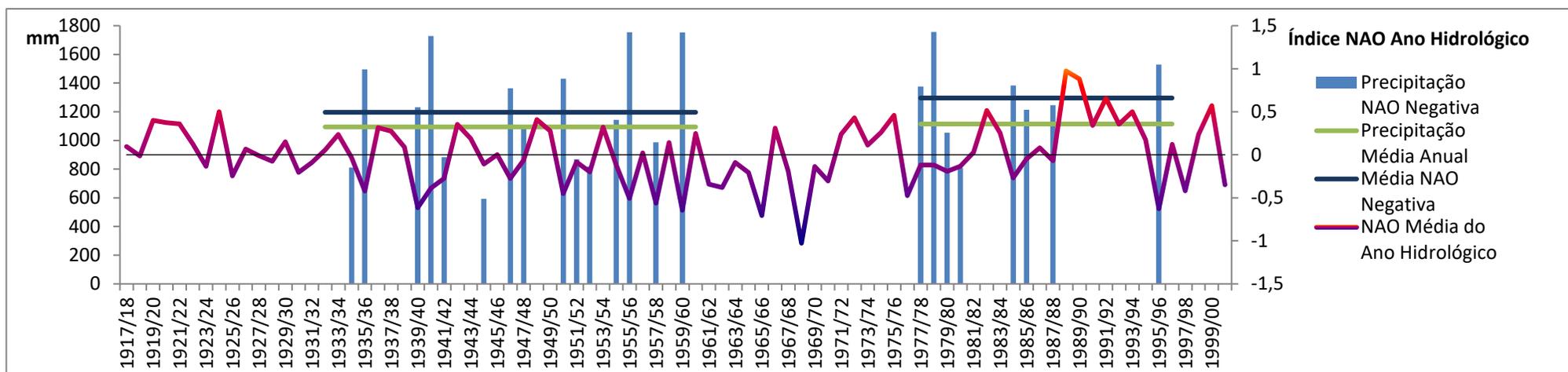


Gráfico XIV – Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Precipitação acumulada anual registada na Estação de São Pedro do Sul em anos em que este índice foi negativo (Fonte: adaptado de *Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds)* a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

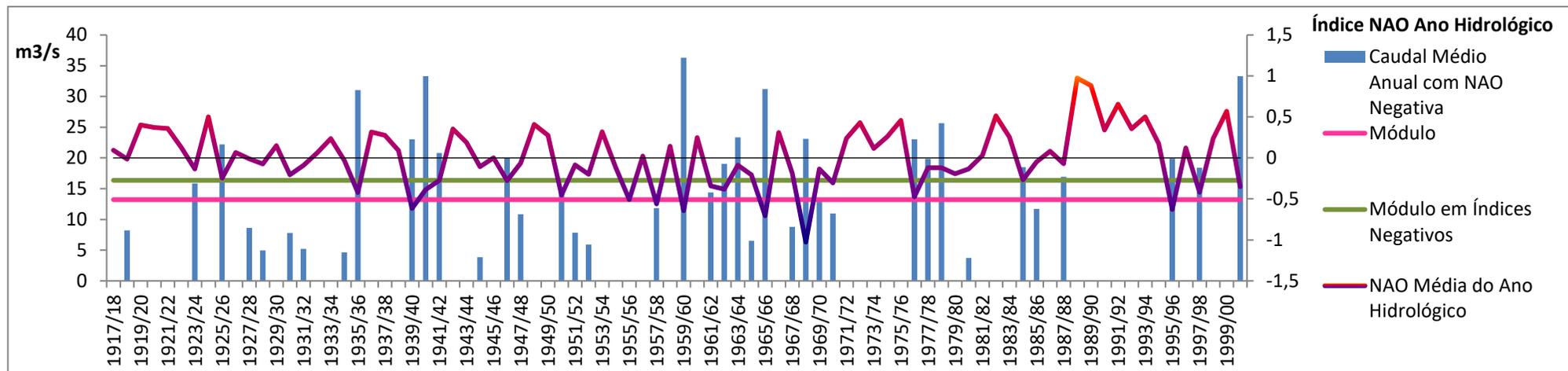


Gráfico XV – Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Caudal médio anual registado na Estação de Ponte de Vouzela em anos em que este índice foi negativo (Fonte: adaptado de Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

➤ **Mondego**

As estações hidrométricas da Ponte de Santa Clara e, mais recentemente do Açude-Ponte localizam-se numa posição estratégica para a análise do regime hidrológico do rio Mondego devido à sua posição na bacia. Num ponto em que se dá o início do Baixo Mondego, a menos de 50 Km da sua foz, estas estações hidrométricas permitem uma avaliação dum caudal que conta já com o tributo dos seus principais afluentes, destacando-se por não estar ainda regularizado e conotar duma relevância hidrológica notável, o Ceira, dentro uma séria de afluentes não regularizados de menor importância.

Para um período relativamente longo (56 anos hidrológicos), repartindo no entanto em dois períodos, o de caudal natural e o de caudal regularizado, no primeiro caso o Mondego neste ponto da bacia registou um módulo absoluto de 88,79 m³/s (1955/56-1979/80). No segundo caso o módulo sofre uma redução para 73,64 m³/s (1980/81-2011/12). Alertando para a grande variabilidade interanual do caudal médio do Mondego e para o erro da utilização apenas de medidas de tendência centrais, o coeficiente de flutuação para o regime natural é de 14,98, com o ano hidrológico com caudal médio mais abundante sendo o de 1965/66 registando 202,71 m³/s e o de caudal médio mais reduzido o de 1975/76 que regista apenas 13,52 m³/s. Esta irregularidade reduz-se no regime regularizado mas mantém-se muito alta, de acordo com a precipitação anual que cai na bacia e alimenta o curso de água. O coeficiente de flutuação para o regime regularizado é de 12,76 e o ano com maior caudal médio é o de 2000/01 que regista 187,47 m³/s. O ano com caudal médio mais indigente regista um valor pouco superior ao do regime natural, 14,68 m³/s é dá-se em 1991/92.

A dependência do caudal médio anual face à precipitação atmosférica é bastante clara (**Gráfico XVI**), sendo que os anos com maior precipitação acumulada, em regra registam maior caudal. Olhando para os anos em que há similitude entre a precipitação e os caudais, em linhas gerais destaca-se a persistência de valores relativamente baixos pouco depois do início dos registos, seguidos logo por valores mais altos no final da década de 50 e durante os anos iniciais da década de 60. Uma quebra ocorre a meados desta década mas um aumento significativo ocorre em 1965/66 de ambas as variáveis, seguidos duma nova quebra pouco antes dum novo aumento no final da década. Durante quase todos os anos 70 valores de precipitação acumulada mais baixos e caudais médios mais baixos também persistem até que no final dessa década até perto do início dos anos 80 os volumes de ambas as variáveis voltam a aumentar.

Após à regularização do regime hidrológico do Mondego a dependência do caudal médio anual face à precipitação acumulada parece diminuir, mas constata-se ainda uma proporcionalidade muito elevada. Do início até meados dos anos 80 persistem valores relativamente altos de precipitação acumulada e caudais médios anuais que parecem a partir daí apresentar uma tendência de redução proporcional atingindo valores extremamente baixos no início da década de 90. Um novo aumento ocorre então de meados até o fim dos anos 90 quando uma nova redução esta patente. À semelhança da irregularidade enumerada na pós-regularização do caudal, sensivelmente desde meados dos anos 80, da década 2001-10 até ao presente, o comportamento mais notório de ambas as variáveis é mesmo a elevada variabilidade.

À regra do que se sucede no Vouga, o caudal médio anual está mais dependente do volume de precipitação anual no mesmo período que o caudal médio mensal face à precipitação média mensal também em períodos correspondentes. A correlação entre os caudais médios anuais nas estações hidrométricas Ponte de Santa Clara e Açude-Ponte e a precipitação acumulada registada no mesmo período no IGUC atingem valores mais altos de 0.92 no período de caudal natural e de 0.83 no período de caudal regularizado. Se considerarmos o período inteiro o R de *Pearson* demonstra também uma correlação fortemente positiva (0.86), numa clara combinação da maior dependência do regime natural com a menor dependência, ainda muito grande, no regime regularizado.

A par do já enumerado no ponto sobre o Vouga, foi elaborado um gráfico para relacionar a precipitação acumulada no período em estudo na estação do IGUC com o Índice NAO para o Ano Hidrológico (**Gráfico XVII**). Embora não seja um índice ótimo para expressar a relação da NAO com a precipitação há uma elevada correspondência pois aos valores de NAO anual positiva associam-se na generalidade valores de precipitação acumulada inferiores à média da precipitação para o período de dados. Da mesma forma, a valores de índice NAO anual negativa associam-se valores de precipitação acumulada superiores à média do período.

À persistência de valores negativos da NAO no final dos anos 50 e até meados da década de 60 associaram-se valores de precipitação quase sempre acima da média. Quando o índice sobe pouco depois de meados da década de 60 a precipitação desce abaixo da média, subindo novamente com a redução do índice no final desse mesmo decénio. A NAO anual sobe então depois do início dos anos 70 e a precipitação acumulada parece responder a esta oscilação, especialmente até meados da década. Os fins dos anos 70 são caracterizados por índices NAO na generalidade negativos e

a precipitação em simultâneo apresenta valores acima da média. O índice NAO baixa novamente de meados até ao fim deste decénio e a precipitação volta a subir acima da média.

Os finais dos anos 80 até pouco depois de meados dos anos 90 foram caracterizados por índices NAO anuais elevados. Duma forma bastante correspondente também é visível uma redução média na precipitação acumulada ao longo desses anos.

À oscilação do índice NAO para valores negativos no ano hidrológico 95/96, para valores positivos no ano a seguir a precipitação acumulada responde com um aumento acima da média no primeiro caso, e uma redução abaixo desta média no segundo. Consecutivamente até ao último ano em análise o comportamento altamente oscilatório do índice parece ser bem respondido numa forma média pela precipitação acumulada anual.

Em toda a extensão dos dados existem, no entanto, vários anos em que o índice NAO sofre aumentos e a precipitação também, bem como vários anos em que ele reduz e a precipitação também. Este facto pode pôr em causa as correspondências apontadas nos parágrafos anteriores. Poder-se-ia afirmar que estas ocorrem ao acaso, no entanto, sublinha-se novamente que um índice NAO negativo nos meses de Inverno seguido por índices NAO positivos em quase todo o ano significa, na maior parte das vezes, um índice anual positivo. Mas como a precipitação atmosférica concentra-se nos meses de Inverno, um aumento da precipitação anual pode ocorrer com índice NAO positivo anual. Por outro lado, se um índice NAO positivo persistir durante o Inverno, a maior parte da precipitação atmosférica que contribui para os quantitativos anuais acumulados sofre drástica redução mesmo que todos os outros meses do ano registem índices negativos, resultando assim, num índice negativo anual.

A par de todos os constrangimentos de construção do “Índice NAO Ano Hidrológico” já referidos no ponto sobre o Vouga, aqui no caso da bacia do Mondego, a precipitação acumulada em Coimbra apresenta uma correlação fraca negativa de -0.48. Lembra-se que a NAO não explica toda a variabilidade atmosférica da bacia do Atlântico Norte e que o resumo dum fenómeno tão dinâmico e ainda tão desconhecido em um simples índice pode ser pouco cauteloso. Como já foi dito, a questão de haver uma correlação linear não significa que há uma relação real, embora pelo conhecimento dos mecanismos físicos aqui implícitos, essas dúvidas diminuam consideravelmente. Por outro lado, como os sistemas físicos nem sempre são lineares, outro tipo de correlação não abordado nesta perspetiva pode ocorrer.

Numa relação estabelecida na mesma linha que para o Vouga, iterando que se o escoamento fluvial é alimentado principalmente pela precipitação atmosférica nos cursos de água tipicamente mediterrâneos, como os de Portugal continental e os neste estudo. Tendo a NAO um condicionamento importante nesta variável meteorológica é lógico tentar perceber se há ligações entre esta oscilação atmosférica e o escoamento fluvial dos rios.

O **Gráfico XVIII** relaciona o caudal médio anual em Coimbra com o Índice NAO para o Ano Hidrológico. Com todas as limitações desta abordagem enfatizadas pela construção deste índice, há uma correspondência aceitável entre eles e os caudais médios anuais registados pois ao aumento do índice, em regra há uma redução do caudal médio anual abaixo do módulo do período, e à descida uma subida do caudal médio anual acima do módulo do período. Embora a persistência de índices positivos pouco após à regularização do caudal, estes parecem ter ficado um pouco menos sensíveis à oscilação do índice NAO anual (com base no módulo do período).

Desde o início dos registos dos caudais, até à década de 60 não há uma correspondência muito grande entre o índice NAO anual e os caudais, uma vez que estes se encontram em valores relativamente negativos e os caudais apresentam valores abaixo do módulo do período. Na década de 60, excetuando-se o ano hidrológico 60/61 os caudais médios mensais apresentam uma conformidade muito grande com a oscilação do índice NAO. Do início até meados dos anos 70, o caudal responde aos índices NAO anuais relativamente positivos com uma redução considerável dos caudais médios anuais abaixo do módulo do período. No final desse mesmo decénio a redução da NAO anual pasma-se pelo aumento dos caudais médios acima do módulo.

Após a regularização do caudal (e conseqüente redução do módulo), a oscilação do índice NAO não apresenta uma conformidade muito grande com o caudal médio mensal, mesmo assim, à persistência de valores elevados do índice anual dos finais da década de 80 até grande parte dos anos 90 associam-se valores de caudais médios anuais relativamente baixos que muitas vezes ficaram abaixo do módulo regularizado. Daqui até ao fim do período, a evolução do caudal médio anual sugere uma consonância aceitável com os índices NAO anuais.

Havendo situações de aumento de índices e de caudais e reduções de índices e de caudais que não seriam de se esperar, os constrangimentos da resposta da precipitação acumulada anual a este índice também são aplicados aos caudais médios anuais. Outra questão importante ainda, são os valores extremos que deveriam

ocorrer com índices extremos e que embora tenham uma elevada correspondência pontual, valores de caudais mais altos podem ser registados com índices negativos (ou até positivos) mais altos que alguns em que o caudal aumenta para amplitudes menores e o índice é mais negativo. O mesmo é aplicado no lado dos índices positivos.

Para o período completo a correlação entre os caudais e a NAO apresenta um valor de - 0.51 que é mesmo mais baixa que para a precipitação. A redução da dependência do caudal médio anual face ao índice NAO anual com a regularização do regime hidrológico do Mondego é também bastante clara através do R de *Pearson*, uma vez que, este apresenta um valor de -0.57 em regime natural e de apenas -0.45 em regime regularizado.

Para uma melhor compreensão entre do impacto da NAO nos ritmos pluviométricos interanuais e nos caudais médios anuais em Coimbra apresentam-se os gráficos que reúnem os valores destas variáveis em anos caracterizados por índices NAO anual positivos e negativos.

No caso da precipitação, nos anos com NAO positiva, o volume médio sofre uma queda dos 959 mm da série completa para 836mm, havendo no entanto caos pontuais em que a precipitação acumulada anual ultrapassa a precipitação média para o período mesmo com um sinal NAO positivo (**Gráfico XIX**).

No caso dos caudais, nos anos de NAO positiva o módulo no período de regime natural desce de 88,79 m³/s para 60, 34 m³/s (**Gráfico XX**). Com um volume médio máximo de 142,99 m³/s e um mínimo de 13,52 m³/s (mínimo absoluto), o coeficiente de flutuação dos caudais médios anuais é ainda elevado, apresentando um valor de 10,57 mas é inferior ao valor da série completa, reiterando que dentro duma determinada fase NAO o comportamento hidrológico é menos heterogéneo que na avaliação do conjunto das duas fases.

O período de regime regularizado demonstra um comportamento semelhante ao do período natural, com uma redução do módulo em anos com NAO positiva dos 73,64 m³/s do período em questão para os 59,82 m³/s (**Gráfico XX**). O volume máximo médio anual registado é no entanto superior ao do período natural, com 161,13 m³/s. O mínimo é também ligeiramente superior ao período de regime natural com 14,68. Tal representa um coeficiente de flutuação ligeiramente superior situado em 10,97.

À semelhança do que se passa no Vouga os caudais médios anuais no Mondego parecem responder duma forma mais satisfatória aos índices NAO positivos que a

precipitação acumulada que cai na estação de referência na bacia, especialmente antes da regularização. Tal facto deve estar relacionado com o mesmo que foi enunciado para o Vouga. Mesmo assim, existem anos em que os caudais médios mensais são superiores ao módulo do período de referência para a série completa. As limitações desta abordagem já foram referidas.

No lado dos anos caracterizados por um índice NAO negativo, a precipitação acumulada média anual sofre um aumento de 959 mm para o período completo para 1108 mm (**Gráfico XXI**). No entanto em alguns anos esta precipitação acumulada fica largamente abaixo da média da série completa mesmo com um índice NAO negativo.

Os caudais médios anuais no mesmo sentido, em seu turno (**Gráfico XXII**), em regime natural sobem o seu módulo para os 104,79 m³/s. O máximo corresponde ao máximo absoluto da série, 202,71 m³/s. O mínimo cifra os 36,38 m³/s baixando assim o coeficiente de flutuação em índices NAO negativos em regime natural para 5,57.

Para os caudais regularizados, os caudais sobem o seu módulo para 97,51 m³/s. O máximo médio anual é de 187,47 m³/s e é o máximo da série dos caudais regularizados (**Gráfico XXII**). O mínimo fica pelos 16,36 m³/s aumentando assim o coeficiente de flutuação para 11,45 em fase NAO negativa em regime regularizado em comparação com o de regime natural.

A correspondência entre o índice e os caudais é também razoável, havendo naturalmente ocorrências de anos com índice negativo e valores de caudal médio anual abaixo do módulo da série completa, de acordo com todas as limitações deste índice. À semelhança do que se passa com o índice positivo para os caudais, os índices negativos para esta mesma variável responde um pouco melhor que a precipitação, o que pode estar ligado ao mesmo motivo da melhor resposta desta variável aos índices positivos referidos sobre o Vouga e citados para os índices positivos no Mondego mas numa relação contrária a estes.

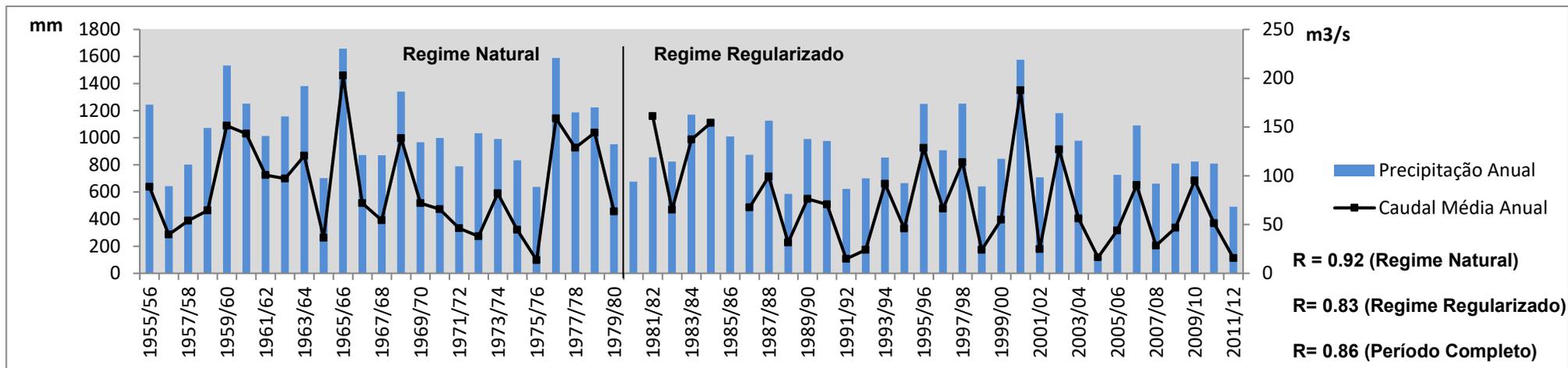


Gráfico XVI – Variabilidade interanual do caudal médio do rio Mondego em Ponte de Santa Clara/ Açude Ponte e Precipitação acumulada registada na Estação do IGUC em períodos simultâneos (Fonte: SNIRH – INAG e IGUC).

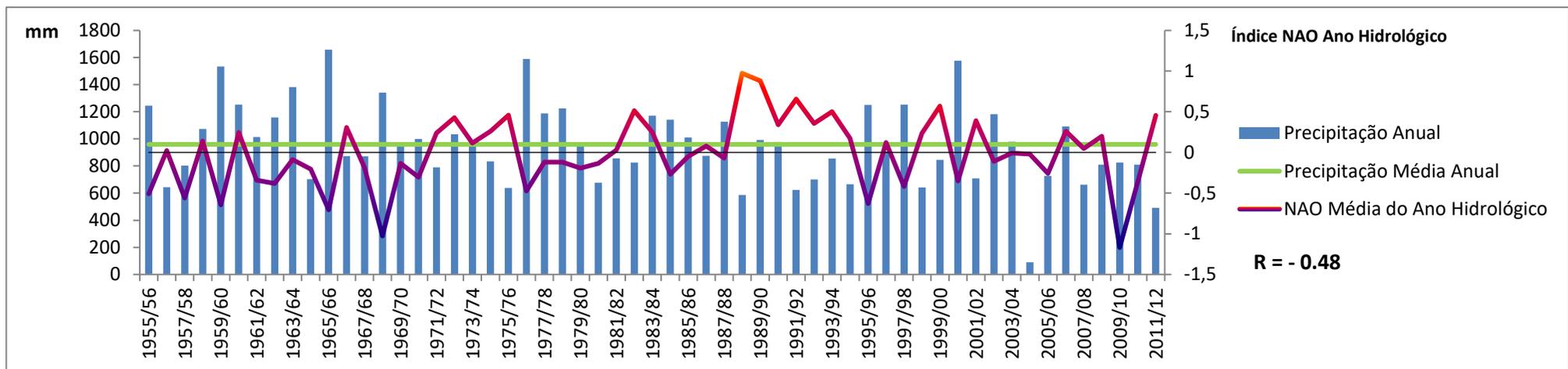


Gráfico XVII – Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Precipitação acumulada registada na Estação do IGUC (Fonte: adaptado de *Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds)* a 16/7/2012 e IGUC).

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

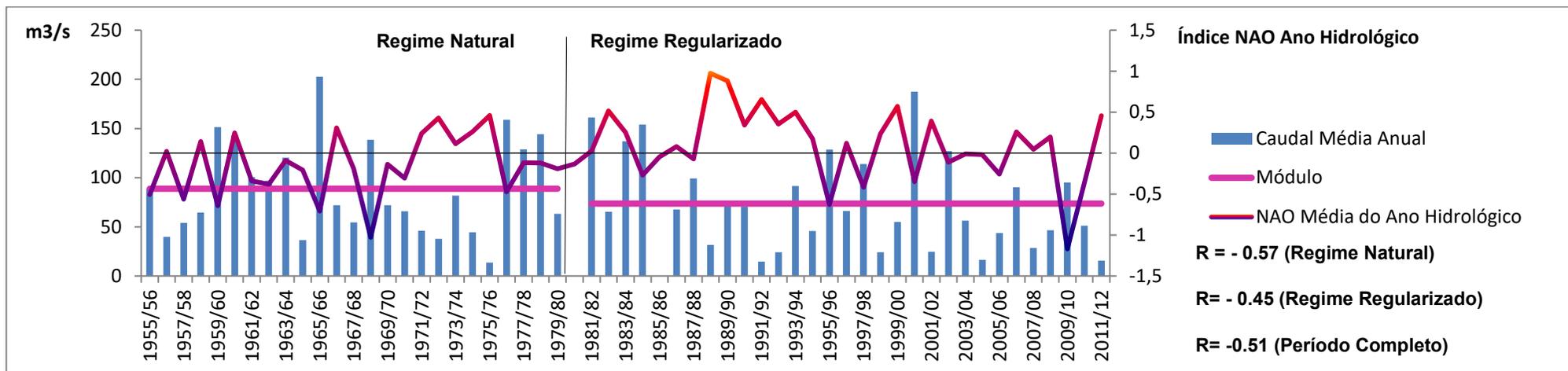


Gráfico XVIII – Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Caudal médio anual registado na Estação de Ponte de Santa Clara/Açude-Ponte (Fonte: adaptado de Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

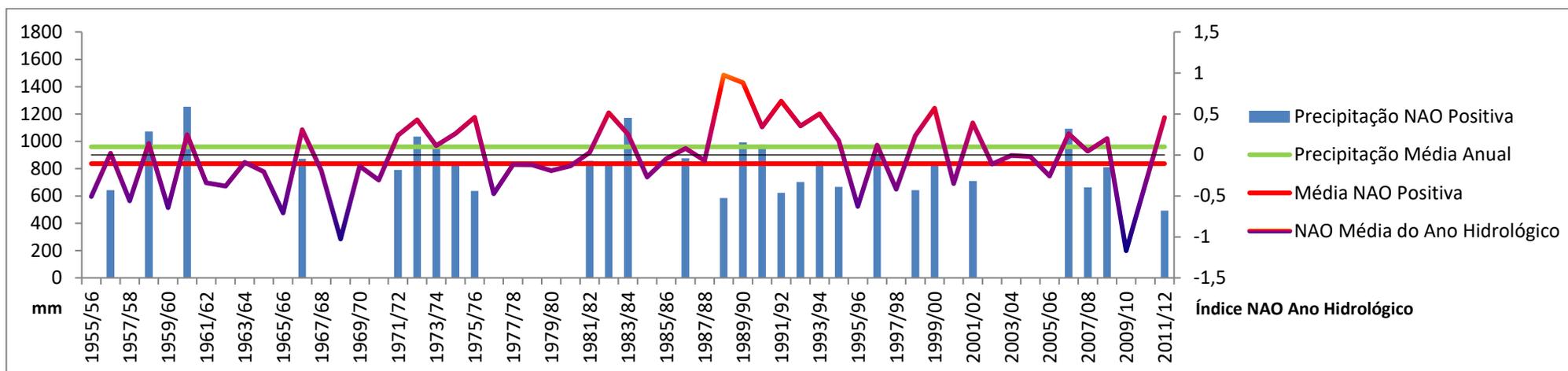


Gráfico XIX – Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Precipitação acumulada anual registada na Estação Meteorológica do IGUC em anos em que este índice foi positivo (Fonte: adaptado de Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e IGUC).

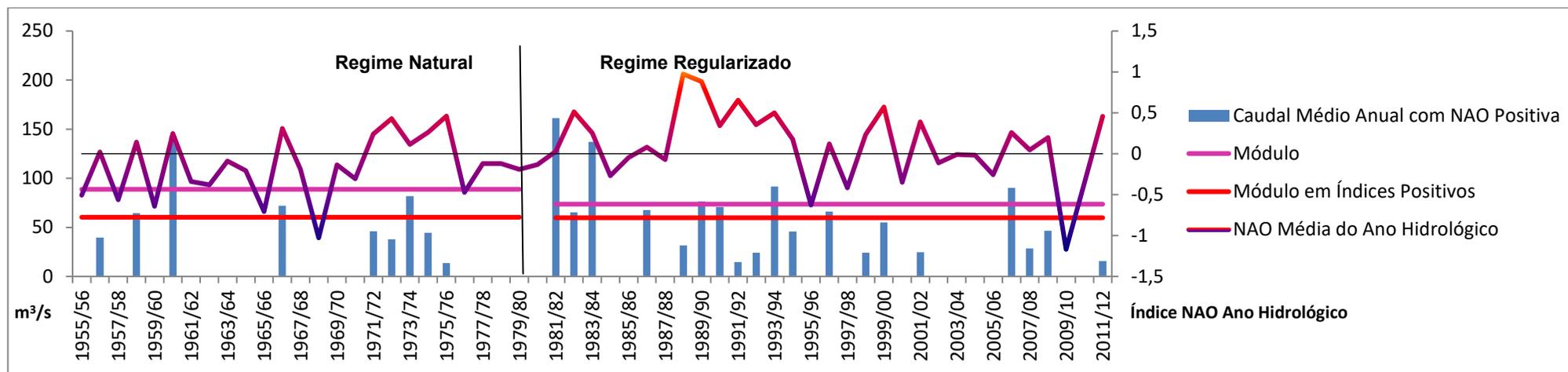


Gráfico XX – Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Caudal médio anual registado na Estação de Ponte de Santa Clara/Açude-Ponte em anos em que este índice foi positivo (Fonte: adaptado de Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

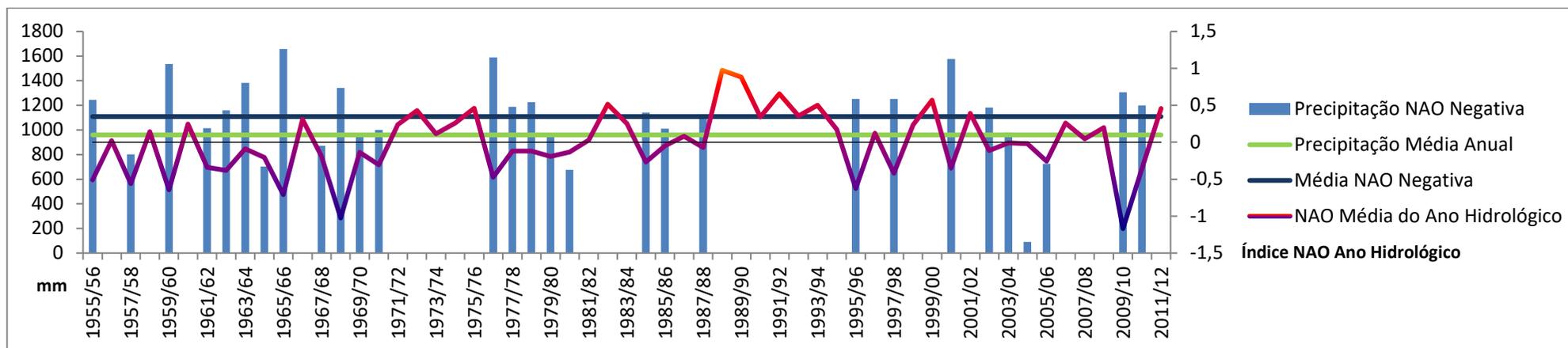


Gráfico XXI – Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Precipitação acumulada anual registada na Estação meteorológica do IGUC em anos em que este índice foi negativo (Fonte: adaptado de Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e IGUC).

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

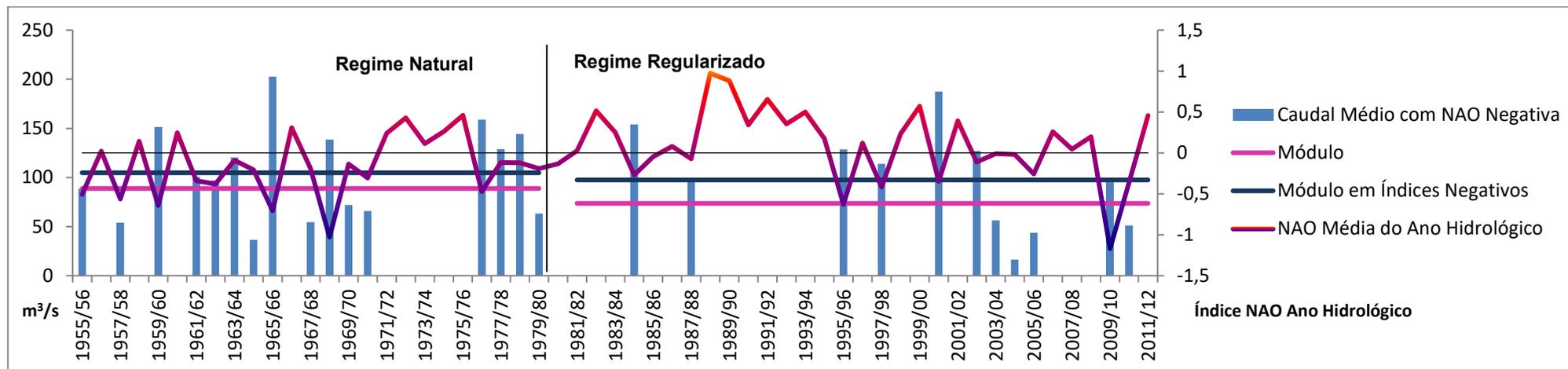


Gráfico XXII – Variabilidade interanual do “Índice NAO Ano Hidrológico” e Caudal médio anual registado na Estação de Ponte de Santa Clara/ Açude-Ponte em anos em que este índice foi negativo (Fonte: adaptado de Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

➤ **Reflexão Comparativa**

Novamente com volumes distintos devidos aos múltiplos fatores já citados anteriormente, as bacias do Vouga e do Mondego apresentam um comportamento muito proporcional nos seus caudais médios anuais em relação ao volume de precipitação acumulado nas estações de referência selecionadas para proceder a esta avaliação. A simultaneidade de dados duma bacia para outra não são perfeitas e assim não se pode proceder a uma comparação perfeita. No entanto, numa análise geral, é possível perceber que os anos que correspondem a um maior quantitativo precipitação acumulada e assim, caudais médios anuais mais elevados, apresentam correspondência entre as duas bacias (comparação possível, por exemplo, no início dos anos 60 para ambas as variáveis; para os caudais médios anuais ao longo dessa década; nos finais dos anos 70, entre outras). Os picos no entanto nem sempre são correspondentes (finais da década se 70 nos caudais por exemplo). A regularização do Mondego, embora tenha comprovadamente reduzido a amplitude dos caudais extremos, não alterou grandemente a sua variabilidade que permanece ligada estritamente com os ritmos pluviométricos, a par do que acontece no Vouga.

Antagonicamente, os anos com menores quantidades de precipitação acumulada e escoamento fluvial médio mais indigente também são correspondentes nos anos que há simultaneidade em ambas as bacias (meados dos anos 70, final da década de 80 e grande parte da década de 90 como exemplos).

Esta sincronia dos ritmos pluviométricos e do comportamento hidrológico dos rios, vem confirmar mais uma vez, que a maior parte da precipitação que ocorre em ambas as bacias estão relacionadas com os sistemas capazes de gerar precipitação à escala sinótica, justificando-se as diferenças dos valores exatamente com os fenómenos de meso escala e de ordem da posição geográfica.

A resposta à NAO média anual nos pontos analisados na bacia também apresenta semelhanças contemporâneas. Em regra, tanto para a precipitação, bem como para o caudal, há uma redução média em anos de NAO positiva e um aumento em anos de NAO negativa. Quando a correspondência esperada entre os índices e as variáveis analisadas não é perfeita numa bacia, na maior parte das vezes, quando há conformidades temporais tal ocorre na outra bacia também.

4.3 – Regimes Fluviais e Ritmos Pluviométricos Interanuais à escala sazonal – O Impacto acrescido da NAO na estação Pluviosa Dezembro - Março

Conforme já foi analisado, os regimes fluviais intra-anuais dos cursos de água em estudo apresentam uma enorme irregularidade a par com a precipitação média registada em cada estação do ano e, em última instância em cada mês.

Interanualmente, os caudais médios respondem com um aumento quando a precipitação acumulada é maior e, de forma simétrica, com uma redução quando esta é menor. Acontece que a maior parte da precipitação que alimenta os cursos de água ocorre, numa forma média, durante o semestre invernal, mais precisamente entre Novembro e Abril, grosso modo.

A dependência dos ritmos pluviométricos face à NAO aumenta de forma considerável durante o Inverno Boreal, sendo que esta explica 39,44 % da variabilidade atmosférica na bacia atlântica no trimestre que vai de Dezembro a Fevereiro (no período de 1899-2012²⁵). Se alargarmos este período em mais um mês, a percentagem de explicação dada pela NAO aumenta para 42,22% (*Idem*).

O Inverno boreal estendido parece, então, ser a estação do ano em que a NAO explica a maior percentagem da variabilidade atmosférica, bem como a altura em que em ambas as bacias em estudo ocorrem com maior frequência os caudais diários máximos anuais e se processam fenómenos de cheias que muitas vezes dão origem a inundações na sequência de precipitação ainda mais abundante.

Este facto faz com que o foco do presente estudo se baseie essencialmente na desagregação sazonal do impacto da NAO nos ritmos pluviométricos e comportamento hidrológico associado nos meses que vão de Dezembro a Março. No entanto, carecendo duma análise mais completa, refere-se duma forma genérica a resposta que a precipitação e os caudais a nível mensal e sazonal parecem dar no período em análise à NAO contemporânea.

Complementarmente aplica-se ainda a técnica do desfasamento temporal entre a NAO do trimestre Dezembro-Fevereiro e as variáveis avaliadas (que se referem então ao período de Janeiro - Março) para tentar perceber se há alguma relação entre

²⁵ Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012.

os índices NAO registados no mês anterior com a precipitação e caudal registados nas estações em estudo no mês subsequente²⁶.

A forma como este ponto está organizado é semelhante ao anterior, apresentado inicialmente o impacto da NAO ao longo do período em análise no quadrimestre Dezembro-Março para o Vouga e sequentemente para o Mondego, executando uma reflexão comparativa sumária entre ambos no fim. Apresentam-se primeiro os efeitos na precipitação e depois nos caudais numa forma compósita para todo o período, abordando assim as duas fases do dipolo. Depois centra-se apenas na fase positiva, em ambas as variáveis e do mesmo modo na fase negativa.

Fechando o estudo neste ponto alarga-se o período em análise para o ano completo (meses e trimestres estacionais) apresentando em tabelas a associação e a correlação entre a NAO e as variáveis em estudo, para ambas as bacias, realizando uma reflexão entre as semelhanças e diferenças entre elas numa forma sumária como corolário.

²⁶ Esta abordagem já foi realizada por TRIGO *et al.*, 2004 para os coeficientes de correlação entre os caudais registados no Douro, Tejo e Guadiana entre Janeiro e Março e a NAO do trimestre vernal (Dezembro-Fevereiro). Tal abordagem tem um fundamento físico, uma vez que, uma oscilação à escala quase hemisférica pode interferir com os outros componentes do sistema climático de forma tal que estes apresentam desfasamento na resposta entre o momento instantâneo do estado atmosférico e os efeitos consequentes. Isto assume particular relevância durante o Inverno pois a NAO explica nesta altura um valor considerável da variabilidade atmosférica na bacia atlântica. Uma fase NAO caracterizada por um índice especialmente alto (baixo) pode imprimir alterações nos componentes do sistema climático que se refletem apenas na estação seguinte, podendo se prolongar, em casos extremos até um ano.

4.3.1 – Estação Pluviosa Dezembro-Março

➤ Vouga

Os meses que se estendem de Dezembro a Março caracterizam-se por ser aqueles em que a maior quantidade de precipitação média acumulada cai no território nacional e na bacia do Vouga. Desta forma, a quantidade de água disponível para o escoamento fluvial nesta linha de água está grandemente ligada à quantidade de precipitação que ocorre ao longo destes meses.

De forma similar, é durante estes meses do ano que se concentra a maior frequência de ocorrência dos caudais máximos diários anuais, a par com a ocorrência de episódios pluviosos mais intensos numa altura em que a regularidade da precipitação engrandece também a quantidade de água no solo e aumenta dessa forma a escoamento das águas meteóricas para os cursos de água. Destes processos podem ocorrer episódios de cheias passíveis de causarem inundações. Este ponto será sumariamente aprofundado mais adiante para a área em questão (4.4.1.).

Conforme já referido, a NAO exerce uma influência dominante no clima do Atlântico Norte durante o período de Dezembro-Março, condicionando, através das configurações sinóticas típicas que refletem índices positivos ou negativos, a precipitação neste setor. Portugal, no SW da Península Ibérica é um dos países mais afetados na bacia mediterrânea por este fenómeno, alcançando os máximos de anomalias relacionadas com os índices NAO nas regiões Centro-Sul e Sul, a par com o aumento de situações de abrigo aerológico na fase positiva e com o aumento de perturbações ondulatórias que alcançam latitudes mais meridionais na fase negativa.

A partir do enunciado anteriormente, parece lógico tentar perceber a relação entre os valores da NAO invernal e a precipitação e caudal em qualquer ponto do país.

A estação meteorológica de São Pedro do Sul, conforme já foi apontado, apresenta várias falhas no registo de precipitação disponibilizadas ao público. Mesmo assim, apresenta dois períodos com uma duração considerável para captar as alterações no índice NAO e impactos na precipitação atmosférica.

No primeiro período de registos, que se estende entre 1932/33 a 1960/61, a precipitação acumulada média de Dezembro a Março foi de 614 *mm*. No segundo período, de 1977/78 a 1996/97 a precipitação acumulada média sofre um decréscimo para 553 *mm*. Isto é compatível com a ocorrência dum maior número de anos com índice NAO positivo no segundo período em comparação com o primeiro, em que há

um maior número de ocorrência de anos caracterizados por índices NAO negativos (**Gráfico XXIII**).

Os gráficos de dispersão para os dois períodos (**Gráfico XXIV e XXV**) confirmam tal correspondência onde é possível perceber que a inclinação negativa da reta linear de X (NAO) em Y (Precipitação) é ligeiramente mais pronunciada no segundo período, testemunhando assim, o maior condicionamento da NAO nos totais de precipitação acumulada durante o período mais recente. Duma forma geral há uma elevada correspondência entre o aumento do índice NAO DJFM e a redução da precipitação ($R = -0.62$ no 1º período e -0.74 no 2º).

Se olharmos para a relação entre o caudal médio DJFM e a NAO DJFM (**Gráfico XXVI**) facilmente nos apercebemos que nos períodos de similitude de dados, numa forma média, os invernos mais pluviosos e com NAO negativa correspondem aos em que houve maior escoamento fluvial. De forma simétrica, os anos com menor escoamento fluvial foram aqueles meteorologicamente mais secos e com índices NAO positivos.

Representando esta relação, por sua vez, o gráfico de dispersão (**Gráfico XXVII**) também reitera esta afinidade, com uma reta linear com inclinação negativa, atestando o sentido da correlação. Sublinhando ainda esta relação, o coeficiente de correlação de Pearson para todo o período de dados de caudais nesta altura do ano com a NAO análoga é de -0.64 .

O comportamento quase-oscilatório da NAO não traduz a sua fase na ocorrência dum valor do índice NAO mas sim, pela magnitude e reincidência de valores semelhantes durante um período (*adaptado de HURRELL et al., 2003*).

Partindo deste pressuposto, para uma melhor avaliação da afetação das fases NAO durante DJFM escolheu-se a quantificação dos valores médios de ambas as variáveis em estudo em invernos em que o índice NAO foi elevado (>0.5) e baixo (<-0.5), demonstrando assim a persistência de índices mensais, e em último lugar diários relativamente elevados (baixos).

Da mesma forma, também são apresentados graficamente os volumes acumulados de precipitação e os valores de caudais médios nos invernos em que o índice NAO foi elevado e baixo ao longo dos registos disponíveis.

Na estação climatológica de São Pedro do Sul, a precipitação acumulada média no primeiro período sofre uma redução do volume de 614 mm para 391 mm durante os invernos caracterizados por índices NAO elevados (**Gráfico XXVIII**). De forma

idêntica, no segundo período também se regista uma queda, de 553 mm para 393 mm (Idem).

O caudal médio para o Inverno boreal estendido na estação de Ponte de Vouzela no Vouga é de 22,83 m³/s, no entanto, nos invernos caracterizados por índices NAO elevados este número desce para os 16,06 m³/s (**Gráfico XXIX**), o que é compatível com o comportamento observado na precipitação.

Do lado dos invernos com índice NAO baixo, a precipitação média acumulada em São Pedro do Sul no 1º período sofreu um acréscimo para 811 mm e para 972 mm no segundo (**Gráfico XXX**). O número de invernos é, no entanto, francamente menor (4 em 13 invernos com índices NAO elevados (baixos) (19 no total) no 2º período, sendo que no 1º a proporção era de 10 em 16 (29 no total)).

Do lado dos caudais médios para os invernos com índices NAO baixos, a sua quantidade média, compativelmente com a precipitação sofre igualmente um incremento, neste caso para 38,76 m³/s (**Gráfico XXXI**).

Devemos voltar a frisar que a NAO não explica toda a variabilidade atmosférica na bacia do Atlântico Norte mesmo durante o Inverno. Assim, existem anos em que a precipitação acumulada é superior à média com índices positivos e duma forma simétrica, inferior à média dos períodos em questão mesmo com índices negativos. O mesmo se passa para os caudais médios estacionais.

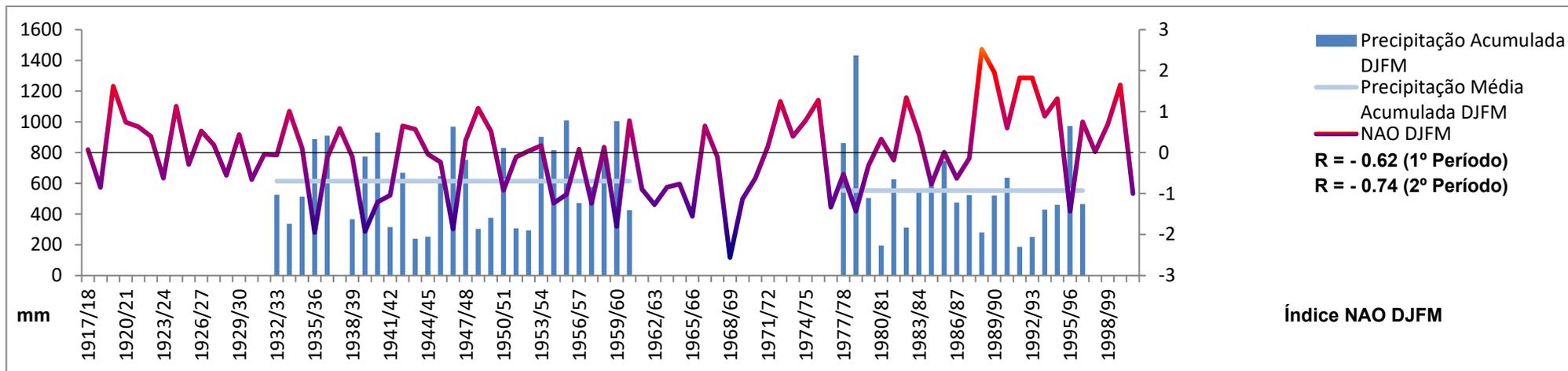


Gráfico XXIII - Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e Precipitação acumulada DJFM registada na Estação Climatológica de São Pedro do Sul (Fonte: *Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds)* a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

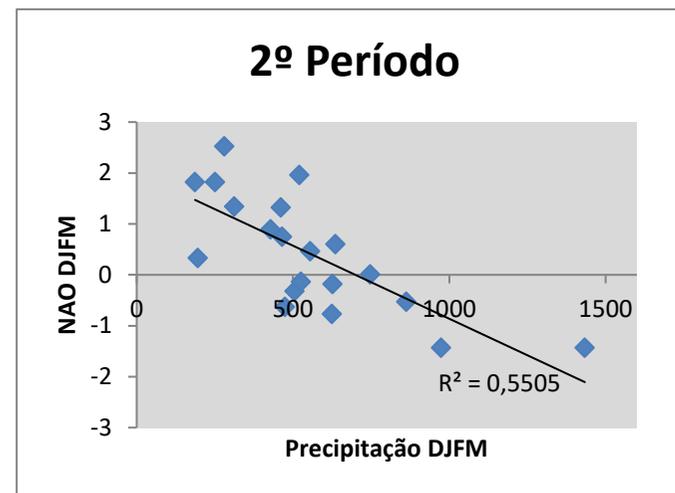
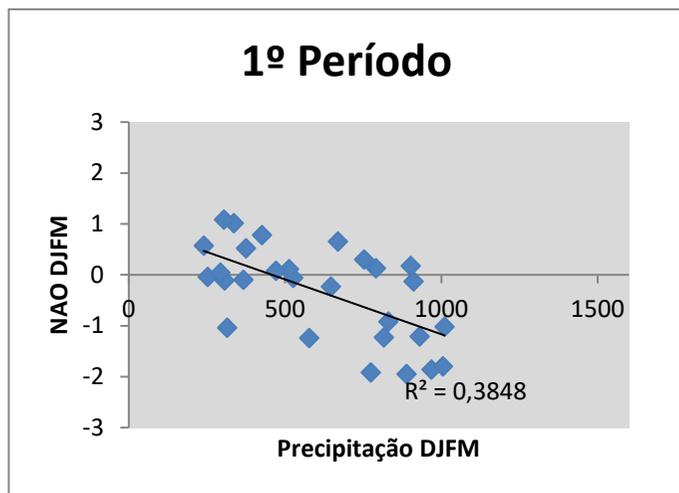


Gráfico XXIV e XXV – Gráficos de Dispersão entre o Índice NAO DJFM e a Precipitação acumulada DJFM registada na Estação Climatológica de São Pedro do Sul (Fonte: *Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds)* a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

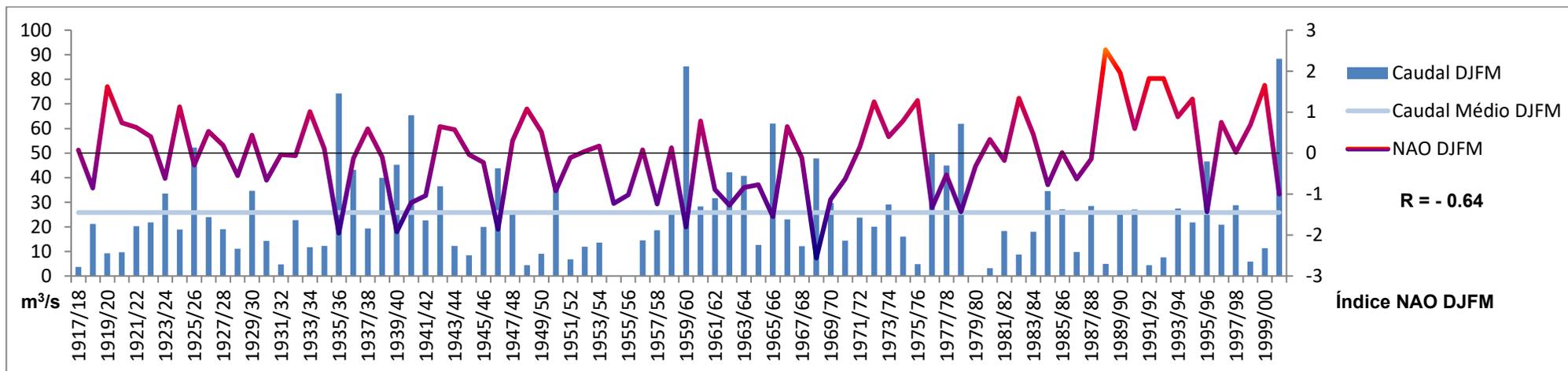


Gráfico XXVI - Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e caudal médio DJFM registado na Estação hidrométrica de Ponte de Vouzela (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

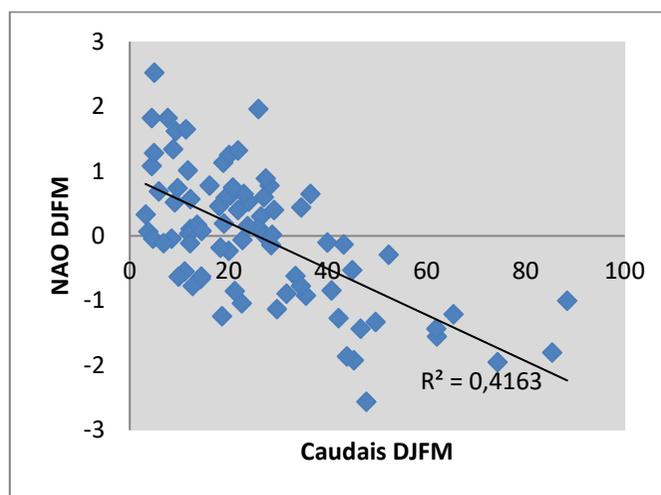


Gráfico XXVII – Gráfico de Dispersão entre o Índice NAO DJFM e o caudal médio DJFM registado na Estação hidrométrica de Ponte de Vouzela (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

Impactos da NAO nos regimes fluviais dos rios Vouga e Mondego

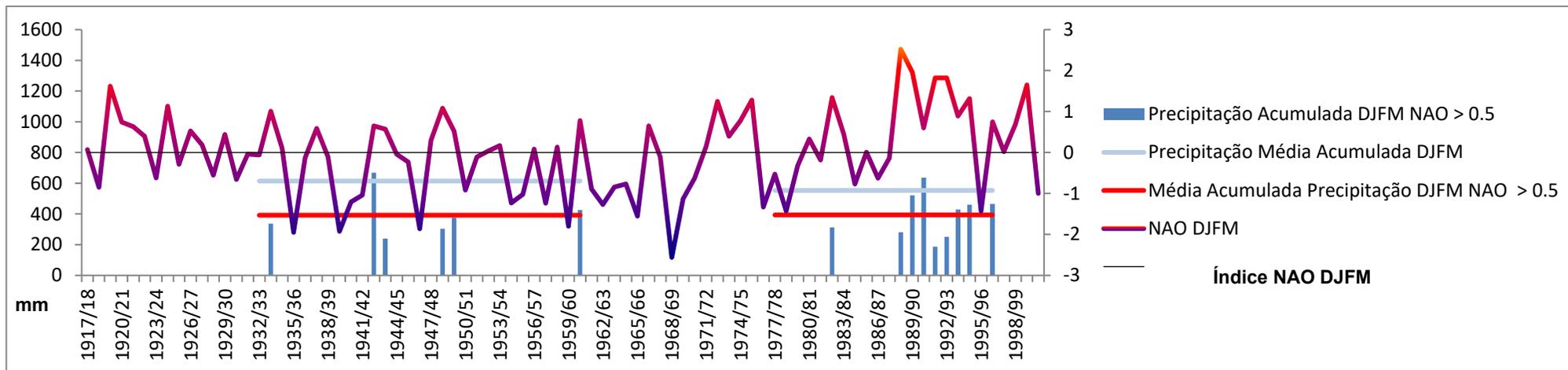


Gráfico XXVIII - Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e precipitação acumulada DJFM registada na Estação Climatológica de São Pedro do Sul em invernos caracterizados por índices NAO elevados (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

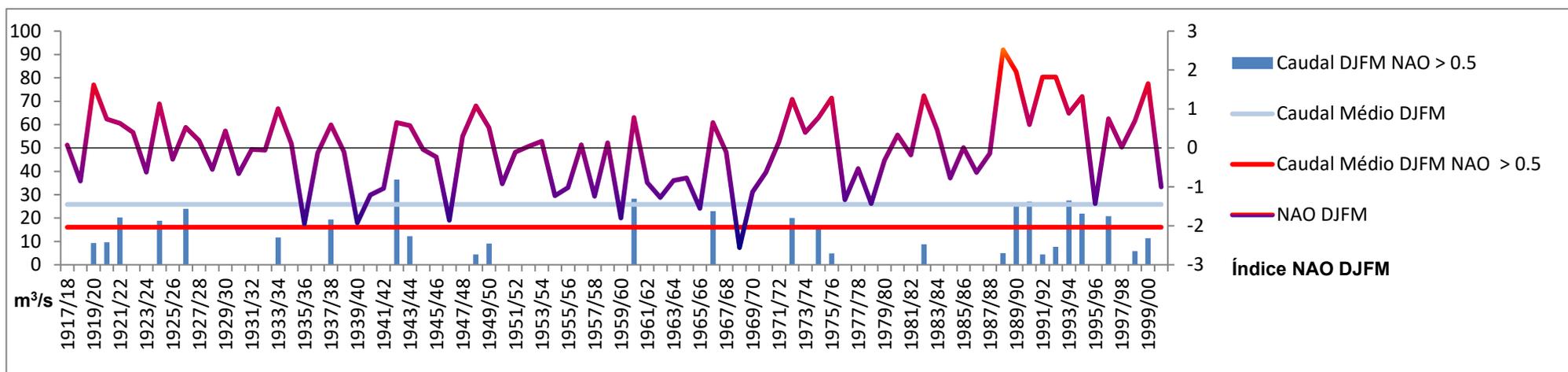


Gráfico XXIX - Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e caudal médio DJFM registado na Estação hidrométrica de Ponte de Vouzela em invernos caracterizados por índices NAO elevados (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

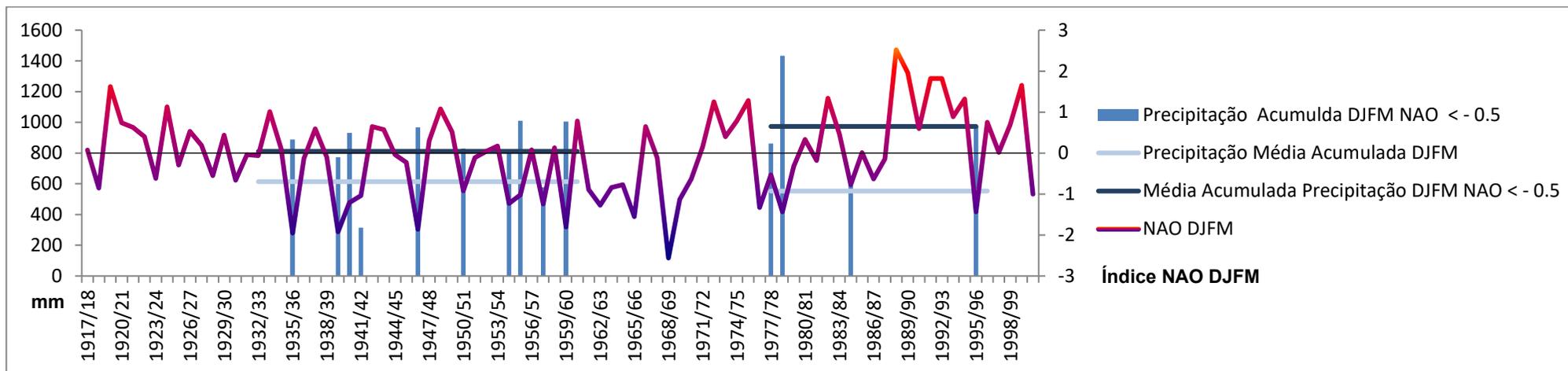


Gráfico XXX - Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e precipitação acumulada DJFM registada na Estação Climatológica de São Pedro do Sul em invernos caracterizados por índices NAO baixos (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

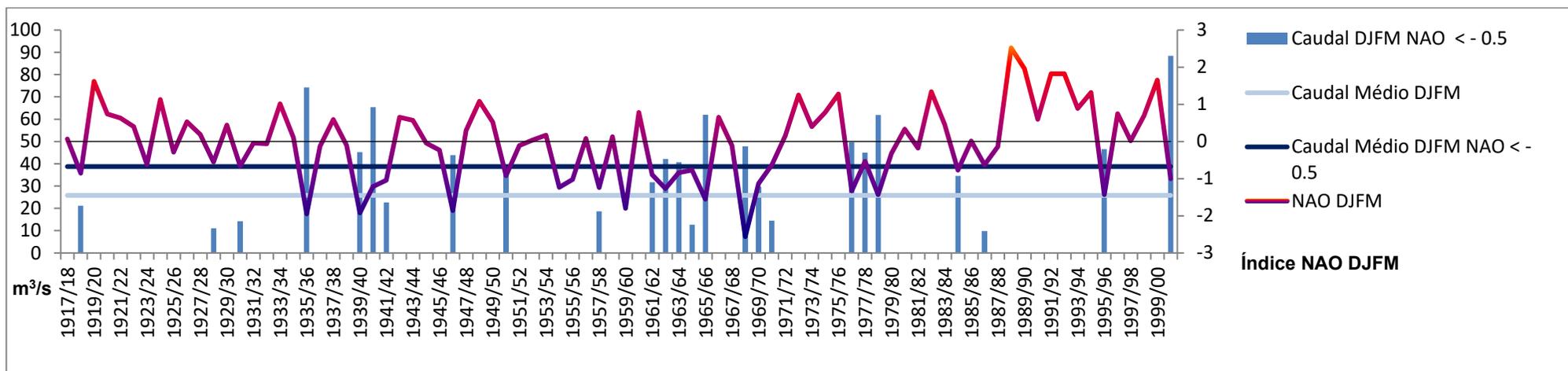


Gráfico XXXI - Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e caudal médio DJFM registado na Estação hidrométrica de Ponte de Vouzela em invernos caracterizados por índices NAO baixos (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

➤ **Mondego**

Seguindo o que já foi previamente referido para o Vouga, a estação meteorológica do IGUC, como estação de referência neste estudo para o Mondego, cobre, ao contrário da estação de referência para o Vouga, São Pedro do Sul, todo o período em análise permitindo, assim, uma leitura ainda mais completa do impacto da NAO na precipitação e na relação com os caudais.

A precipitação média acumulada no quadrimestre invernal Dezembro-Março em Coimbra é de 455 mm e a relação entre a variabilidade do índice NAO ao longo do período em análise e os ritmos pluviométricos inverniais (**Gráfico XXXII**) mostra uma elevada correspondência, confirmando-a, o gráfico de dispersão entre a NAO DJFM e a precipitação acumulada análoga (**Gráfico XXXIII**) mostra uma reta linear negativa com uma inclinação considerável, sendo que a correlação é de -0.67.

No caso da relação entre caudais médios DJFM e a NAO (**Gráfico XXXIV**), é bastante perceptível a conformidade entre estes e a variabilidade da NAO análoga, a par da consonância com os invernos mais pluviosos (**Gráfico XXXII**). É possível observar facilmente que numa forma média, os anos de menor escoamento fluvial se relacionam com índices NAO positivos e que, numa forma simétrica, os anos de maior escoamento estão relacionados com índices NAO negativos. No entanto, os caudais médios de Inverno parecem ter perdido um pouco de sensibilidade ao índice NAO contemporâneo face à regularização, o que é conciliável com a menor resposta destes também à precipitação acumulada no mesmo período.

Representando-o graficamente, a reta linear dos gráficos de dispersão para os dois períodos (**Gráfico XXXV e XXXVI**) entre a NAO e os caudais toma uma inclinação no sentido negativo menos pronunciada, no regime de caudais regularizados.

Reiterando o afirmado no último período do último parágrafo, a correlação entre os caudais médios DJFM e a NAO simultânea é de -0.68 para o período de regime natural e de -0.59 após à regularização. Para o período total esta correlação desce aos -0.66.

A par com o realizado para a bacia do Vouga, para uma melhor avaliação do impacto das fases da NAO realizou-se a quantificação dos valores médios em ambas as variáveis em análise para o Mondego para invernos com índices NAO elevados e baixos, bem como a representação gráfica dos invernos em que estes índices persistiram.

A precipitação acumulada média em Coimbra sofreu uma queda para 308 mm nos invernos caracterizados por índices NAO elevados (**Gráfico XXXVII**). Na mesma linha,

esta redução também está patente nos caudais sendo que, em regime natural, estes apresentavam uma média global de 183,15 m³/s que reduzia para os 107,14 m³/s e que no caso dos caudais regularizados desce de 125,80 m³/s para 76,28 m³/s (**Gráfico XXXVIII**).

No caso dos índices NAO baixos, a precipitação acumulada média em Coimbra sobe para uma média de 617 mm (**Gráfico XXXIX**). A par com esta subida, em regime natural o Mondego nesta cidade registou no período em análise um caudal médio em invernos de índices NAO baixos igual a 237,24 m³/s. De forma semelhante, para o regime regularizado este valor é igualmente elevado de 215,41 m³/s face à média global do regime regularizado (**Gráfico XL**).

Sublinha-se novamente, conforme o feito para o Vouga que a NAO não explica toda a variabilidade atmosférica na bacia atlântica norte mesmo no Inverno, podendo haver assim anos em ambas as variáveis analisadas não se comportam como o que seria de esperar. Aqui tal facto é agravado, no entanto, com a regularização dos caudais do rio Mondego a partir dos anos 80.

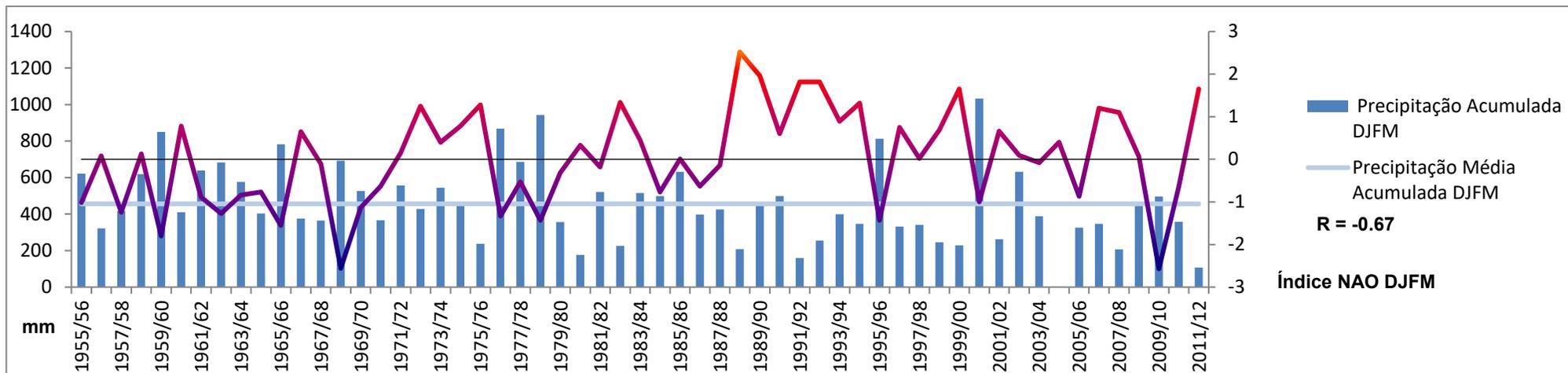


Gráfico XXXII - Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e precipitação acumulada DJFM registada na Estação meteorológica do IGUC (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e IGUC).

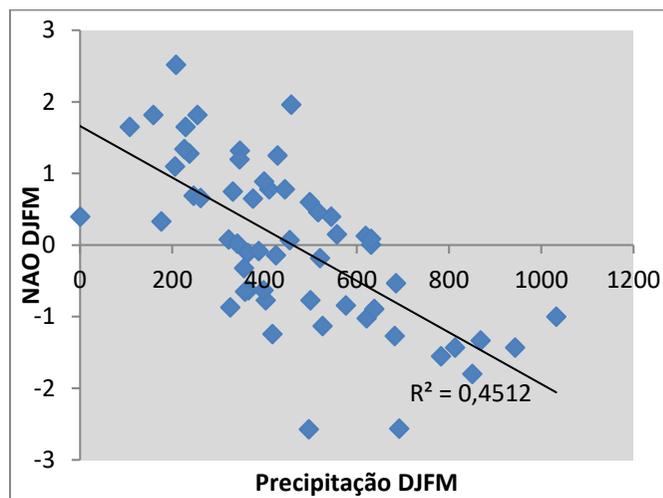


Gráfico XXXIII – Gráfico de Dispersão entre o Índice NAO DJFM e a precipitação acumulada DJFM registada na Estação meteorológica do IGUC (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e IGUC).

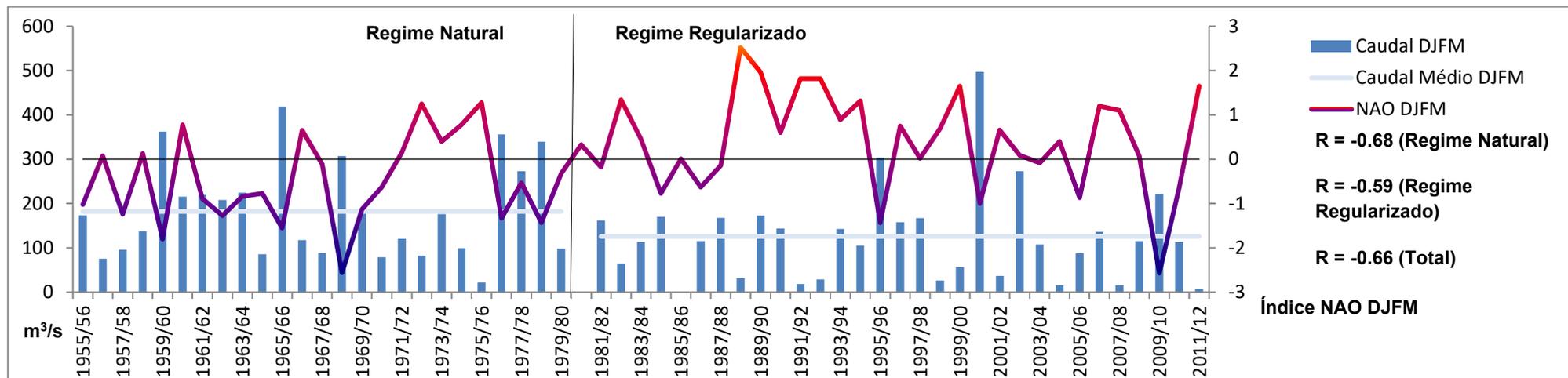


Gráfico XXXIV - Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e caudal médio DJFM registado nas estações hidrométricas de Ponte de Santa Clara/ Açude-Ponte (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH – INAG).

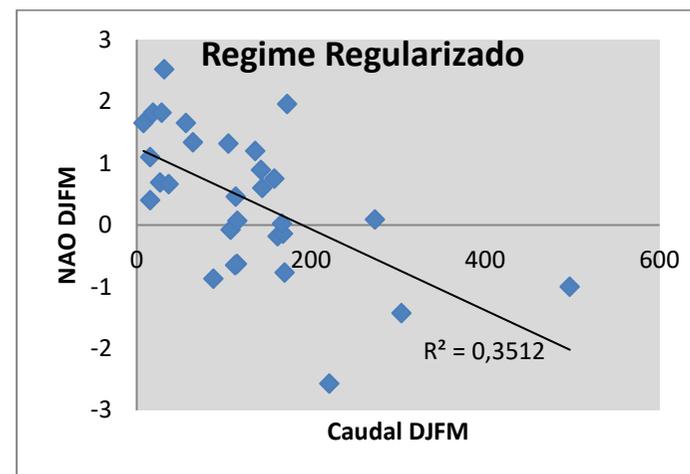
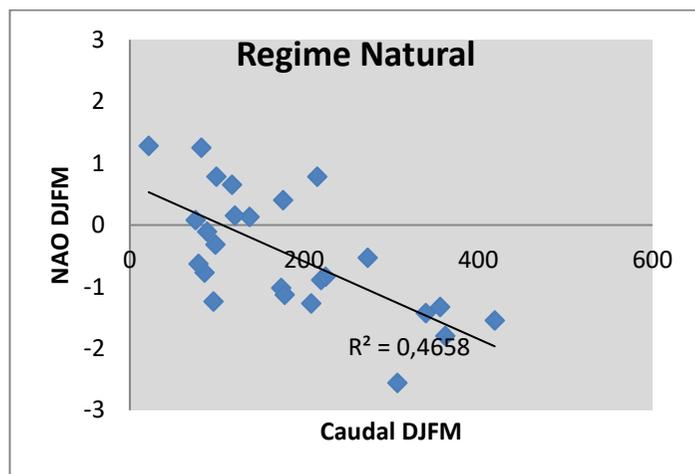


Gráfico XXXV e XXXVI – Gráficos de Dispersão entre o Índice NAO DJFM e o caudal médio DJFM registado nas estações hidrométricas de Ponte de Santa Clara/ Açude-Ponte (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH - INAG).

Impactos da NAO nos regimes fluviais dos rios Vouga e Mondego

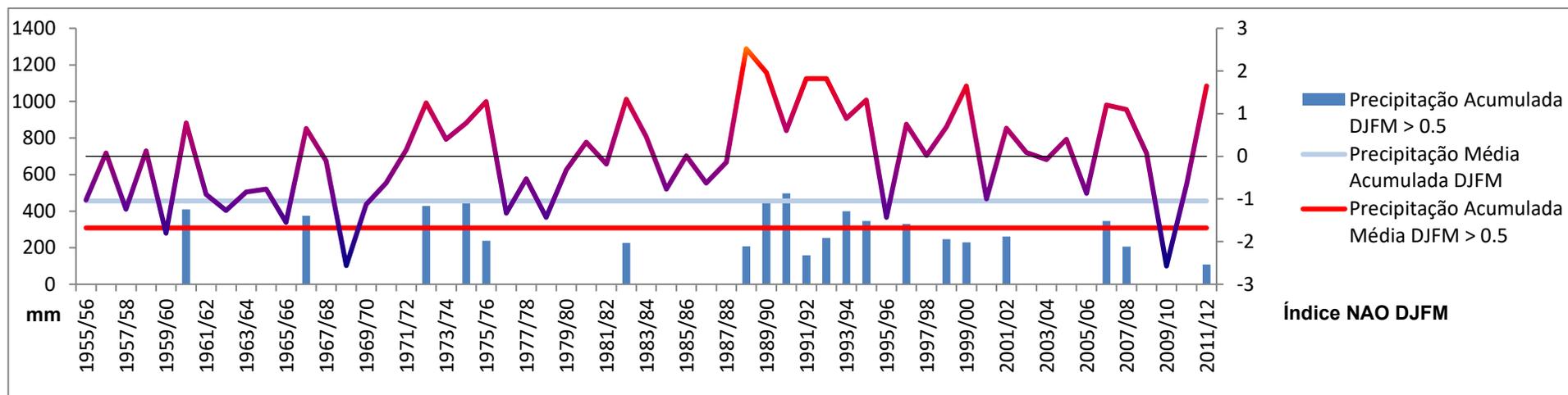


Gráfico XXXVII - Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e precipitação acumulada DJFM registada na Estação Meteorológica do IGUC em invernos caracterizados por índices NAO elevados (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e IGUC).

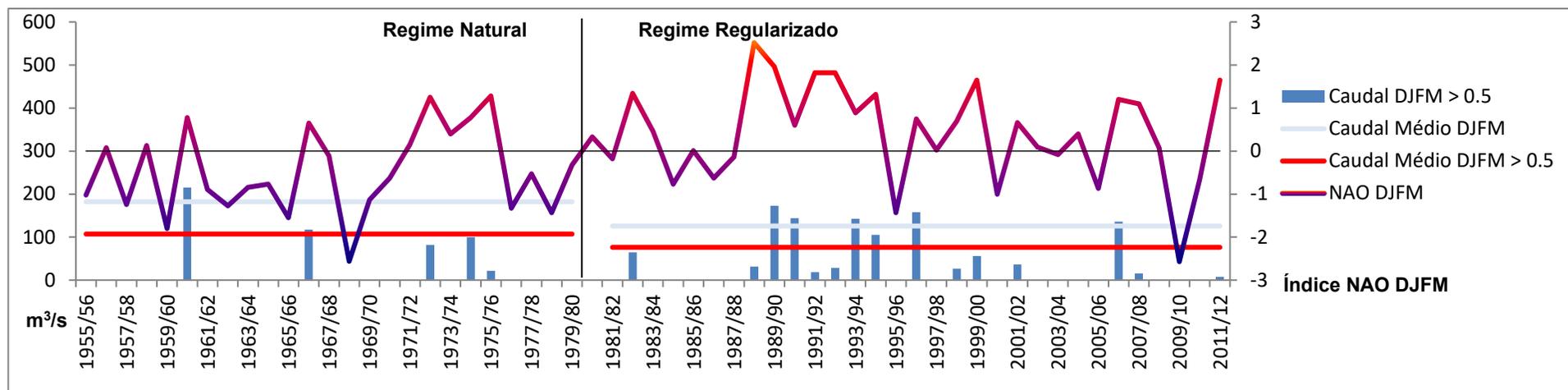


Gráfico XXXVIII - Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e caudal médio DJFM registado nas estações hidrométricas de Ponte de Santa Clara/Açude-Ponte em invernos caracterizados por índices NAO elevados (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH-INAG).

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

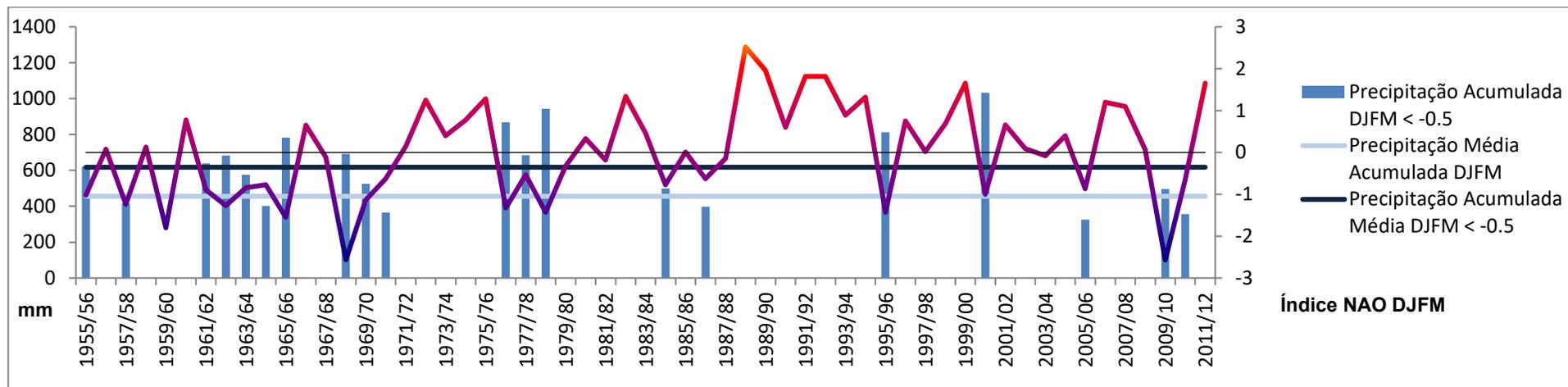


Gráfico XXXIX - Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e precipitação acumulada DJFM registada na Estação Meteorológica do IGUC em invernos caracterizados por índices NAO baixos (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e IGUC).

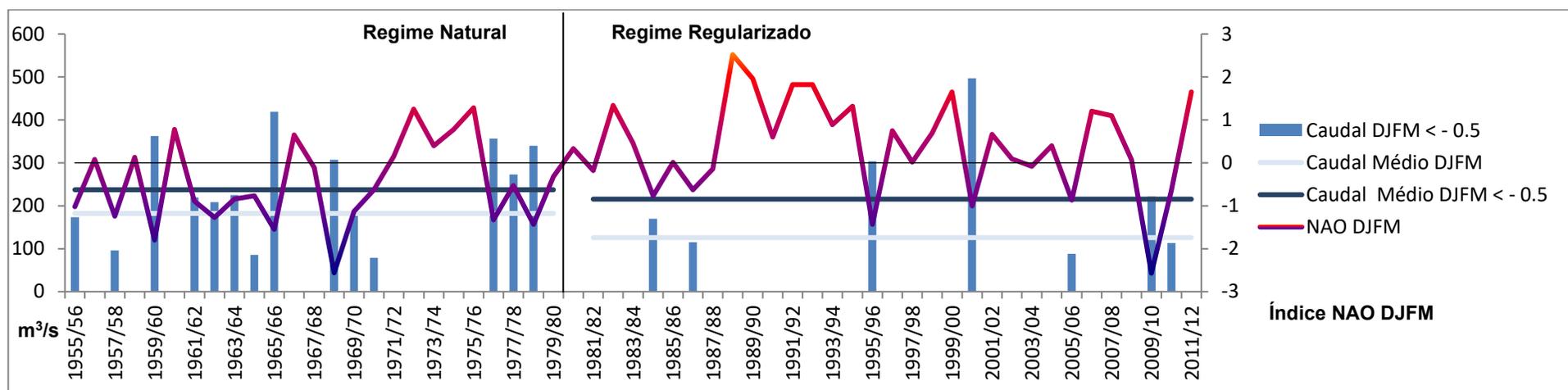


Gráfico XL - Variabilidade temporal do Índice NAO DJFM e caudal médio DJFM registado nas estações hidrométricas de Ponte de Santa Clara/Açude-Ponte em invernos caracterizados por índices NAO baixos (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH-INAG).

➤ **Reflexão Comparativa**

O Inverno boreal estendido é grandemente afetado pela variabilidade da NAO em ambas as bacias em análise tanto a nível da precipitação acumulada, bem como a nível dos caudais médios deste período.

A falta de correspondência dos dados, especialmente da precipitação entre São Pedro do Sul e Coimbra diminui as capacidades de comparação, no entanto é notória a resposta dada à NAO em ambas as estações com um aumento generalizado nas fases negativas e uma redução simétrica nas fases positivas.

Dentro dos dados contemporâneos entre as duas séries citemos os exemplos do ano hidrológico 1959/50, dos últimos anos da década de 70, do ano hidrológico 95/96 com volumes de precipitação altos a par dum índice NAO baixo.

Do lado positivo, cite-se especialmente o final dos anos 80 e grande parte da década de 90 onde persistiu um índice NAO muito elevado e a precipitação esteve quase sempre abaixo da média.

Os caudais médios do inverno, por sua vez, têm mais possibilidades de serem confrontados para as duas localizações analisadas em cada bacia. O comportamento entre ambos é muito semelhante a nível da resposta da NAO, no entanto, o Mondego após à regularização dista um pouco o seu comportamento do Vouga com a maior similitude dos valores nos anos 80 em invernos diferentes, no entanto, os extremos apresentam elevada correspondência.

Exemplos de consonância na variação dos caudais para índices negativos são os anos hidrológicos 59/60 e 65/66 (sendo que o primeiro foi mais volumoso no Vouga e o segundo no Mondego em termos proporcionais de cada bacia). No ano hidrológico 2000/01 o Vouga atinge o seu caudal médio mais alto no inverno em Ponte de Vouzela. De forma similar tal também ocorre no Mondego em Coimbra.

Do lado dos índices positivos a maior concordância entre os dois pontos em cada bacia será mesmo no decorrer dos anos 70, desde o início até meados desse decénio, uma vez que, nos finais dos anos 80 e durante a década de 90 a influência da NAO é clara na redução dos caudais médios inverniais mas a resposta em ambos os cursos de água é menos pronunciada. Os volumes médios de caudal que ocorrem em cada inverno são, no entanto, muito similares em relação à média global de cada linha de água, exibindo alguma harmonia entre elas.

Este quadro confirma que a maior parte da precipitação que cai em ambas as bacias a nível do Inverno tem origem em sistemas que geram precipitação a escala sinótica que são altamente condicionados pela NAO. Novamente, a disparidade dos valores é facilmente justificada pela posição geográfica das estações, uma vez que os

constrangimentos geográficos aumentam ou diminuem o volume de precipitação em cada caso. Igualmente afetação de fenómenos de meso-escala é capaz de modificar pontualmente os volumes de precipitação em cada estação.

Na mesma linha mas unicamente para os caudais, outras condicionantes se adicionam aos constrangimentos geográficos que imperam sobre a precipitação para justificar a diferença (volumes) entre eles. A maior parte já foi citada neste estudo, no entanto, é preciso sublinhar sempre que a posição de Ponte de Vouzela numa bacia que é morfometricamente diferente da do Mondego também se situa num setor muito prematuro: o início do setor intermédio do Vouga, logo após às cabeceiras. No Mondego, por sua vez, a localização de Coimbra assemelha-se ideal para a captação do seu comportamento hidrológico. Naturalmente, não apenas a mudança dum setor inicial para outro quase terminal justifica todas as diferenças nos volumes que são muito maiores no Mondego. O tamanho da bacia do Mondego possibilita uma drenagem muito mais amplas das águas pluviais que escoam através dele próprio, dos seus principais tributários e outros de menores dimensões já confluídos em Coimbra. Assim, acumulativamente geram-se caudais muito superiores ao registado no ponto em estudo no Vouga.

4.3.2 – Análises Mensais e Trimestrais – Uma visão geral

A explicação da variabilidade atmosférica dada pela NAO atinge o seu máximo no Inverno boreal estendido para toda a bacia do Atlântico Norte. No entanto, isto não significa que a NAO não possa explicar o comportamento pluviométrico e, assim, dos regimes fluviais ao longo de outras estações e meses do ano. Se resumirmos a informação pluviométrica e hidrológica em estações trimestrais e a relacionarmos numa perspetiva linear com a NAO análoga veremos que a NAO pode explicar melhor, por vezes, unicamente o trimestre Dezembro-Fevereiro ou às vezes o de Janeiro-Março²⁷ que o quadrimestre Dezembro-Março nos pontos avaliados, embora tal não possa ser extrapolado para toda a bacia atlântica.

Antagonicamente, a relação linear entre a NAO, a precipitação e os caudais parece ser mesmo irrelevante durante o trimestre estival Junho-Julho, com correlações negativas pouco significativas ou até positivas fracas. Tal parece refletir no entanto, as

²⁷ Quando a NAO imprime modificações que só se refletem com atraso (índice NAO refere-se a Dezembro-Fevereiro)

configurações sinóticas tipo dessa altura do ano, que refletem índices NAO na maior parte das vezes perto do normal (*i.e.*, entre 0,49 e - 0,49), consequência duma distribuição muito mais simétrica da radiação solar em termos latitudinais.

➤ **Vouga**

Ao longo do ano as precipitações e caudais registados em São Pedro do Sul e Ponte de Vouzela, respetivamente, respondem duma forma diferente à NAO sob o ponto de vista duma análise linear (**Tabelas III e IV**).

Se, por um lado, ambas as variáveis demonstram correlações moderadas a fortes nos trimestres Dezembro-Fevereiro e Janeiro-Março, sendo que o primeiro é o que demonstra melhor correspondência para as precipitações e o segundo para os caudais, o poder explicativo da NAO durante os meses de Primavera sofre uma quebra considerável, apresentado no entanto, o segundo valor mais alto de correlação negativa com a NAO a nível trimestral (com exceção do trimestre JJA no 1º período de registos da precipitação).

Se olharmos para o trimestre estival, em ambas as variáveis veremos que a NAO parece mesmo não exercer qualquer controlo linear sobre a precipitação e caudais em alguns meses (2º período das precipitações para o mês de Julho, por exemplo e o mesmo mês para os caudais). No entanto, se agruparmos os meses e trimestres com índices NAO elevados e baixos veremos que ao longo de quase todo o ano as médias obtidas para os índices elevados representam valores abaixo da média geral para a precipitação e caudais. De forma proporcional, as médias obtidas para índices baixos afiguram valores mais elevados que a média geral na maior parte dos casos.

O que foi enunciado anteriormente frisa que a NAO parece perder o seu poder de explicação linear fora do Inverno devido à redução significativa do número de meses e trimestres que apresentam índices especialmente elevados ou baixos, embora quando estes ocorrem não exista, forçosamente médias de precipitação e caudais que se comportem de forma concordante (meses estivais como exemplo).

Durante o Outono, a NAO parece começar a retomar o seu poder de explicação, sendo este ainda pouco notório durante o mês de Setembro que apresenta ainda características climáticas muito estivais. O mês de Outubro, em seu turno, afigura-se como o mais condizente com o comportamento da NAO.

Índices NAO projetam-se, contudo, em configurações sinóticas que não são totalmente compatíveis com a assinatura espacial da NAO. Isto limita a análise do impacto da NAO numa perspetiva linear. Os resultados obtidos neste ponto, mesmo assim, à luz do conhecimento deste fenómeno na atualidade são bastante

concordantes com a teoria da NAO. Sublinhamos, no entanto, as grandes limitações implícitas na redução da realidade da variabilidade atmosférica num índice, da mesma forma que, o confronto deste numa forma linear com variáveis climato-hidrológicas poderá induzir a resultados que não são perfeitamente adaptados à realidade.

Impactos da NAO nos regimes fluviais dos rios Vouga e Mondego

Período/NAO	D	J	F	DJF	JFM	M	A	M	MAM	J	J	A	JJA	S	O	N	SON
Média_1	164	154	125	437	456	172	84	79	329	36	11	19	66	47	85	123	256
Média_2	188	144	145	478	364	79	97	87	259	39	13	20	72	48	127	128	306
Média > 0.5_1	<u>118</u>	<u>91</u>	<u>64</u>	<u>289</u>	<u>252</u>	<u>96</u>	<u>61</u>	<u>67</u>	<u>319</u>	<u>33</u>	<u>0,05</u>	<u>3</u>	<u>46</u>	<u>29</u>	<u>54</u>	<u>108</u>	<u>217</u>
Média > 0.5_2	<u>95</u>	<u>108</u>	<u>82</u>	<u>299</u>	<u>257</u>	<u>56</u>	<u>78</u>	<u>39</u>	<u>193</u>	<u>25</u>	<u>7</u>	24	78	51	<u>76</u>	<u>99</u>	<u>294</u>
Média < -0.5_1	<u>245</u>	<u>227</u>	<u>189</u>	<u>594</u>	<u>716</u>	<u>219</u>	<u>110</u>	<u>131</u>	<u>338</u>	<u>42</u>	<u>22</u>	9	<u>76</u>	<u>66</u>	<u>139</u>	118	<u>291</u>
Média < -0.5_2	<u>326</u>	<u>197</u>	<u>248</u>	<u>778</u>	<u>552</u>	<u>130</u>	<u>123</u>	78	259	<u>45</u>	3,4	20	57	<u>106</u>	<u>159</u>	<u>169</u>	<u>374</u>
R_1 =	-0.45	-0.51	-0.62	-0.64	-0.67	-0.33	-0.32	-0.11	-0.11	-0.11	-0.24	-0.28	-0.41	-0.22	-0.61	-0.13	-0.28
R_2 =	-0.84	-0.52	-0.67	-0.83	-0.72	-0.45	-0.30	-0.31	-0.44	-0.12	-0.04	0.21	0.06	-0.35	-0.40	-0.40	-0.25

Tabela III – Resumo das associações e correlações entre a NAO e a precipitação média (dos valores acumulados) registada em São Pedro do Sul ao longo do ano ((1932/33 a 1960/61 (1) e 1977/78 a 1996/97 (2)) Dezembro-Novembro – valores arredondados em *mm*). Os valores sublinhados a cheio referem-se a meses/trimestres em que os índices NAO elevados refletem-se em médias inferiores ao período de referência. Numa proporção inversa, os valores sublinhados de forma pontilhada referem-se a meses/trimestres em que os índices NAO baixos refletem-se em médias superiores ao período de referência. As correlações a negrito indicam significância estatística moderada/forte.

Período/NAO	D	J	F	DJF	JFM	M	A	M	MAM	J	J	A	JJA	S	O	N	SON
Média	19,96	27,26	31,43	26,04	27,71	24,93	17,05	11,10	17,53	5,76	2,06	1,23	3	1,57	4,47	11,23	5,76
Média > 0.5	<u>12,74</u>	<u>19,05</u>	<u>14,71</u>	<u>16</u>	<u>16,37</u>	<u>13,95</u>	<u>14,45</u>	<u>7,75</u>	<u>10,63</u>	<u>5,63</u>	2,09	<u>1,08</u>	<u>2,98</u>	<u>1,33</u>	<u>2,01</u>	<u>8,84</u>	<u>4,73</u>
Média < -0.5	<u>30,91</u>	<u>41,82</u>	<u>49,94</u>	<u>44,18</u>	<u>47,39</u>	<u>39,80</u>	<u>19,16</u>	11,01	<u>22,59</u>	<u>7,47</u>	1,70	<u>1,30</u>	2,84	<u>1,66</u>	<u>8,25</u>	<u>13,50</u>	<u>8,35</u>
R =	-0.44	-0.42	-0.54	-0.65	-0.68	-0.48	-0.10	-0.12	-0.36	-0.07	0.06	-0.06	0.03	-0.06	-0.43	-0.19	-0.25

Tabela IV – Resumo das associações e correlações entre a NAO e os caudais médios registados em Ponte de Vouzela ao longo do ano ((1917/18 a 2000/01) Dezembro-Novembro – valores em m^3/s). Os valores sublinhados a cheio referem-se a meses/trimestres em que os índices NAO elevados refletem-se em médias inferiores ao período de referência. Numa proporção inversa, os valores sublinhados de forma pontilhada referem-se a meses/trimestres em que os índices NAO baixos refletem-se em médias superiores ao período de referência. As correlações a negrito indicam significância estatística moderada/forte.

➤ **Mondego**

Como seria de se esperar, a resposta ao índice NAO a nível das precipitações e caudais registados em Coimbra é diferente ao longo do ano sendo que a precipitação parece responder negativamente ao aumento do índice NAO numa forma mais vincada que os caudais, especialmente antes da regularização dos mesmos (**Tabelas V e VI**).

O trimestre Dezembro-Fevereiro é o que apresenta maior correspondência em relação à NAO no concernente às precipitações, com o mês de Dezembro como o que apresenta correlação negativa mais baixa, ficando no entanto bem mais alta que a do trimestre completo, atestando assim, a melhor adaptação estacional do índice NAO que à escala mensal.

Os caudais respondem melhor à NAO DJF com o trimestre desfasado Janeiro-Março, com as correlações negativas mais baixas sendo o mês de Fevereiro aquele que demonstra maior afinidade com a NAO análoga neste período do ano. Tal sublinha o atraso entre a resposta em um mês dos caudais mais elevados face à precipitação mensal mais alta.

O trimestre menos associado às alterações orquestradas pela NAO é o de Julho-Agosto que toma expressões completamente negligentes a esta no referente aos caudais após à regularização.

Não muito longe, o trimestre Março-Maio também parece responder numa forma circunscrita às variações da NAO embora, afigure-se um aumento no poder explicativo a nível dos caudais após à regularização o que nos parece ser mais aleatório que real devido ao controlo exercido sobre a laminação dos caudais. Mesmo assim, não nos podemos esquecer do domínio desempenhado mais recentemente na redução da precipitação durante o mês de Março devido ao facto deste ter vindo a ser cada vez mais caracterizado por índices NAO especialmente elevados²⁸.

Por fim, iterando todas as limitações desta aproximação já referidas na análise análoga realizada para o Vouga, no trimestre outonal a NAO parece começar a desempenhar algum domínio sobre os ritmos pluviométricos e regimes fluviais registados nas estações em estudo. Sublinhemos, no entanto, a significativa perda de

²⁸ Muito notório ao longo do final da década de 80 e ao longo dos anos 90.

explicação desta em Outubro e Novembro após à regularização dos caudais do Mondego.

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

Período/NAO	D	J	F	DJF	JFM	M	A	M	MAM	J	J	A	JJA	S	O	N	SON
Média	131	125	112	369	323	86	87	74	247	39	12	17	68	51	104	120	276
Média > 0.5	<u>88</u>	<u>92</u>	<u>62</u>	<u>233</u>	<u>215</u>	<u>57</u>	<u>69</u>	<u>62</u>	<u>220</u>	<u>29</u>	<u>6</u>	22	<u>57</u>	<u>48</u>	<u>72</u>	<u>86</u>	<u>257</u>
Média < -0.5	<u>184</u>	<u>156</u>	<u>173</u>	<u>538</u>	<u>463</u>	<u>119</u>	<u>123</u>	65	<u>262</u>	<u>49</u>	9	21	<u>72</u>	<u>61</u>	<u>143</u>	<u>184</u>	<u>343</u>
R =	-0.59	-0.42	-0.56	-0.70	-0.67	-0.46	-0.42	-0.04	-0.17	-0.20	-0.07	-0.17	-0.16	-0.23	-0.44	-0.44	-0.20

Tabela V – Resumo das associações e correlações entre a NAO e a precipitação média (dos valores acumulados) registada em Coimbra ao longo do ano ((1955/56 a 2011/12) Dezembro-Novembro – valores arredondados em *mm*). Os valores sublinhados a cheio referem-se a meses/trimestres em que os índices NAO elevados refletem-se em médias inferiores ao período de referência. Numa proporção inversa, os valores sublinhados de forma pontilhada referem-se a meses/trimestres em que os índices NAO baixos refletem-se em médias superiores ao período de referência. As correlações a negrito indicam significância estatística moderada/forte.

Período/NAO	D	J	F	DJF	JFM	M	A	M	MAM	J	J	A	JJA	S	O	N	SON
Média_N	133,27	185,93	234,36	184,52	198,44	175,03	111,1	67,47	117,87	34,58	8,78	2,85	15,39	4,31	30,2	77,17	37,13
Média_R	141,18	162,71	116,66	140,97	120,14	81,04	61,43	55,56	65,77	44,09	49,81	29,22	41,04	30,19	36,37	67,89	46,77
Média > 0.5_N	<u>75,6</u>	<u>167,93</u>	<u>91,02</u>	<u>120,54</u>	<u>119,62</u>	<u>129,02</u>	<u>96,92</u>	<u>58,03</u>	<u>97,33</u>	<u>32,37</u>	16,38	5,7	<u>12,12</u>	<u>3,14</u>	<u>11,9</u>	<u>31,48</u>	<u>36,19</u>
Média > 0.5_R	<u>73,5</u>	<u>76,84</u>	<u>68,63</u>	<u>68,95</u>	<u>55,18</u>	<u>55,03</u>	<u>55,03</u>	<u>44,87</u>	<u>48,28</u>	<u>20,73</u>	<u>19,56</u>	43,87	28,75	42,87	46,62	73,25	<u>36,97</u>
Média < -0.5_N	<u>152,1</u>	<u>238,57</u>	<u>325,69</u>	<u>254,23</u>	<u>273,95</u>	<u>195,84</u>	<u>157,80</u>	61,83	<u>136,01</u>	<u>62,74</u>	7,01	<u>3,32</u>	13,05	3,06	<u>75,22</u>	<u>109</u>	<u>74,55</u>
Média < -0.5_R	<u>229,74</u>	<u>243,6</u>	<u>142,21</u>	<u>270,88</u>	<u>245,71</u>	<u>155,59</u>	<u>89,62</u>	42,54	<u>91,90</u>	<u>65,87</u>	16,95	18,54	25,5	15,43	36	<u>107</u>	<u>62,07</u>
R_N =	-0.39	-0.46	-0.51	-0.68	-0.79	-0.24	-0.40	-0.01	-0.13	-0.28	0.08	0.09	-0.03	0.17	-0.54	-0.34	-0.31
R_R =	-0.46	-0.48	-0.41	-0.60	-0.65	-0.45	-0.24	0.002	-0.40	-0.22	0.19	0.15	-0.05	0.07	0.018	-0.17	-0.09
R_T =	-0.42	-0.46	-0.51	-0.64	-0.74	-0.39	-0.35	0.001	-0.32	-0.24	0.13	0.18	-0.05	0.02	-0.25	0.08	-0.20

Tabela VI – Resumo das associações e correlações entre a NAO e os caudais médios registados em Coimbra ao longo do ano ((1955/56 a 1979/80 (N – Regime Natural) e 1980/81 a 2011/12 (R – Regime Regularizado)) Dezembro-Novembro – valores em m^3/s). Os valores sublinhados a cheio referem-se a meses/trimestres em que os índices NAO elevados refletem-se em médias inferiores ao período de referência. Numa proporção inversa, os valores sublinhados de forma pontilhada referem-se a meses/trimestres em que os índices NAO baixos refletem-se em médias superiores ao período de referência. As correlações a negrito indicam significância estatística moderada/forte.

➤ Reflexão Comparativa

O comportamento da precipitação e dos caudais registados nos locais em estudo nas duas bacias é bastante concordante, com os trimestre invernais como os que a NAO ganha maior poder explicativo linear. Em ambos os casos as precipitações estão mais correlacionadas com a NAO contemporânea entre Dezembro e Fevereiro e os caudais, por seu turno, estão mais correlacionados com a NAO desfasada em um mês entre Dezembro e Fevereiro, respondendo entre Janeiro e Fevereiro, confirmando o atraso da resposta destes aos volumes mais elevados de precipitação a par com as variações da NAO.

A Primavera caracteriza-se por uma redução significativa da explicação linear da NAO, sendo que o mês de Março é o que apresenta maior conformidade com este modo de variabilidade atmosférica.

Os meses estivais de Julho a Agosto assumem um comportamento pouco consonante com a NAO a par com a circulação atmosférica zonalmente mais simétrica no HN projetando-se sobre esta circulação, na maior parte das vezes, índices NAO perto do normal. Em ambas as bacias as duas variáveis parecem responder de forma pouco significativa à NAO mas, os caudais médios de Julho e Agosto no Mondego após à regularização são aqueles que tomam um comportamento menos harmónico com a NAO.

O mês de Setembro conota ainda dum comportamento muito conciliável com as características de circulação atmosférica de Verão e pouco se relaciona com a NAO especialmente nos caudais, que no Mondego parece mesmo não ser sensível a qualquer variação desta Oscilação mesmo antes da regularização. A precipitação, no entanto em ambas as bacias parece refletir numa forma restrita as variações da NAO neste mês, bem como no resto do Outono que encontra geralmente em Outubro a maior relação com a NAO.

O Outono assinala então o começo de ritmos de insolação mais assimétricos entre o Pólo e o Equador que promovem assim a existência duma atividade atmosférica mais elevada com mais transporte energético e forte gradiente meridional que se compatibiliza com configurações sinóticas na bacia atlântica de padrão bem definido que reflete uma NAO positiva. Ou então um padrão de ondulações latitudinais de compensação energética muito vincadas em que se projeta um padrão bem definido duma NAO negativa.

A par de toda esta dinâmica, no entanto, o agrupamento de meses e estações caracterizadas por índices NAO elevados e baixos ao longo de todo o ano demonstra nas duas bacias em nos períodos em análise, em ambas variáveis, um comportamento muito condizente com o esperado ser explicado pela NAO. Todavia, este comportamento, por vezes nem sempre se ajusta ao esperado.

4.4 – Caudais Máximos Anuais e Manifestação de Cheias que causaram Inundações – Ligações com a NAO

As manifestações de cheias que causam inundações estão na maior parte das vezes relacionadas com a ocorrência de caudais máximos anuais que, no entanto, não significam sempre a ocorrência destes fenómenos. A excecionalidade dos volumes mais avultados destes caudais, no entanto, significam na maior parte das vezes o desencadeamento de processos de cheias e inundações.

Ciente dos condicionalismos executados pela NAO na abundância de precipitação demonstrada anteriormente nas bacias em estudo, especialmente durante os meses que se estendem de Dezembro a Março, que são aqueles em que existe a maior frequência de caudais máximos anuais mais volumosos, procede-se inicialmente a uma análise sumária entre a ocorrência de caudais excecionalmente volumosos em termos médios diários (e instantâneos) e o índice NAO simultâneo para a estação em que ele ocorre, primeiro para o Vouga e depois para o Mondego. Seguidamente realiza-se, por motivos de disponibilidade de dados e de espaço uma análise das principais cheias que causaram inundações na bacia do Mondego desde o início dos registos hidrométricos, numa estrita relação com a precipitação e o índice NAO estacional, mensal e em última instância diário.

Recentemente, pouco antes da finalização do presente estudo, um fenómeno de tempo severo em que persistiu a ocorrência de precipitação ao longo de muitos dias seguidos, e um episódio pluviométrico particularmente elevado a par de ventos fortes a muito fortes, ocasionou pequenas inundações no leito de cheia do Mondego junto a Coimbra. Este episódio causou muito interesse para o estabelecimento duma ligação à NAO. Contudo, por ser relativamente recente, a disponibilidade de dados é mais ou menos comprometida. No entanto, algumas ideias com base em dados existentes obtidos de várias fontes que serão analisados permitirão um breve exame acerca da ligação entre este episódio e a NAO.

4.4.1 – Visão Genérica Sobre as Cabeceiras/Setor Intermédio do Vouga

A estação hidrométrica de Ponte de Vouzela, conforme já foi referido, localiza-se imediatamente após ao término do setor das cabeceiras do rio Vouga mesmo no início do setor intermédio. Drena uma área da bacia de 649 Km². Os rios Troço, Mel e Sul são os principais afluentes que contribuem para o volume de água que passa por esta estação conjuntamente com o próprio Vouga. Assim a avaliação dos caudais médios diários médios máximos (e instantâneos) não pode ser extrapolado para toda a bacia se bem que forçosamente, na maior parte das vezes, um volume elevado de água a passar a montante significa um volume ainda mais elevado a jusante, especialmente quando o aumento deste volume de água está ligado com sistemas capazes de gerar precipitação à escala sinótica tais como frentes ou sistemas depressionários. O efeito cumulativo das águas meteóricas que drenam para os cursos de água para jusante deve então teoricamente ser agravado (especialmente na bacia do Vouga que aumenta de tamanho conforme caminhamos para a foz, apresentando assim uma capacidade cada vez mais acrescida de captação de águas pluviais; o tempo de concentração, no entanto, é maior pois a resposta dos caudais devido ao aumento das dimensões será mais retardada).

O capítulo de “Situações Hidrológicas Extremas - Análises de Cheias” do Plano da Bacia Hidrográfica do Vouga (FBO *et al.*, 1998) dá conta de cinco grandes cheias registadas em Ponte de Vouzela. Refere-as mesmo como as “Maiores Cheias Registadas em Ponte de Vouzela”. Os volumes instantâneos apontados são de 1538 m³/s em Dezembro de 36, 1117 m³/s em 2 Março de 78, 1344 m³/s em 5 de fevereiro de 79, 2208 m³/s em 25 de Dezembro de 95 e de 6237 m³/s em 13 de Novembro de 97. De todas as situações apenas a última não ocorre durante o Inverno.

A **Tabela VII** resume estas situações realizando um confronto destas com o índice NAO estacional (DJFM para ocorrências neste período e trimensal para os outros), mensal e diária quando possível, bem como com a precipitação análoga para o período em análise quando há dados. Adicionalmente aos caudais instantâneos provenientes do PBH, VOUGA (FBO *et al.*, 1998) acrescentou-se também os dados referentes aos caudais médios diários, mensais e estacionais disponíveis através do SNIRH-INAG.

A informação proveniente do PBH VOUGA, (1998) demonstra elevados volumes instantâneos de caudais em comparação com as médias diárias²⁹, mensais e estacionais, o que pode ocorrer devido à rápida resposta num setor tão a montante devido à maior velocidade de resposta à precipitação que por vezes é até mais intensa nas montanhas.

Por outro lado, através do SNIRH-INAG, comparando os caudais instantâneos máximos diários anuais (quando constam e se referem ao mesmo dia) apercebemo-nos que os valores indicados são muito menores. Cite-se o dia 2 de Março de 78 em que o volume instantâneo máximo diário indicado no SNIRH-INAG é de 367,89 m³/s; o dia 5 de Fevereiro de 79, com 409,7 m³/s e o dia 25 de Dezembro de 95 com 553,67 m³/s. Estes últimos valores parecem mais reais e ultrapassam o percentil 75%³⁰ dos caudais instantâneos máximos disponíveis através do SNIRH-INAG (**Gráfico XLI**), adaptando-se assim, melhor aos outros parâmetros volumétricos médios diários, mensais e até estacionais.

A ocorrência de caudais instantâneos máximos diários anuais com volumes que se caracterizam por ser excecionais está fortemente ligada com o índice NAO DJFM contemporâneo em Ponte de Vouzela (**Gráfico XLI**) a par com o aumento da abundância média de precipitação ao longo destes meses. Em toda a série não existe um inverno em que os caudais em consideração excedam este limite em estações caracterizadas por índices NAO positivos. No entanto a correspondência não é perfeita, uma vez que, existem invernos caracterizados por índices NAO extremamente baixos (< -1.0), como o caso do ano hidrológico 1939/40, em que os caudais máximos instantâneos anuais ficam por valores mais reduzidos. Todavia estes caudais são na generalidade bastante elevados (acima dos 200 m³/s). Aponte-se também que existem falhas nestes dados o que pode contribuir para a redução da correspondência esperada.

Por outro lado, através do recurso da consulta bibliográfica (FBO *et al.*, 1998; RODRIGUES, 2009) é possível concluir que alguns dos caudais instantâneos máximos anuais presentes no **Gráfico XLI** estiveram relacionados com processos de cheias e até com processos de cheias que resultaram em inundações.

Exemplos dos caudais considerados que causaram cheias segundo FBO *et al.*, 1998 são os caudais já referidos de Março de 78, 79 e 95, sendo que este último

²⁹ Não existindo por vezes médias diárias ou a determinação desta foi impossível.

³⁰ Caudais Instantâneos Excecionais

causou inundação (pelo menos na área de São Pedro do Sul de acordo com RODRIGUES, 2009 que aponta este como o 1º pico de cheia de quatro que se estenderam até ao ano de 96 a par com a excecionalidade da precipitação diária durante vários dias quase seguidos).

O caudal instantâneo máximo anual do ano hidrológico 2000/01 que ocorreu a 26 de Janeiro de 2001 foi antecedido duma cheia que provocou inundação em São Pedro do Sul a 7 de Dezembro de 2000, a par com uma precipitação abundante ainda no mês de Novembro (relatada por RODRIGUES,2009). O índice NAO desse mês foi particularmente baixo (-1.06) mas, devido à secura precedida por Setembro e Outubro (com índices NAO positivos, sendo no último especialmente elevado (0.89)) o caudal médio foi pouco superior à média (situando-se em 13,44 m²/s) mesmo com precipitações frequentes. A continua e especialmente intensa pluviosidade registada do final de Novembro pelo início de Dezembro com volumes mais altos neste último mês culminou numa cheia que causou inundação a 7 de Dezembro. Num mês com a NAO ainda mais baixa (-1.44) o caudal médio registado foi pelo menos quatro vezes maior que a média que é particularmente alta no ciclo hidrológico anual (19,96 m³/s) situando-se nos 85,02 m³/s em 2000.

A precipitação prologa-se pelo resto do mês duma forma quase interrupta e o caudal médio diário configura um novo aumento que se assemelha a um novo pico de cheia com um volume de 128,93 m³/ no dia 28 de Dezembro.

Embora não haja informações de precipitação para São Pedro do Sul em Janeiro de 2001, o caudal médio diário afigura-se uma boa medida para perceber o comportamento desta ao longo deste mês devido à rápida resposta dos caudais face à saturação do solo que amplifica a escoamento superficial das águas meteóricas para os rios. Assim, até ao dia 11 de Janeiro, pelos caudais médios diários se situarem quase sempre acima dos 100 m³/s presume-se a ocorrência de precipitação com volumes consideráveis. Seguem-se depois até ao dia 24, valores que podem retratar a inexistência de precipitação ou existência de precipitação mais fraca. Tal é compatível com o índice NAO diário que começa a registar valores positivos pouco antes deste período do mês, prolongando-se até perto do final do mesmo. Tal discordaria com o aumento dos caudais médios diários de 24 a 28 de Janeiro para volumes acima dos 100 m³/s, no entanto, é possível perceber um atraso da resposta dos caudais, pois os índices tornam-se positivos pouco antes de a precipitação reduzir (visto através dos caudais) entre 2 e 6 de Janeiro. Voltam a projetar-se então em terreno negativo entre 7 e 13 de Janeiro e regressam a valores positivo entre 14 e 29. Assim o novo pico de

cheia a 26 de Janeiro (que não tem dados para os caudais médios diários) seria condicionado pelos valores negativos da NAO registados durante 6 dias, 13 dias antes da sua ocorrência. A desfasagem temporal tem a sua hipótese reiterada pois o final/início de Fevereiro é caracterizado por valores de caudais bem mais baixos à volta dos 50 m³/s que seriam resultado dos índices positivos registados de 14 a 29 de Janeiro, uma vez que a partir do dia 30 estes valores voltam a ser negativos. O índice mensal da NAO é porém apenas ligeiramente negativo (-0.25) e o caudal é quatro vezes superior à média do mês (108,14 m³/s), todavia a estação foi caracterizada por um índice NAO muito baixo (-1).

O enunciado anteriormente parece reafirmar a importância da NAO na ocorrência de caudais instantâneos extremos máximos anuais (neste caso o segundo mais elevado registado na série de dados – 525,25 m³/s, que é pouco inferior aos 553,67 m³/s de Dezembro de 95). E segundo os últimos parágrafos há também uma reiteração duma grande probabilidade deste novo pico de cheia ter gerado uma inundação (solo saturado e volumes de caudais médios que passam de 158,66 m³/s no dia 24 para 139,42 m³/s no dia seguinte e atinge o máximo instantâneo de 525,25 m³/s a 26, sendo que a 27 este volume ainda é elevado (196,7 m³/s) refletindo um caudal de vazão. Tudo isto logo após a pelo menos uma cheia com inundação documentada).

Caudais instantâneos máximos anuais que excederam os volumes excepcionais, mas, não aconteceram durante o Inverno, ocorrem em três episódios: no ano hidrológico 60/61 a 17 de Novembro de 1960, a par com um índice NAO mensal de -0.28 e uma precipitação análoga de 297 mm (média = 123 mm). A NAO registada em Outubro havia sido particularmente baixa (-1.79) e a precipitação alta (322 mm face à média de 85 mm) o que contribuiu para o saturamento dos solos e aumento do escoamento fluvial através do escoamento das águas meteóricas para os cursos de água (o caudal médio em Outubro registou 50,41 m³/s e 86,75 m³/s em Novembro – valores doze vezes superiores à média no 1º mês e sete vezes mais altos que a mesma medida para o 2º).

Não existem dados diários da precipitação diária para São Pedro do Sul disponíveis no SNIRH-INAG para esta data, pelo que só se pode fazer uma presunção através dos caudais médios diários que iniciam uma tendência de subida a 15/11 desse ano atingindo valores de 145,78 m³/s que passam no dia a seguir para 241,79 m³/s e alcançam o valor mais elevado no dia 17 com 308,38 m³/s. Uma tendência de

diminuição então começa com o dia subsequente com apenas 144,96 m³/s. Alguns dias persistem com valores próximos aos 100 m³/s pelo que se pode presumir a continuidade de precipitação. No entanto no final de Novembro o caudal médio diário encontra-se quase sempre abaixo dos 50 m³/s.

Outro episódio fora do Inverno foi o do ano hidrológico 63/64 em que o volume de 412, 97 m³/s foi atingido a 15 de Novembro de 1963. RODRIGUES, 2009 anota este dia como o da ocorrência dum pico de cheia que foi responsável por inundações em São Pedro do Sul com um caudal médio diário à volta dos 300 m³/s. Esta mesma autora faz recurso a outras estações meteorológicas nas imediações de São Pedro do Sul para auxílio na compreensão deste fenómeno visto que esses são inexistentes na estação desta localidade. O próprio dia 15 parece ser aquele que conota de maior excecionalidade pluviométrica com um volume de precipitação superior aos 100 mm em Castro Daire. O índice NAO deste mês foi baixo (-0.89) e o caudal médio elevado (69,61 m³/s) e embora os meses anteriores tenham sido bastante secos e com índices NAO elevados, a mudança do modo de variabilidade causou precipitação abundante desde o início do mês e volumes bastante elevados mesmo no final de Outubro (RODRIGUES, 2009) que saturaram o solo e contribuíram para uma resposta que causou uma cheia responsável por inundação logo a meio do mês.

Finalizado a análise sobre a ocorrência dos caudais excecionais em exame fora do Inverno temos a ocorrência do ano hidrológico de 1990/91 em que este se deu a 9 de Outubro de 90. Dos casos analisados este será o menos dependente da NAO pois ocorre com um índice mensal positivo perto do normal (0.1, sendo que os índices diários também projetam um valor positivo nesta altura do mês). No entanto, índices NAO negativos haviam ocorrido no final de Setembro e alguma precipitação havia ocorrido que contribui para a hidratação do solo. No dia 15 uma precipitação superior a 50 mm após um índice NAO negativo no dia anterior com quase 10 mm de precipitação permitiu um aumento do caudal para níveis instantâneos excecionais.

Esta análise alargada sobre as ocorrências fora do Inverno permite explicar que mesmo fora da altura do ano em que a NAO condiciona o clima do Atlântico Norte numa forma clara, ela é capaz de explicar a ocorrência de episódios precipitação abundante que com a ocorrência de fenómenos pluviosos severos a extremos pode criar cheias onde muitas delas levam a inundações.

A NAO não determina assim, mesmo dentro do Inverno, instantaneamente a ocorrência de cheias e inundações mas, é capaz de aumentar a suscetibilidade de, especialmente quando a combinação de vários dias com índices negativos traduzem o

comportamento da fase negativa que na maior parte das vezes se estendem ao longo de vários meses. Desta forma a NAO descreve configurações sinóticas que trazem até às nossas latitudes sistemas capazes de gerar precipitação por vários dias. Muitas vezes esses sistemas à escala sinótica produzem também precipitação intensa que também devido à NAO têm a possibilidade dum período de retorno ainda mais curto.³¹

Data	Volume instantâneo/ médio diário/ mensal/estacional (m ³ /s)	Índice NAO/ Precipitação diária(o) (mm) ³²	Índice NAO Mensal/ Precipitação Mensal (mm)	Índice NAO Estacional/ Precipitação (mm)
“Dez. 36”	1538/*/2,52/43,18	*	1,71 / 103	- 0.13 / 910
2 Março 78	1117/198,52/45,13/44,94	-0.08/23,5	1,47/154,4	-0.53/862
5 Fev. 79	1344/221,13/111,57/61,87	-0.95/59	-1.21/451	-1.43/1433
25 Dez. 95	2208/-/46,09/46,61	-0.54/68	-2.37/346	-1.43/973
13 Nov. 97	6237/83,48/40,18/14,82	-0.74/-	-1.1/-	-1.01/-

(*) Não é especificado pelo que não se pode saber o índice NAO e a precipitação do dia em questão.

(-) Não há dados

Células a **negrito** indicam índices NAO baixos (< -0.5) e precipitação acima da média de referência.

Tabela VII – Resumo das “maiores cheias” registadas em Ponte de Vouzela e Parâmetros contemporâneos analisados associados (Fonte: PBH, VOUGA (1998), SNIRH-INAG, NOAA, 2013 e HURRELL, 2012).

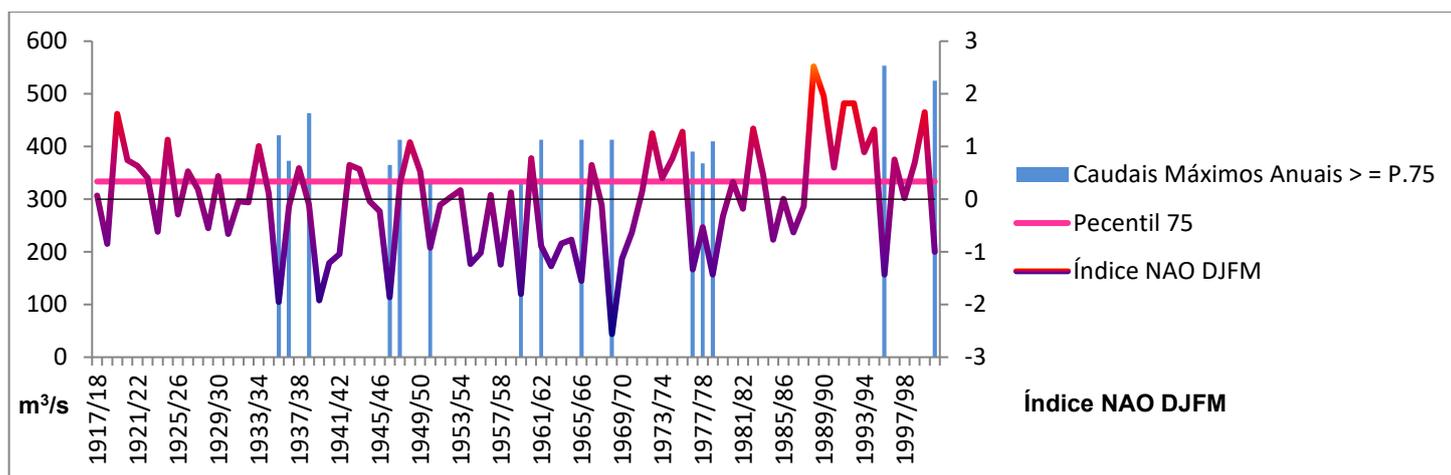


Gráfico XLI – Ocorrência de caudais máximos anuais => ao percentil 75 da série em questão e Índice NAO DJFM contemporâneo (Fonte: Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH-INAG).

³¹ Devido à forte ondulação das superfícies geopotenciais que diminuem a ocorrência de situações de abrigo aerológico e aumenta o número de situações “perturbadas”.

³² Valores do índice NAO provenientes da NOAA.

4.4.2 – Visão Genérica Sobre o Baixo Mondego

A posição geográfica das estações hidrométricas de Ponte de Santa Clara e agora mais recentemente do Açude-Ponte assumem uma colocação estratégica na bacia do Rio Mondego que permite captar numa forma muito eficaz o comportamento hidrológico do deste rio.

O Plano Especial de Operações Para Cheias no Distrito de Coimbra (PEOPCDC, 2005) do então “Serviço Nacional de Bombeiros e Protecção Civil” estabelece uma escala de níveis e alertas, segundo o caudal registado no Açude-Ponte de Coimbra, resultantes da adaptação das cheias registadas a 26 e 27 de Janeiro de 2001. Doravante, a escala organiza-se da seguinte forma: nível de pré-emergência com alerta azul para caudais próximos mas inferiores a 600 m³/s, nível a partir do qual passa a haver o maior acompanhamento da situação e vigilância de estruturas e evolução/ previsão dos condicionantes hidrológicos da obra hidroagrícola do Mondego; entre o 600 m³/s e os 800 m³/s entra-se num nível de emergência sendo o alerta amarelo; para os valores superiores a 800 m³/s mas, inferiores aos 1200 m³/s o alerta sobe para laranja; os valores superiores a 1200 m³/s, em seu turno, constituem alerta vermelho. Este último valor é compatível com o que foi dito por ALMEIDA *et al.*, 2000 que referem que os valores estimados para cheia centenária (1200 m³/s) em Coimbra, foram por várias vezes ultrapassados, causando pequenas inundações e vários estragos nos diques do Baixo Mondego, até que o nos dias 26 e 27 de Janeiro de 2001, um pico de cheia atingiu os 1990 m³/s nesta cidade e provocou a inundação dos campos do Mondego.

Em regime natural o extravasamento do leito ordinário do Mondego era um processo bastante frequente, no entanto, algumas cheias e inundações podem ser classificadas como excepcionais devido ao volume de água que afluía à planície aluvial e altura que atingia nos campos inundados, acumulando inúmeros prejuízos.

PAIVA, (2005), sublinha a frequência neste período da passagem do caudal máximo instantâneo anual dos 2000 m³/s em Ponte de Santa Clara (**Tabela VIII**). A mesma autora frisa também que em regime natural por 18 vezes o caudal máximo instantâneo anual ultrapassou os 1000 m³/s na mesma estação hidrométrica, referindo que em 14 vezes (equivalente a 78% das ocorrências) houve uma cheia que resultou em inundações no Baixo Mondego.

Embora se julgassem resolvidos os problemas relacionados com inundações no Baixo Mondego, em regime regularizado, o caudal máximo instantâneo anual ultrapassou por seis vezes os 1200 m³/s (valor equivalente a nível de emergência e alerta vermelho, bem como de cheia centenária estimada) neste período, sendo que apenas em duas dessas ocorrências desenvolveram-se processos de cheia que causaram inundações na planície aluvial, em Dezembro de 2000 e em Janeiro de 2001.

No entanto, a tendência nestes valores de caudais extremos é dum decréscimo (LOURO, 2004, *cit. in* PAIVA, 2005), sendo que o Inverno de 2000/01 constitui uma exceção de carácter anormalmente elevado. Isto é muito consistente com o demonstrado na **Tabela VIII**.

Porém os dados tabulares apresentados não privilegiam todas as ocorrências de cheias que provocaram inundações no Baixo Mondego, visto que estas também ocorrem fora do Inverno (Dezembro-Março). No entanto é neste período que o número de cheias que causam inundações atinge o seu máximo.

Segundo a anotação de PAIVA, (2005) em 29 ocorrências de cheias que causaram inundações no período compreendido entre 1950/51 – 2003/04, 23 dessas ocorrências deram-se entre Dezembro e Março, sendo as inundações desses meses, regra geral, as mais severas. O mês de Fevereiro lidera esta lista com 8 ocorrências, sendo seguido por Janeiro com 6, Dezembro com 5 e por fim Março com 4 que está empatado com Novembro. Tanto Outubro como Abril têm uma ocorrência cada.

No intuito de avaliar a influência da NAO invernal na ocorrência de caudais especialmente elevados compatíveis com alerta vermelho / cheia centenária (> 1200 m³/s) em termos médios diários elaborou-se o **Gráfico XLII** onde relacionamos estes valores.

A correspondência destes caudais com a NAO registada na mesma estação do ano é muito nítida, sendo que, como seria de se esperar, estas são ocorrências muito mais frequentes antes da regularização dos caudais. Sublinhe-se, todavia, que a tendência de subida dos índices NAO e redução dos volumes de precipitação médios acumulados durante o Inverno também parece condicionar a ocorrência de situações hidrológicas extremas relacionadas com cheias que causam inundações nos finais do século XX.

A conformidade entre os valores da NAO e os caudais em consideração não é, porém, perfeita, uma vez que existem invernos caracterizados por índices NAO extremamente baixos (< -1.0) em que o caudal não ultrapassou os valores do período de retorno duma cheia centenária e outros em que a NAO foi superior (embora negativa) e estes caudais se registaram. Contudo, se este valor for reduzido aos 1000 m³/s veremos que casos como o do Inverno de NAO extremamente baixa de 95/96, as ocorrências surgem. Por outro lado, com este valor, invernos como o de 73, por exemplo (com uma NAO especialmente alta – ver **Tabela VIII**), registam caudais suficientemente volumosos para serem incluídos como invernos caracterizados com caudais extremos elevados (neste caso o caudal médio diário é de 1007,2 m³/s).

A ligação do fenómeno NAO e a ocorrência de caudais médios diários elevados, ou instantâneos elevados se quisermos (*olhando para a Tabela VIII*) não é então uma relação linear tão óbvia necessitando então de alguma reflexão para que se possa perceber cada episódio. Da mesma forma a NAO não pode explicar sempre, à luz do conhecimento atual, todos os episódios pluviosos responsáveis por cheias.

Neste sentido, não havendo possibilidade de analisar todos os episódios de cheias excepcionais, escolheram-se dois, um anterior à regularização, e outro posterior a esta para serem examinados com algum pormenor. Esta escolha no primeiro caso prende-se essencialmente com disponibilidade de dados e de bases bibliográficas, efeitos danosos causados e diferentes relações com a NAO e pulsos pluviométricos face ao segundo episódio, as cheias/inundações de 2000/01 que são as únicas que ocorreram com caudais regularizados.

Por fim, analisamos também um episódio mais recente a par dos elevados constrangimentos a nível de dados. No entanto, o carácter recente desta ocorrência levou a um interesse mais pronunciado sobre ela, refletindo que o tema em estudo é, apesar de se reportar climaticamente, muito contemporâneo na realidade do dia-a-dia.

Por uma questão meramente prática e de poder sintético neste do trabalho, não se escolheu nenhuma cheia que provocou inundações fora do quadrimestre invernal Dezembro-Março. Este facto constitui uma limitação no estudo mas, como já se pode ver para o Vouga a NAO também exerce condicionalismos fora deste período para nestes processos.

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

Data	Volume instantâneo/ médio diário/ mensal/estacional (m ³ /s)	Índice NAO/ Precipitação diária(o) (mm)	Índice NAO Mensal/ Precipitação Mensal (mm)	Índice NAO Estacional/ Precipitação (mm)
Regime Natural				
11 Março 51	2101/-/-	-0.93/32	-2.29/215	-0.92/668
19 Jan. 55	2622/-/-	-0.84/3	-2.53/304	-1.23/636
23 Março 56	1973/1055/85,07/173,6	-0.04/23	0.41/209	-1.02/621
19 Dez. 58	1169/984/165,17/137,61	-0.21/23	0.37/250	0.13/619
15 Março 60	1660/1530,9/390,95/362,25	-0.66/0,2	-1.55/253	-1.8/850
8 Dez. 60	1168/906/333,65/215,25	-0.66/2,3	0.76/216	0.78/409
2 Jan. 62	2457/1707/359,84/219,56	-0.54/2,9	1.92/131	-0.89/638
16 Fev. 63	2167/1819,5/332,85/208,11	-0.40/10	-3.03/192	-1.27/682
24 Fev. 64	1314/1215,7/236,83/224,69	-0.72/9,5	-0.68/235	-0.84/576
20 Jan. 66	2051/1579,3/80,65/85,78	-1.73/4	-3.73/266	-1.55/782
18 Fev. 67	1080/772,2/179/117,26	0.19/1,2	1.6/100	0.65/375
17 Março 69	2128/1875/437,83/306,97	-0.16/12,8	-2.16/178,1	-2.56/692
18 Jan. 70	1359/1090,44/481,8/177,72	-1.14/1,2	-2.53/333	-1.13/525
11 Fev. 72	1221/861,12/293,16/120,49	0.37/14,9	-0.02/227	0.15/556
17 Jan. 73	1580/1007,2/180,37/82,07	0.68/0,6	0.87/162	1.25/428
14 Jan. 77	2635/1455,92/410,73/356,22	-0.91/41	-2.46/269	-1.33/868
2 Março 78	1264/1182,17/318,1/273,13	-0.08/17	1.47/131	-0.53/684
11 Fev. 79	1514/1357,05/649,61/339,83	1.17/10	-1.27/309	-1.43/943
Regime Regularizado				
21 Dez. 89	1599/830,10/458,4/172,6	0.34/44	-0.81/247	1.96/458
25 Dez. 95	1302/513/191,74/303,69	-0.54/97	-2.73/290	-1.43/812
9 Jan. 96	1229/956,9/630,37/303,69	-0.15/7,1	-1.3/284	-1.43/812
22 Dez. 97	1284/699,7/285,83/166,8	-1.11/-	-1.1/173,7	0.02/340
7 Dez. 2000	1587/1176,7/543,67/497,06	-1.65/35	-1.44/303	-1/1032
27 Jan. 2001	1910/1385/695,68/497,06	0.22/58	-0.25/375	-1/1032

(-) Não há dados;

Células a **negrito** indicam índices NAO baixos (< -0.5) e precipitação acima da média de referência;

As datas sombreadas indicam que os caudais referentes criaram cheias que causaram inundações.

Tabela VIII – Caudais instantâneos máximos anuais registados em Coimbra e Parâmetros contemporâneos analisados associados (Fonte: PAIVA, 2005 *com base no* INAG, NAC; NOAA, 2013; HURRELL, 2012 e IGUC).

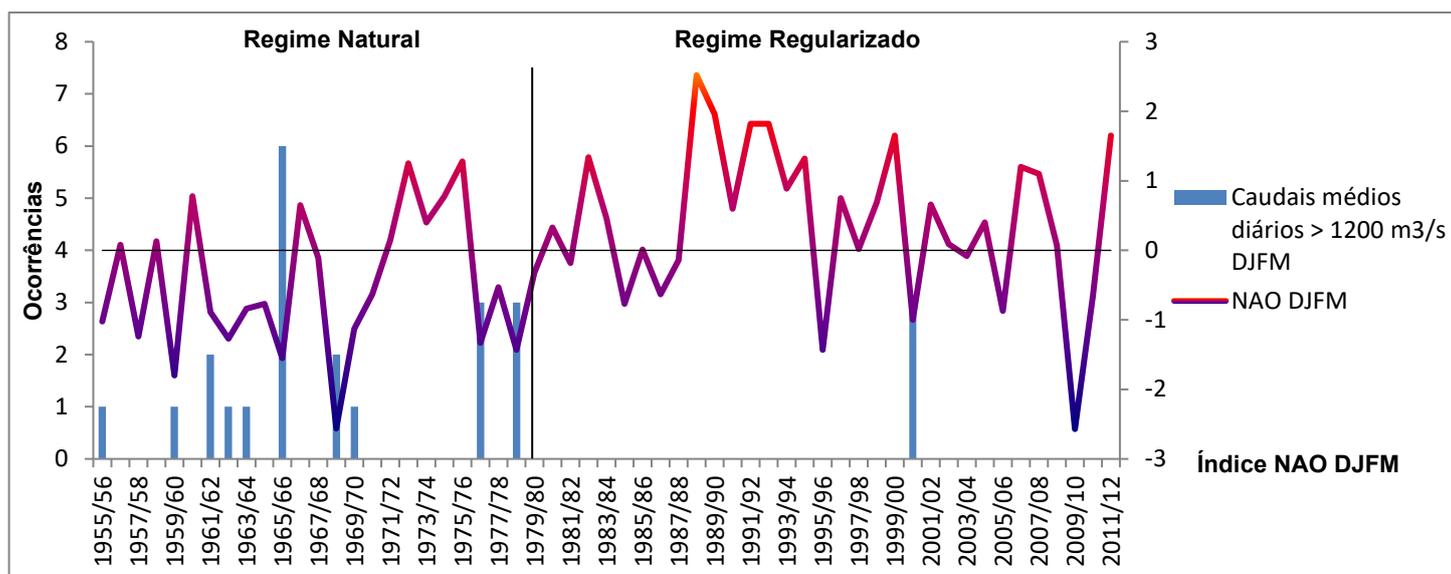


Gráfico XLII – Ocorrência de caudais médios diários superiores a 1200 m³/s durante o Inverno em Coimbra e Índice NAO DJFM contemporâneo (Fonte: *Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) a 16/7/2012 e SNIRH-INAG*).

4.4.3 – Análise de Algumas Cheias do Baixo Mondego

As várias cheias que ocorreram no Baixo Mondego revestem-se de elevada complexidade, no entanto, o nível de análise aqui utilizado não pode ser muito aprofundado devido ao aspeto de síntese do presente trabalho. Tal constitui-se como uma limitação mas, também como um ponto forte pois assim podemos sublinhar apenas os factos mais importantes conseguindo transmitir assim mais facilmente as ideias primordiais.

As cheias analisadas são, em regime natural, as de 1962 que ocorrem num mês de NAO positiva com uma precipitação total muito pouco acima da média no seguimento, no entanto, de dois meses caracterizados por índices NAO baixos a extremamente baixos com precipitação muito acima da média, e as cheias de 2000/01, que ocorrem já em caudais regularizados com a persistência de índices NAO baixos a negativos ao longo de vários meses, incluído os da primeira e segunda ponta de cheia. Tal facto confirma a excecionalidade da precipitação gerada aquando destas cheias face ao processo análogo analisado anteriormente com base na magnitude dos caudais e efeitos danosos que estas últimas cheias causaram no Baixo Mondego mesmo com o “controlo” hidrológico encetado nos caudais.

➤ **Janeiro de 1962**

A análise desta cheia, à semelhança da subsequente, sucintamente segue esta forma: primeiro analisam-se os antecedentes da ocorrência da cheia e das inundações sob o ponto de vista da NAO e precipitações associadas; analisa-se depois os episódios de cheia de *per se*, sob o ponto de vista do caudal de pico de cheia gerado e a precipitação associada a par do índice NAO; analisam-se logo de seguida as condições à escala sinótica responsáveis pela pluviosidade registada e qual a ligação com a NAO; por fim relatam-se de forma resumida os efeitos danosos que esta cheia causou em Coimbra.

O ano hidrológico 61/62 iniciou-se em Setembro com volumes de precipitação mensal abaixo da média (23 mm), a par com um índice NAO mensal elevado (0.76). Em Outubro a precipitação inicia uma tendência de subida a par com a redução do índice NAO para valores menores mesmo assim positivos, sendo que este mês registou, no final, precipitação abaixo da média em cerca de 30 mm a menos (76 mm). A NAO sofre então uma rápida mudança dum índice positivo para um índice negativo baixo em Novembro (-0.53) e a precipitação mensal regista um valor um pouco acima da média (146 mm). Dezembro é, no entanto, o mês que mais contribui para que se registasse uma inundação face ao registo dum acontecimento de precipitação bastante elevada. Neste mês a precipitação condicionada por um índice NAO negativo muito baixo (-2.44) regista um desvio positivo em relação à média em mais de 100 mm (ficando por 294 mm acumulados) saturando os solos e alimentados os níveis freáticos em profundidade que ficam, assim, muito juntos à superfície.

Desta forma, no final do mês de Dezembro e no início de Janeiro, aquando da afetação por um episódio de precipitação intensa, isso levou a um pico de cheia que ultrapassou os 2000 m³/s (ver **Tabela VIII**) a 2 de Janeiro em Coimbra. A precipitação atingiu o seu máximo a 29 de Dezembro com um índice NAO diário de -1.17.

A resposta dos caudais médios diários em relação precipitação atmosférica (**Gráfico XLIII**) processa-se com um pequeno desfasamento, sendo relativamente rápida com um espaço inferior a 4 dias entre a precipitação mais elevada e o pico de cheia (de 29 para 2 de Janeiro).

A associação entre a NAO e precipitação diária parece processar-se numa forma ondulatória proporcionalmente inversa (**Gráfico XLIV**) onde as cristas da NAO simbolizam ocorrência de precipitação mais elevada e as cavas a inexistência dela ou

volumes mais reduzidos de acordo com amplitude das mesmas. Este comportamento é concordante com o atraso esperado da resposta da precipitação às alterações numa variabilidade quási-hemisférica. Todavia, entre o início de Dezembro e até perto de meados de Janeiro, a NAO permanece em índices negativos, começando a esboçar uma tendência de subida a partir do início de Janeiro que no fim acaba mesmo com um índice NAO positivo alto (1,62). Desta forma, a precipitação ligeiramente superior à média (+6 mm (média = 125 mm)) é fundamentalmente explicada pela elevada pluviosidade do início do mês que se caracterizou por ser relativamente seco no seu último decénio.

Quanto à resposta dos caudais médios diários à variação da NAO esta apresenta ainda um maior atraso, mas é concordante com o mesmo comportamento da precipitação (**Gráfico XLV**).

À escala sinótica, no dia 29 de Dezembro de 1961 (00 UTC – **Fig. 43A**), dia em que ocorreu a precipitação mais intensa (79,3 mm), Portugal continental estava numa área de confronto entre um vale depressionário frio de carácter complexo e de grandes dimensões, em altitude, a Norte, com extensões digitadas para Sul e, uma crista anticiclónica de dimensões mais reduzidas, a Sul com pequena progressão do seu eixo para Norte. Ambos os campos eram dinâmicos, pois estavam acompanhados por depressões complexas à superfície (no caso do talvegue) e por anticiclone (no caso da crista). A localização do território continental face a estes campos barométricos tão divergentes atesta a existência de massas de ar com características termohigrométricas muito distintas entre o NW perturbado (massa de ar fria e húmida com trajeto marítimo – rica em água precipitável) e o SE estável (mais quente e seca), ocorrendo assim frontogénese. Com efeito, a progressão destas frentes pelo país deve estar na origem da precipitação tão volumosa registada ao longo desse dia.

No dia seguinte, a progressão meridional do talvegue depressionário associado com depressões dinâmicas tão cavadas centradas a N e W do território nacional (**Fig.43B**) permite concluir a continuidade de precipitação. A redução da diferenciação das massas de ar sobre Portugal, no entanto, demonstra uma atividade frontogenética mais reduzida o que é compatível com a redução da precipitação observada.

No dia 31, Portugal encontra-se novamente numa área de fortes assimetrias barométricas (**Fig.43C**) tanto à superfície como em altitude. Assim, a precipitação sofre novo aumento com a maior instabilidade atmosférica associada provavelmente a sistemas frontais com a cabeça centrada na depressão com centro no NW do país.

No dia 1 (**Fig.43D**) esta depressão sofre progressão meridional e é possível adivinharem-se correntes perturbadas de grandes dimensões a estenderem-se sobre a Europa Ocidental (faixa atlântica) de carácter quase estacionário e com eixo quase meridiano, com forçamentos de ar quente a SE e de ar frio de NW, sensivelmente. Com este quadro de assimetria tão vincada a precipitação continua a ser elevada no Centro do país.

Por fim, no dia 2, a precipitação torna-se baixa, a par do início de um processo de bloqueio em *cut-off low*, em que o ar mais quente e estável de SE começa a penetrar no território continental migrando progressivamente para NW e se ligando no dia 3 com uma crista de altas pressões e Oeste da Irlanda.

As alterações registadas à escala sinótica são compatíveis com o incremento paulatino do índice NAO diário pelo aumento do gradiente meridional de pressão dum momento para o outro face à progressão dos campos anticiclónicos mais para norte e o retrocesso dos campos depressionários na mesma direcção, a par com a maior zonalidade que passa a descrever o *jet stream*. Desta forma, o atraso do índice NAO em relação à pluviosidade pode estar ligado com o atraso das *ondulações macro turbulenta de Rossby* nos sistemas de compensação energética latitudinais a Portugal pelo sentido do movimento da circulação Oeste-Este.

A par com toda esta dinâmica, a cheia de 1962 fez com que ambas as margens da cidade de Coimbra fossem inundadas. A água subiu de tal forma que inundou a Baixa da cidade e galgou a linha de caminho-de-ferro do Ramal da Lousão ao fundo do Parque Dr. Manuel de Braga. Na margem esquerda, no rossio de Santa Clara as águas atingiram o “cimo das portas penetrando nas casas até ao teto” (*Diário de Coimbra de 4 de Janeiro de 1962* citado por PAIVA, 2005). A **Fot. 1** elucida a magnitude que esta cheia atingiu mostrando a área circundante do mosteiro de Santa Clara-a-Velha.

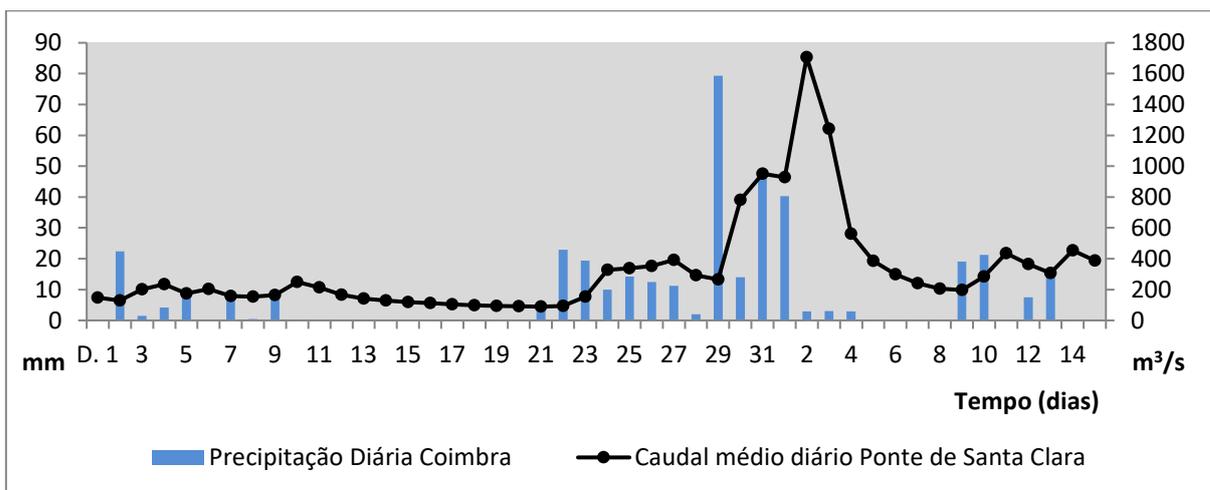


Gráfico XLIII – Precipitação diária e caudal médio diário registados em Coimbra no período de 1 de Dezembro (1961) a 15 de Janeiro (1962) (Fonte: SNIRH-INAG e IGUC).

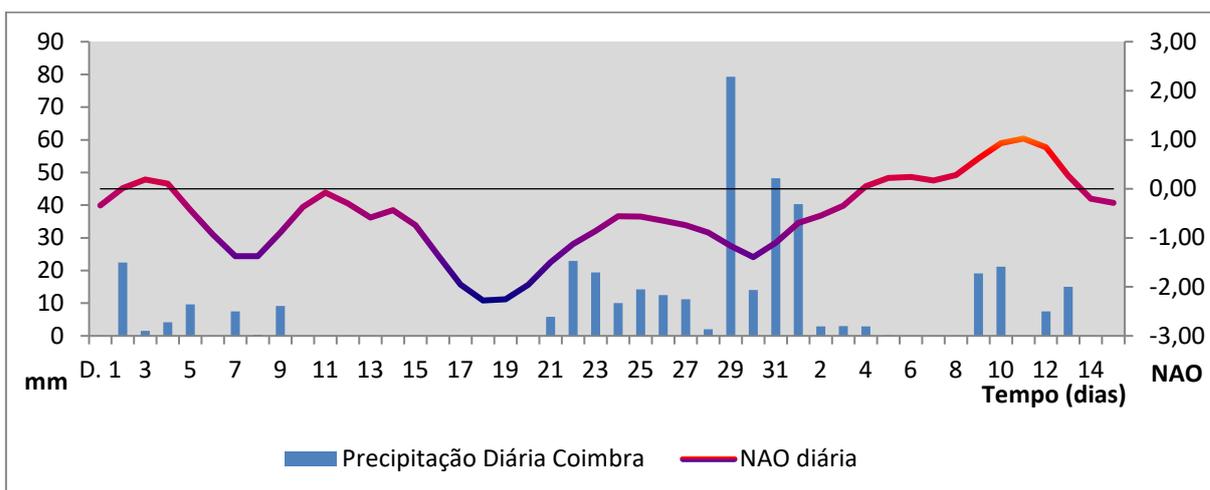


Gráfico XLIV – Precipitação diária registada em Coimbra e Índice NAO diário contemporâneo (de 1 de Dezembro de 1961 a 15 de Janeiro de 1962) (Fonte: IGUC e NOAA).

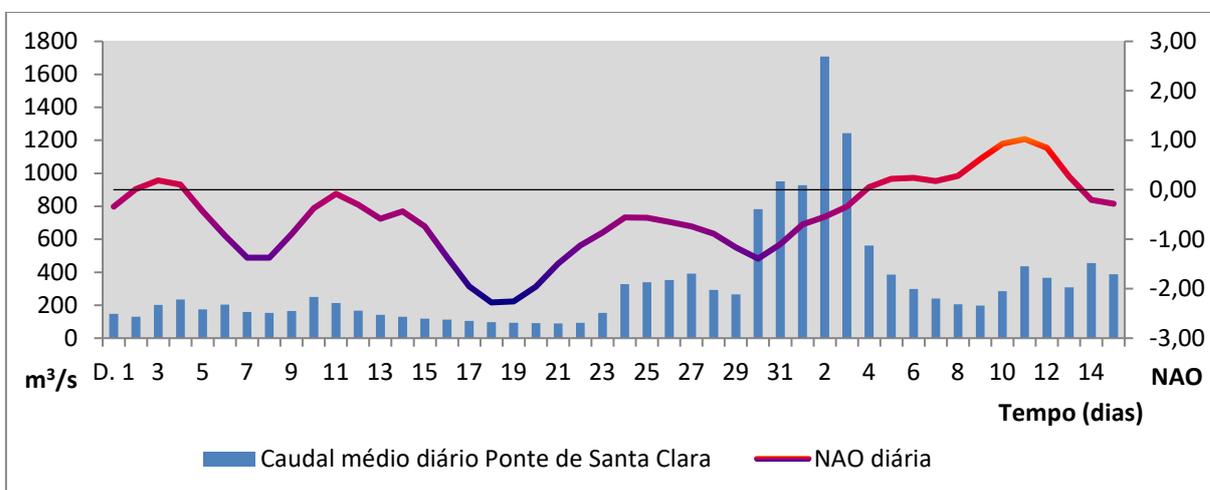
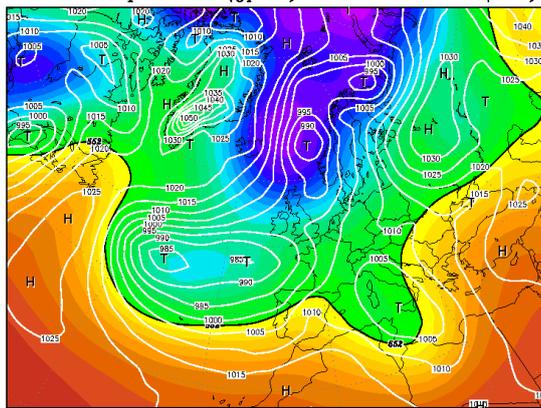


Gráfico XLV – Caudal médio diário registado em Coimbra e Índice NAO diário contemporâneo durante o mesmo período do gráfico anterior (Fonte: SNIRH – INAG e NOAA).

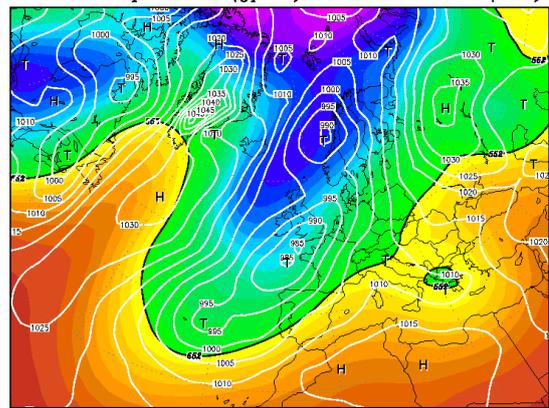
29DEC1961 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

A

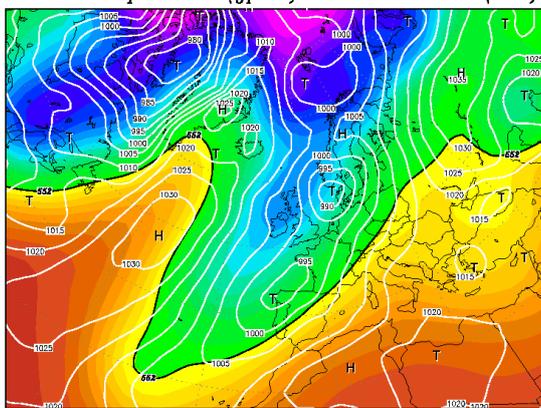
30DEC1961 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

B

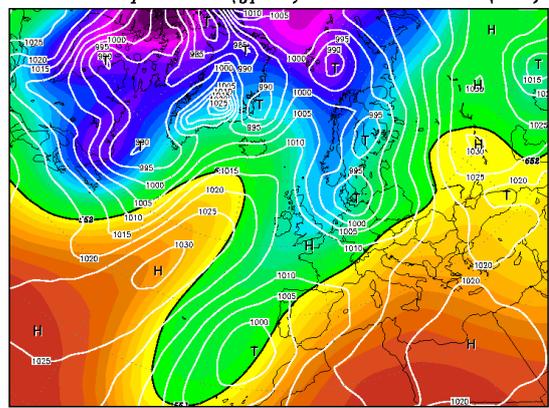
31DEC1961 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

C

01JAN1962 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

D

Fig. 43 – Evolução da situação sinótica à superfície (isóbaras a branco) e em altitude (isoipsas em gradação colorida) na Bacia Atlântica Oriental às 00 UTC entre os dias 29 (A), 30 (B), 31 (C) de Dezembro de 1961 e 1 de Janeiro de 1962 (D) (Fonte: Wetterzentrale a 1 de Março de 2013).



Fot. 1 – Convento de Santa a Clara-a-Velha durante a cheia de 2 de Janeiro 1962 (Fonte: Hilda in PAIVA, 2005).

➤ **Dezembro 2000/ Janeiro de 2001**

O Outono/Inverno de 2000/01 foi caracterizado, ao longo de Novembro e Dezembro, por índices NAO especialmente baixos, com valores de -1.06 e -1.44 respetivamente, a que se associaram precipitações especialmente abundantes com um volume acumulado em Novembro de 231 mm (quase o dobro do normal). Em Dezembro, o volume de precipitação de 303 mm representa duas vezes a precipitação média mensal.

Desta forma, face ao aumento da precipitação que ocorreu a 6 e 7 de Dezembro de 2000, a par já com uma elevada saturação dos solos e níveis freáticos próximos da superfície, os caudais responderam com um primeiro pico de cheia com um volume máximo instantâneo de 1587 m³/s no dia 7 (**Tabela VIII e Gráfico XLVI**).

O segundo pico de cheia surge a 6 de Janeiro (**Gráfico XLVI**) de forma concordante com um novo aumento nas precipitações. O caudal máximo instantâneo atingiu os 1625 m³/s e o médio diário 1385 m³/s (Idem).

Embora com valores da NAO mais próximos do normal (-0.25), o mês de Janeiro registou um volume de precipitação superior em mais do dobro da média do período com 371 mm acumulados. Assim, pouco antes do seu término nos dias 26 e 27 de 2001 regista-se a terceira e mais grave ponta de cheia a par com um novo episódio pluvioso mais intenso (**Gráfico XLVI**) onde o caudal máximo instantâneo foi de 1910 m³/s (**Tabela VIII**).

As três pontas de cheias identificáveis de Dezembro de 2000 a Janeiro de 2001 surgem como resposta quase instantânea à precipitação registada em Coimbra sem qualquer margem de desfasamento. Isto sublinha a elevada velocidade do escoamento das águas meteóricas para os cursos de água, fruto dum período de 26 dias com precipitação em Dezembro e 23 dias em Janeiro. A precipitação acumulada representa, relativamente à “normal” um excedente pluviométrico de 272% em Janeiro e 235% em Dezembro (GANHO, 2002 *cit. in* PAIVA,2005). Para toda a estação Dezembro-Março o volume de precipitação acumulado foi pouco inferior à média anual (de 1108 mm entre os anos hidrológicos 1955/56 e 2011/12) ficando por excecionais 1032 mm. O índice NAO contemporâneo registou um valor muito baixo (-1).

A resposta da precipitação (**Gráfico XLVII**) e dos caudais médios diários (**Gráfico XLVIII**) à NAO diária deste período é um tanto irregular e complicada de se conciliar. No entanto, não é necessário muito esforço para perceber que existe neste caso também uma relação ondulatória entre a NAO e estas variáveis onde, no início do período as cavas correspondem a decréscimos nos valores da precipitação e as cristas a aumentos numa proporcionalidade inversa resultante dum atraso tal como no

caso examinado para as cheias de 1962. O que muda aqui nesta situação é a amplitude atingida pela onda no início de Dezembro que compatibiliza temporariamente a redução do índice NAO com o aumento da precipitação, ocorrendo aqui o primeiro pico de cheia a par com a elevada precipitação. Deste índice mínimo, a NAO inicia a meados de Dezembro um aumento pronunciado para valores positivos em muito pouco tempo, condicionado quase simultaneamente a redução da precipitação que permanece baixa ou mesmo inexistente nalguns dias. Quando o índice NAO descreve outra cava a precipitação volta subir e como a variação neste segundo período é menos pronunciada entre o mínimo que atinge e o novo máximo pouco depois do ano novo, o regresso, os volumes mais elevados de precipitação voltam a ser quase concordantes na inversão de valores.

Durante Janeiro, todavia, os valores mantêm-se um pouco mais altos (que refletem um índice NAO mensal ligeiramente negativo). Desta forma parece que os máximos pluviométricos registados neste mês a serem explicados pela NAO apresentam um atraso considerável de meados para o final do mês. A relação pode não ser muito clara mas, compatibiliza-se com a redução da precipitação em articulação com nova redução do índice no fim do período em análise, após a uma crista de valores elevados nos dias mais pluviosos de Janeiro.

Quanto às condições sinóticas subjacentes aos episódios pluviosos, no primeiro caso, a 6 de Dezembro de 2000 (**Fig. 44A**) vemos uma baixa pressão cavada dominante a Este da Irlanda, exatamente a Sul da Islândia e um anticiclone nas latitudes subtropicais enfraquecido. Tal é compatível com a projeção dum índice NAO negativo, conforme o registado nesta altura. Portugal mais uma vez localiza-se à margem da alçada perturbada dos 500 hPa o que favorece a ocorrência de precipitação frontal elevada tal como ocorre neste dia.

O dia subsequente, o mais pluvioso, marca a progressão meridional dum centro da depressão complexa com o seu centro a Sul da Islândia para NW do território nacional (**Fig.44B**). A proximidade das isóbares testemunha ventos fortes nesse dia e é possível adivinhar a existência de frontogénese na área da Península Ibérica que provocou precipitação elevada em Portugal, uma instabilidade atmosférica no flanco oriental do talvegue da circulação ondulatória à altura geopotencial dos 500 hPa que caracterizou todos os episódios pluviosos que despoletaram as inundações do Mondego em Coimbra nesse ano hidrológico.

Com efeito, a 5 de Janeiro Portugal encontra-se novamente à margem da alçada perturbada em altitude e, claramente condicionado sinoticamente pela depressão complexa centrada a Norte do território nacional à superfície (**Fig.44C**). Tal depressão

dinâmica³³ apresenta isóbaras muito próximas na região localizada sobre Portugal e testemunha ventos fortes e separação de massas de ar termo higrometricamente diferentes, logo frontogénese.

O dia 6 de Janeiro, por seu turno, marcou o momento de precipitação elevada do segundo máximo desse inverno que iria causar um novo pico de cheia. A evolução da circulação sinótica ditou que Portugal se encontrasse à altura geopotencial dos 500 hPa exatamente no eixo do vale depressionário que se configurou (**Fig.44D**). Pelo traçado concordante das isóbaras à superfície de Norte para Sul é quase possível desenhar a localização duma frente com orientação quase meridiana da depressão centrada no Reino Unido até ao Sul de Portugal.

O índice NAO desta altura era ligeiramente positivo o que é concordante com a configuração sinótica com uma depressão a Norte bem cavada e um anticiclone mais forte nas latitudes subtropicais.

Por fim, as últimas situações sinóticas de 26 para 27 de Janeiro (**Fig. 44E e F**) responsáveis pelo episódio pluvioso mais intenso da estação, retratam uma perturbação de Oeste numa circulação quase zonal, no entanto ligeiramente ondulada à altitude geopotencial dos 500 hPa, onde, o eixo deste vale na última carta localiza-se exatamente a oriente do território continental. Esta configuração sinótica é concordante com uma configuração de transporte de tempestades (perturbações à escala sinótica que operam à escala de dias e atravessam o Atlântico Norte) de Oeste para Este e a evolução de ocidente para oriente do eixo numa carta para outra atesta isso.

Com um gradiente meridional de pressão tão pronunciado como o visível nestes últimos cartogramas é perfeitamente normal a projeção dum índice NAO positivo.

A parte de todo o processo na fonte destas inundações, os efeitos do primeiro pico de cheia a 7 de Dezembro causou pequenas inundações no Parque Verde do Mondego, nos Casais onde a água galgou até o dique esquerdo do Canal Principal sendo necessária intervenções de emergência. O elevado caudal do rio Ceira não regularizado combinado com o da Aguieira causou uma situação de inundação inevitável

Nos dias 6 e 7 de Janeiro, por seu turno, a Barragem da Aguieira já possuía 90% do armazenamento em relação ao seu Nível Pleno. A jusante de Coimbra houve inundações pontuais por várias estradas e a própria Ferrovia do Norte sofreu um corte na sua circulação.

³³ Depressão tridimensional, isto é presente à superfície mas, que se estende em altitude .

O pior episódio deste inverno a 26 e 27 de Janeiro causou vários problemas ao longo da planície aluvial e CUNHA, (2002), citado por PAIVA, (2005) refere o limiar do colapso das obras hidráulicas do Baixo Mondego que em regimes regularizados só deveria ocorrerem uma vez em cada mil anos.

A queda anormalmente alta de precipitação num curto espaço de tempo contribuiu de forma decisiva para o aumento pronunciado do escoamento fluvial agravado pelos solos saturados e pelos níveis freáticos mais altos devido à abundância de precipitação ao longo próprio mês/meses precedentes.

Mesmo com 80% da bacia regularizada os quantitativos de precipitação refletiram-se rapidamente no caudal registado no Açude-Ponte que quase duplicou de 26 para 27 de Janeiro (**Gráfico XLVI**). Este aumento em regime natural seria proveniente apenas da precipitação, no entanto, o funcionamento das barragens da Aguieira e das Fronhas não permite explicar sozinho o aumento do caudal. Considerando as descargas da Aguieira, no entanto, com o caudal do Ceira não regularizado podemos perceber este aumento em que a barragem chegou perto do limite de ser galgada (96% da capacidade) e por uma gestão não compatível com o estabelecido pelo plano (SANTOS 2001 *cit. in* PAIVA, 2005) não permitiu a laminação dos caudais de pico de cheia aos 600 m³/s na barragem.

A margem esquerda do Mondego voltou a reviver momentos iguais aos das grandes cheias antes da regularização dos caudais (**Fot. 2**). A jusante de Coimbra várias localidades foram gravemente afetadas.

Mesmo assim, o caudal afluente a Coimbra com o agravamento das descargas da Aguieira e das Fronhas como o Ceira não regularizado entre outros tributários de menor ordem de grandeza seria maior (3000 m³/s) em regime natural, conforme aponta PAIVA, (2005) com base em SANTOS, (2001) que sublinha que o sistema de regularização do Mondego evitou a inundação da baixa da cidade e reduziu o impacto no Baixo Mondego.

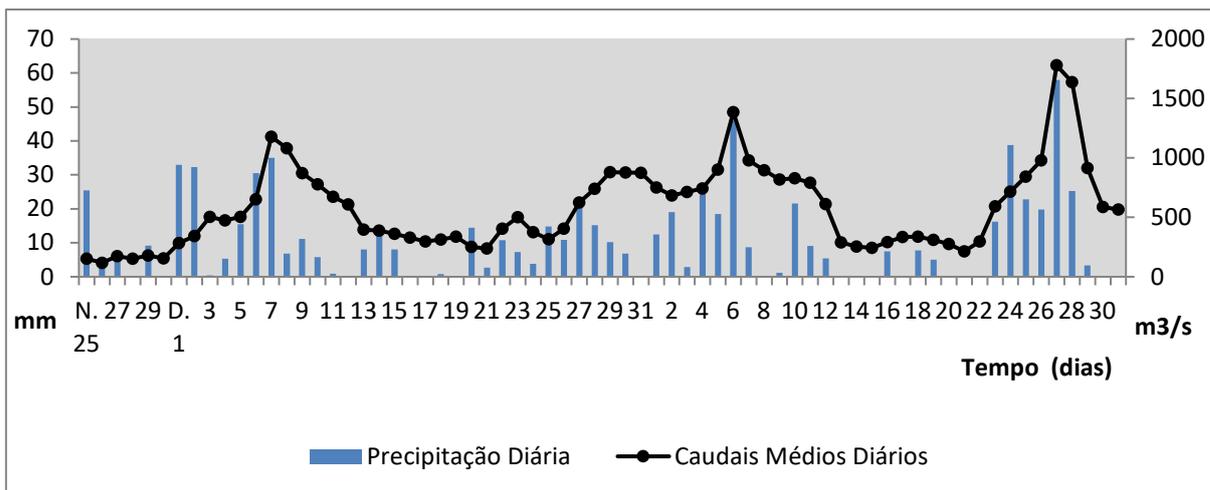


Gráfico XLVI – Precipitação diária e caudal médio diário registado em Coimbra no período de 25 de Novembro de 2000 a 31 de Janeiro de 2001 (Fonte: SNIRH – INAG e IGUC).

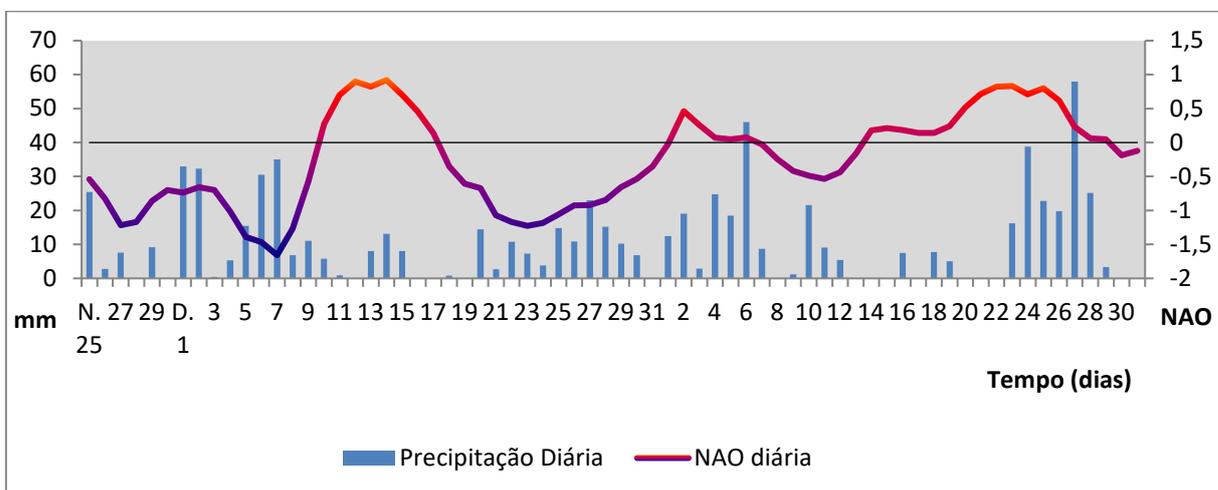


Gráfico XLVII – Precipitação diária registada em Coimbra e Índice NAO contemporâneo no período de 25 de Novembro de 2000 a 31 de Janeiro de 2001 (Fonte: IGUC e NOAA).

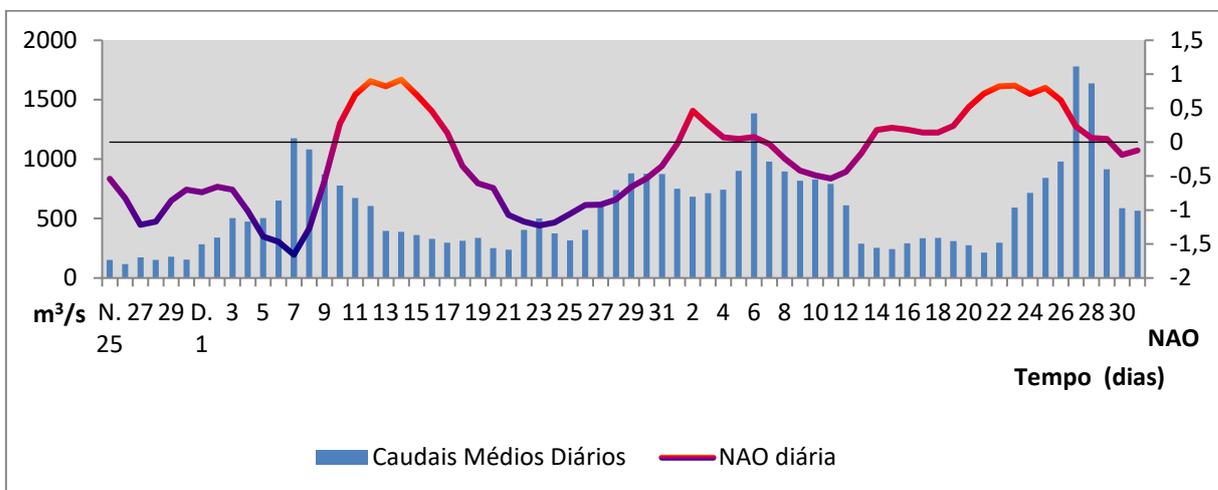
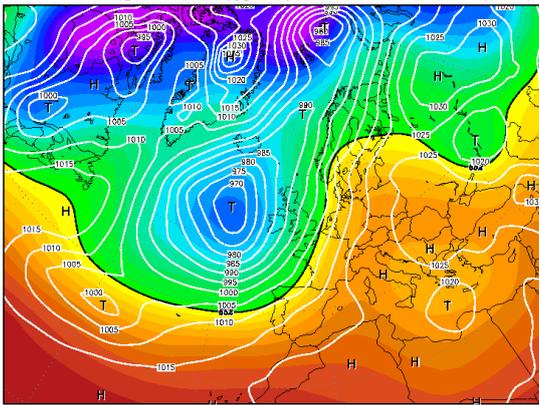


Gráfico XLVIII – Caudal médio diário registado em Coimbra e Índice NAO contemporâneo no período de 25 de Novembro de 2000 a 31 de Janeiro de 2001 (Fonte: SNIRH-INAG e NOAA).

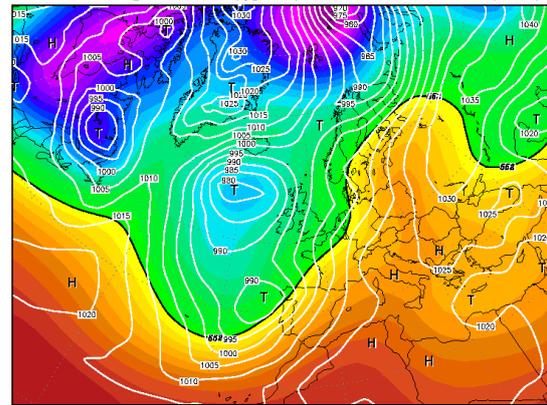
06DEC2000 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

A

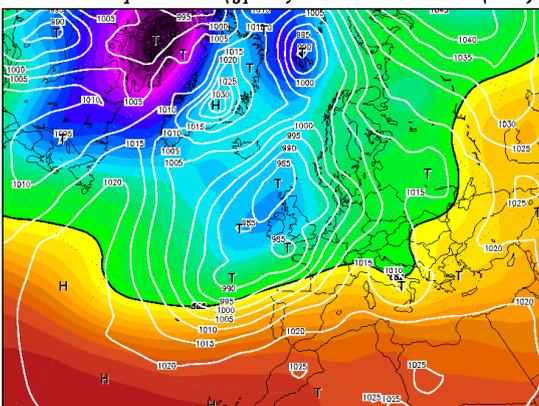
07DEC2000 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

B

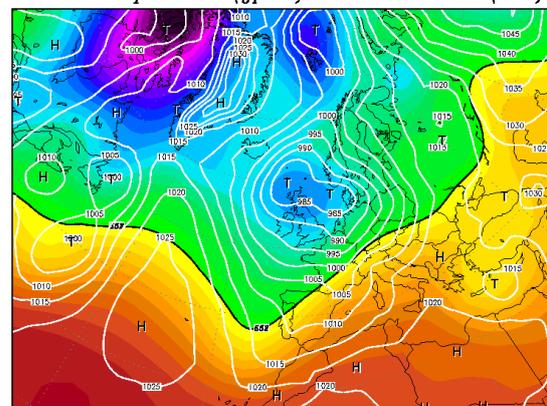
05JAN2001 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

C

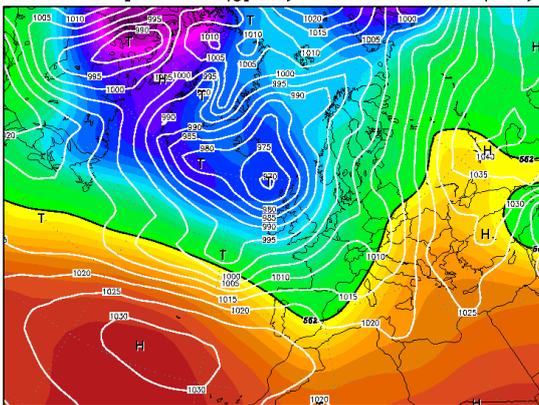
06JAN2001 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

D

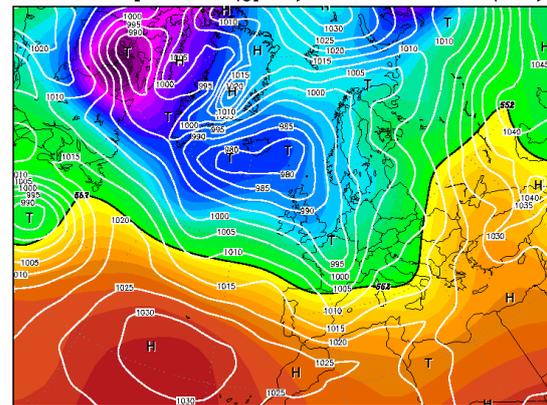
26JAN2001 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

E

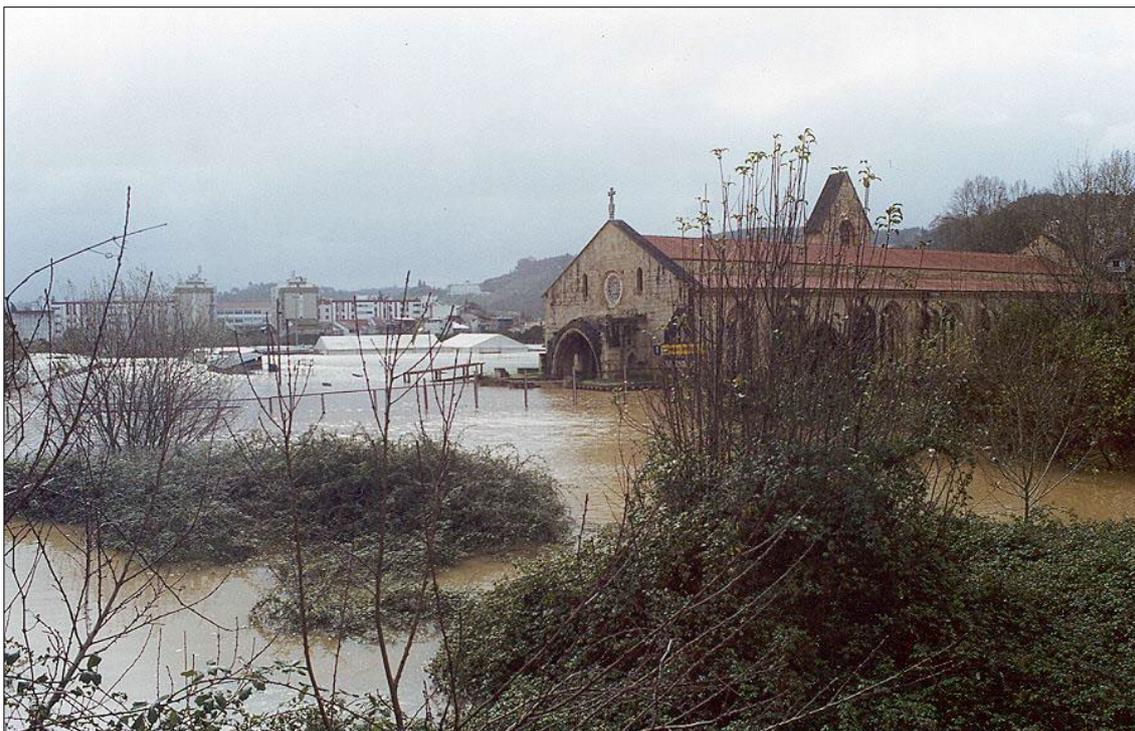
27JAN2001 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

F

Fig. 44 – Evolução da situação sinótica à superfície (isóbaras a branco) e em altitude (isohipsas em gradação colorida) na Bacia Atlântica Oriental às 00 UTC entre os dias 6 (A) e 7 (B) de Dezembro de 2000; entre os dias 5 (C) e 6 (D) de Janeiro de 2001 e entre os dias 26 (E) e 27 (F) de Janeiro do mesmo ano (Fonte: Wetterzentrale a 1 de Março de 2013).



Fot. 2 – Efeitos das cheias de 26/27 de Janeiro de 2001 no convento de Santa a Clara-a-Velha (Inundação) (Fonte: Doutor Lúcio Cunha *in* PAIVA, 2005).

4.4.4 – Algumas ideias sobre a ocorrência de condições de tempo severo em Janeiro de 2013

A par com um índice NAO muito próximo do valor normal (0.17³⁴) o mês de Dezembro de 2012 registou uma precipitação acumulada muito próxima da média de referência em Coimbra³⁵ embora inferior (106 mm face à média 128,8 mm da normal 71-00) no seguimento dum Novembro com NAO baixa (-0.58) com valores de precipitação também muito próximos do normal acumulado mas, superiores em média de dias com precipitação maior ou igual a 1 mm (14 face à média de 10 segundo a normal de referência).

Examinado o comportamento da precipitação acumulada no presente ano hidrológico ao antecedente mês, Outubro, é possível constatar que este foi caracterizado por um índice NAO muito baixo (-2.06) e uma precipitação acima do

³⁴ Os valores utilizados neste ponto foram obtidos através da NOAA como para os valores diários utilizados neste trabalho.

³⁵ Devido aos constrangimentos dos dados utilizados neste último ponto, estes referem-se a Coimbra/Bencanta e se encontra disponíveis nos boletins climatológicos do IPMA.

normal em cerca de 20 mm³⁶, bem como um número de dias com precipitação superior em 3 (13 face aos 10 da normal).

O índice NAO de Janeiro resumiu-se num valor muito próximo do normal mas positivo (0.35) com a precipitação deste mês a ser ligeiramente superior à média (134mm) com Coimbra na classe entre 17-18 dias de precipitação, um valor superior à média, segundo o IPMA que refere que tal ocorreu em todo o território nacional menos no sotavento algarvio.

Estes fatores numa relativa normalidade pluviométrica ao longo dos meses anteriores parecem ter atenuado os efeitos da precipitação especialmente alta registada nesta cidade a 19 de Janeiro de 2013 que provocaram, mesmo assim, pequenas inundações nas margens do rio Mondego sem atingir edifícios a par com um caudal médio diário que alcançou os 746 m³/s (alerta amarelo) no dia 20, um dia depois dos 42,2 mm que foi a precipitação máxima mensal registada.

Embora não tenha sido possível obter dados de precipitação diários, fica a ideia através da análise dos caudais a partir do dia 13 de Janeiro em Coimbra (**Gráfico XLIX**) que do dia 17 em diante (compatível com o descrito sobre o comportamento sinótico mensal no IPMA que relata precipitação a partir do dia 16) os caudais aumentam para perto dos 200 m³/s, alcançando os 542 m³/s no dia 19 e permanecendo com uma manutenção superior aos 600 m³/s até ao dia 25, pelo que se presume continuidade de precipitação de forma mais ou menos abundante. Depois do dia 26 os valores descem abaixo dos 400 m³/s mas permanecem superiores a 200 m³/s até ao final do mês.

A análise do índice NAO diário face aos caudais médios diários registados em Coimbra no período demonstrado no **Gráfico XLIX** não permite qualquer observação conclusiva, no entanto, se enquadrarmos este comportamento com as ondulações registadas no índice num período mais longo podemos deduzir um atraso da resposta às ondulações em relação à precipitação e conseqüentemente dos caudais – referindo que o aumento dos valores da NAO no início de Fevereiro não se repercutiu em reduções dos caudais abaixo dos 100 m³/s exceto a partir de meados do mês, altura em que os caudais sofrem decréscimo pronunciado mas os índices diários da NAO também (ver **Fig. 45** para tendência recente da NAO).

³⁶ Embora o IPMA use nesta comparação os valores de Coimbra/Cernache face à normal em Coimbra/Bencanta.

Todavia a abordagem anterior não garante uma explicação absoluta dos factos, vistos os caudais dum rio regularizado não responderem apenas aos ritmos pluviométricos atmosféricos.

As condições sinóticas vigentes, resumidas no “Boletim Climatológico Mensal” do IPMA dão conta que no período compreendido entre 16 e 27 de Janeiro houve estabelecimento duma corrente muito forte de Oeste com passagem de perturbações frontais de atividade forte a moderada, condições a que se associou precipitação, por vezes fortes especialmente no NW do país. O mesmo documento acrescenta ainda que no contexto desta corrente de Oeste nos dias 18 e 19 (visível aqui nas **Fig. 46 A e B** respetivamente), uma depressão centrada Oeste da Corunha (a partir das 12 UTC) a 18 sofreu um processo de cavamento rápido (designado por ciclogénese explosiva) vindo a centrar-se às 07 UTC do dia 19 em Viana do Castelo com uma pressão mínima no seu centro de ação barométrica de 968 hPa (processo também visível nas imagens 00 UTC do dia 18 para o dia 19 apresentadas). Este cavamento rápido significou uma descida de 28 hPa neste campo barométrico. No dia 20 (**Fig. 46 C**) esta depressão encontra-se centrada muito mais a Este no Sul de França a par dum menor cavamento concordante com o aumento da dimensão do talvegue depressionário que ela se encontra em altitude.

Os maiores estragos desta situação ficaram mesmo a cargo da velocidade do vento que no mesmo dia em que ocorreu a precipitação mais elevada neste mês chegou a rajadas máximas de 102,6 Km/h em Coimbra que pode ser classificada ao longo do país como uma situação de temporal de vento muito forte a excepcionalmente forte. A precipitação ocorreu duma forma contínua da tarde de 18 para a manhã/noite do dia 19 e as inundações na localidade de Cabouco, às margens do rio Ceira, um dos principais afluentes do Mondego foram significativas (**Fot. 3**).

Os efeitos desta condição sinótica foram um pouco visíveis ao longo do país e obviamente no território de Coimbra (**Fot. 3,4,5 e 6**). Este facto leva-nos a tentar perceber a ligação com a NAO.

Já está largamente documentada que a fases NAO caracterizadas por índices positivos associa-se aumento de correntes de Oeste a par do maior gradiente barométrico que causa assim ventos mais fortes à superfície, no entanto, tal costuma restringir-se a latitudes mais setentrionais havendo uma proporcionalidade inversa para as nossas latitudes em que índices NAO negativos favorecem situações depressionárias com ventos mais intensos com maior frequência. O índice NAO de Janeiro reflete, porém, valores muito próximos do normal, elucidando assim uma

circulação na bacia do Atlântico Norte muito simétrica. E com base nesta simetria que podemos encontrar a justificação desta situação, uma vez que, com um *jet stream* muito mais deslocado para Sul, o processo de cavamento decorrente do dia 18 para o dia 19 conotou duma maior facilidade para este campo depressionário atingir Portugal continental, processo que ocorre a par com as ligeiras ondulações que se refletem na alternância do índice NAO (rever Fig. 45).

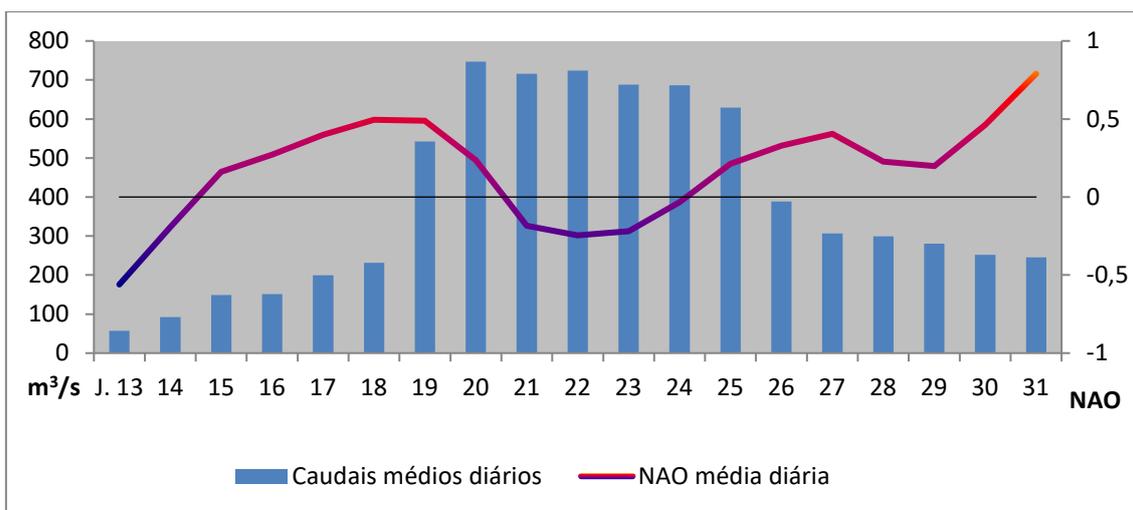


Gráfico XLIX – Caudal médio diário registado em Coimbra e Índice NAO contemporâneo no período de 13 a 31 de Janeiro de 2013 (Fonte: SNIRH-INAG e NOAA).

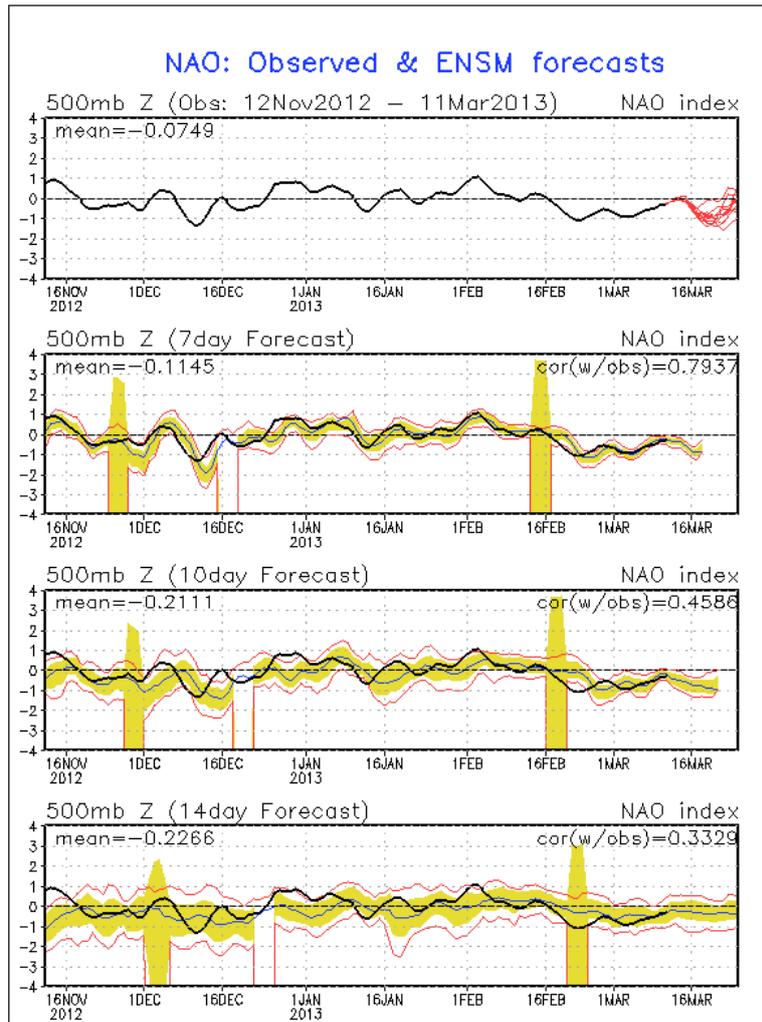
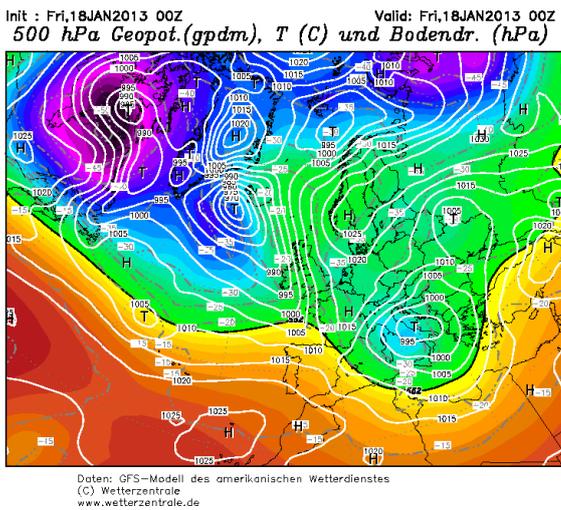
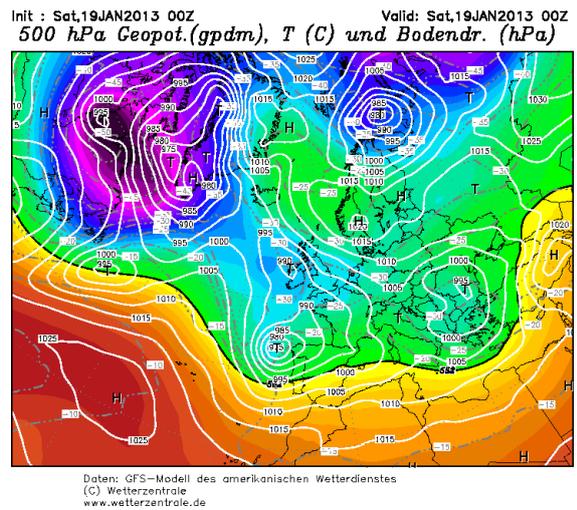


Fig. 45 – Evolução e previsão “ensemble” do índice NAO diário no período de Novembro a Março (Fonte: NOAA a 12 de Março de 2013).



A



B

Capítulo IV – Rios em Estudo: Regime Fluvial Associado aos Ritmos Pluviométricos – Ligação com a NAO sob o ponto de vista dos Riscos Climato-hidrológicos

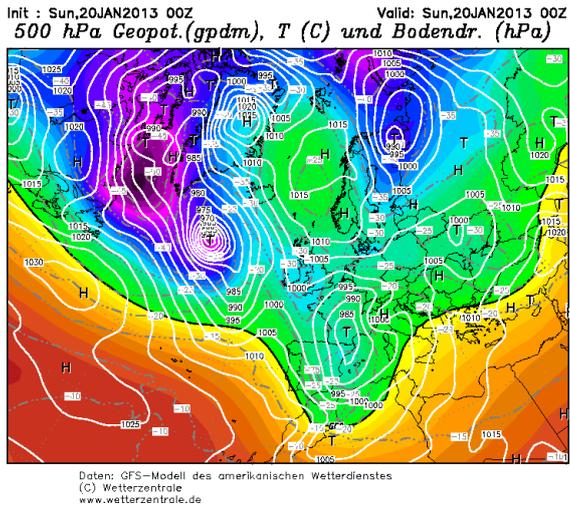


Fig. 46 - Evolução da situação sinótica à superfície (isóbaras a branco) e em altitude (isoípsas em gradação colorida) na Bacia Atlântica Oriental às 00 UTC entre os dias 18 (A), 19 (B) e 20 (C) de Janeiro de 2013 (Fonte: Wetterzentrale a 1 de Março de 2013).



Fot. 3 – Efeitos das cheias de 19/20 de Janeiro de 2013 em Cabouco, bacia do Ceira (Fonte: Maria Adelina Silva in “Diário As Beiras Online” consultado a 2 de Março de 2013).



Fot. 4 – Efeitos das cheias de 19/20 de Janeiro de 2013 no Parque Verde do Mondego (margem Norte) (Fonte: Rui Sousa in “Diário As Beiras Online”)



Fot. 5 – Efeitos das cheias de 19/20 de Janeiro de 2013 no Parque Verde do Mondego (margem Sul) (Fonte: *Idem*).



Fot. 6 – Efeito dos ventos fortes no arranque de árvores na freguesia de Almalaguês, município de Coimbra na sequência do temporal de 19 de Janeiro de 2013 (Fonte: Elsa Pires in "*Diário das Beiras Online*").

Capítulo V – Discussão de Resultados

5.1 – Do Impacto da NAO nos ritmos pluviométricos e regimes fluviais Interanual e Sazonalmente

➤ Nota Final Sobre o Impacte no Vouga e Mondego

A alternância espacial do máximo da atividade da atividade sinótica nas depressões migratórias ligada com as modificações exercidas pelas fases da NAO condiciona fortemente a precipitação que ocorre no território continental (TRIGO *et al.*, 2002b). Estas mudanças criam diferenças importantes no fluxo médio e na tempestuosidade que se refletem em relevantes desigualdades espaciais no transporte e cobertura da humidade atmosférica que condicionam assim o padrão espacial da evaporação e precipitação sobre a bacia atlântica norte (HURRELL, 1995a; DICKSON *et al.*, 2000; HURRELL e DESER, 2009).

Com efeito, uma importante anomalia na precipitação se origina sobre a Península Ibérica que atinge o seu máximo no quadrante Oeste precisamente na localização geográfica que constitui Portugal (TRIGO *et al.*, 2004). Durante invernos caracterizados por índices NAO muito elevados (>1.0) a diferença no campo da anomalia da taxa da precipitação atinge valores extremamente negativos numa proporcionalidade extremamente significativa entre o aumento deste índice e a redução da precipitação. Se a avaliação for feita sob o ponto de vista do outro pólo (índices NAO muito negativos <-1.0) a diferença no campo da anomalia da taxa de precipitação alcança valores muito positivos, numa correspondência elevada entre a redução do índice NAO e o aumento da precipitação.

Uma infinidade de variáveis ligadas com a precipitação aparece correlacionada com as mudanças implementadas pela NAO. Dentre elas os caudais, visto que a pluviosidade é a principal fonte do volume que tomam. Alguns autores já chegaram a esta conclusão para os rios ibéricos (TRIGO *et al.*, 2002ab; LORENZO-LACRUZ *et al.*, 2011). Os rios Vouga e Mondego no seu ponto de avaliação não são exceção a esta regra, sendo mesmo condicionados pela NAO anualmente a um nível de significância por vezes de 90 ou 95% a par com o domínio direto desta na precipitação. Se nos resumirmos apenas no período mais pluvioso do ano de Dezembro a Março este condicionamento é ainda maior com correlações fortemente negativas muito significativas em ambas as bacias.

De facto o aumento do índice NAO para níveis apenas elevados (>0.5), numa forma média representa sempre um decréscimo muito significativo na precipitação

invernal e no caudal médio desta estação. No Mondego no entanto, esta diferença tornou-se menor com a regularização do caudal a partir da década de 80, a par com a perda do poder explicativo da precipitação sobre este. Todavia, este facto é ainda mais claro durante o Verão.

A redução do índice NAO para valores baixos (<-0.5) significa um aumento médio da precipitação em valores significativos para ambas as bacias, bem como no caudal médio invernal. O Mondego responde dessa forma mesmo depois da regularização do seu caudal, testemunhando que os valores mais avultados de precipitação são mais difíceis de serem controlados.

A importante afetação da pluviosidade, logo, do comportamento hidrológico do Vouga e do Mondego pela NAO no inverno imprime modificações de ordem tal que estas por vezes se estendem ao longo do ano, visível na avaliação da precipitação acumulada e nos caudais médios dos anos hidrológicos face ao índice NAO correspondente.

Ao longo do ano, por sua vez, a NAO que exerce um domínio vincado nos trimestres de Dezembro-Fevereiro e Janeiro-Março explica muito menos da variabilidade atmosférica na Primavera e uma percentagem ainda menor no Verão. No Outono, esta explicação volta a subir. Isto é semelhante em ambas as bacias, sendo que no caso do Mondego, após a regularização deve-se assinalar a quase insensibilidade deste à NAO estival mesmo esta estando associada a níveis mínimos de precipitação atmosférica.

Do enunciado neste ponto a par com os resultados alcançados neste estudo, será legítimo afirmar então que a NAO é o principal modo de variabilidade atmosférica a afetar os ritmos pluviométricos anuais e sazonais nas bacias do Vouga e no Mondego, logo nos seus regimes fluviais às mesmas escalas temporais.

5.2 – Da Relevância da NAO na manifestação de riscos climato-hidrológicos

➤ Nota Final Sobre a Relevância no Vouga e no Mondego

A ocorrência de cheias que provocam inundações nos cursos de água portugueses está enquadrada nas características do registo climático mediterrâneo (REBELO, 2001). Para que tais processos se despoletem, na generalidade é necessário um ou vários episódios de elevada pluviosidade, bem como pluviosidade abundante.

A maior parte dos processos de cheias que causaram inundações no Vouga e no Mondego nos setores analisados a partir dos dados das estações hidrométricas e meteorológicas em questão ocorreram a par de índices NAO baixos a muito baixos. Os caudais máximos anuais excepcionais coincidem estritamente com índices NAO especialmente reduzidos no conjunto da estação invernal boreal estendia (Dezembro-Março).

A NAO assume então uma importância preponderante na manifestação de riscos climato-hidrológicos nas bacias em análise, com uma tendência para a concentração dos volumes de precipitação mais elevados em invernos com NAO negativos. No entanto, processos de cheia e inundações a par com índices NAO positivos estacionais podem ocorrer mesmo quando estes assumem valores elevados pois um índice NAO elevado não significa a não ocorrência de configurações sinóticas com sistemas capazes de provocar precipitação intensa à escala sinótica que são os que acumulam a maior percentagem da explicação da precipitação no país. Tal é também aplicado para índices NAO negativos perto do normal.

Por outro lado, para que os processos de cheias tomem contornos de grande magnitude para que se cause inundações de elevada severidade, um simples episódio pluvioso intenso pode não ser o suficiente. O condicionamento da NAO opera então primordialmente como contributo para uma precipitação abundante ao longo de vários dias ou meses que ao observar precipitação intensa despoleta processos de cheias fluviais capazes de provocar amplas inundações tal como ocorreu com os meses anteriores ao Janeiro de 1962 que observaram índices NAO baixos embora o Janeiro tenha se afigurado positivo e com precipitação acumulada ligeiramente abaixo da média, conforme o relatado na análise destas cheias neste estudo.

O Inverno de 2000/01 apresentou características pluviométricas positivas extremamente anómalas a par de índices NAO negativos extremamente baixos a baixos a nível mensal antes da ocorrência da principal cheia causadora de inundações, em Janeiro, embora nesse mês o índice NAO fosse perto do normal.

Será correto afirmar que a NAO, a par com os resultados desta investigação condiciona numa forma bastante determinante a manifestação de riscos climato-hidrológicos nas bacias em estudo. Tal ocorre através dos volumes de precipitação devido à promoção de recorrência de configurações sinóticas perturbadas em Portugal projetadas em índices negativos. Esta projeção ocorre fundamentalmente a nível da estação pluviosa (Dezembro-Março) mas tem uma íntima ligação com os índices registados mensalmente e, em último lugar, diariamente, sendo que estes últimos parecem se repercutir na precipitação com um atraso típico, retratando uma dinâmica ondulatória característica dum mês/estação com NAO negativa.

5.3 – Limitações do Estudo e Trabalhos Futuros

Uma relação estatística linear entre vários valores pode significar correlação estatística por vezes forte. No entanto, tal não significa que de facto haja uma relação causal no mundo real. Tal constitui a principal limitação deste estudo que se alicerça grandemente numa base de análise de relações lineares entre a NAO e o comportamento pluviométrico e hidrológico das áreas em estudo.

Adicionalmente, cria um constrangimento neste estudo os dados utilizados que nem sempre são os ideais a nível de quantidade e por vezes até de qualidade. Igualmente, a utilização de dados referentes a estações estáticas no espaço limita a extrapolação dos resultados para uma área tão ampla como a duma bacia hidrográfica ou até mesmo dum setor dela. A não avaliação completa da influência dos condicionalismos geográficos locais também limita a pertinência dos resultados alcançados.

Ainda no eixo das limitações do estudo cite-se ainda o desconhecimento que subsiste do fenómeno NAO à luz do conhecimento científico atual que reduz assim a possibilidade de concordância de resultados que podem parecer incompatíveis com este nos dias correntes.

Combinando as limitações e os trabalhos futuros a partir do presente refira-se que seria interessante analisar na mesma perspetiva realizada nesta tese outros processos de riscos climato-hidrológicos nas bacias aqui examinadas e até em outras estabelecendo na sequência ligações entre elas. Isto constitui uma falha nesta investigação pois tal ajudaria a perceber de forma mais clara a influência da NAO na manifestação destes riscos.

Em trabalhos futuros seria interessante também a utilização de mais dados e numa maior diversidade de variáveis, especialmente das dinâmicas para as avaliações aqui executadas, bem como o recurso à análise computadorizada através de

algoritmos complexos capazes de demonstrar com maior clareza as ligações entre o fenómeno NAO e os elementos da natureza condicionados por este.

Remate Conclusivo

A NAO é o principal modo de variabilidade atmosférico do setor Norte Atlântico. Duma forma consonante com a precipitação os caudais dos rios ibéricos estão correlacionados significativamente com a NAO, especialmente durante o inverno em que a NAO explica a maior percentagem da variabilidade atmosférica na bacia atlântica (HURRELL *et al.*, 2001; HURRELL e DESER, 2009; TRIGO *et al.*, 2002ab, 2004; LORENZO-LACRUZ *et al.*, 2011). O domínio da NAO é de tal ordem em estações invernais que quando esta regista índices elevados/baixos, as modificações nos ritmos pluviométricos repercutem-se ao longo de todo o ano (TRIGO *et al.*, 2002ab e 2004 e relatado neste trabalho).

Através da promoção dum aumento/redução da precipitação a NAO condiciona a ocorrência de cheias e inundações no Vouga e no Mondego em fases negativas/positivas. Pode-se falar mesmo dum/a aumento/redução da probabilidade estacional de ocorrência destes processos em conformidade com um índice NAO baixo/alto.

Atualmente ainda não existem modelos capazes de captar a evolução estacional do índice NAO e assim, da precipitação esperada para poder melhorar a gestão dos dispositivos de emergência nas áreas frequentemente afetadas por inundações, como o Baixo Mondego especialmente antes da regularização dos caudais. No entanto investigação nesta área está a ser desenvolvida (BLADÉ *et al.*, 2011).

Por constituírem um fenómeno altamente condicionado pela sazonalidade (limitando-se ao semestre invernal Novembro-Abril) as cheias que causam inundações são já bem conhecidas pela população que se adapta conforme percebe o aumento da probabilidade temporal de ocorrência delas. Mas, à luz das possibilidades atuais e mesmo com todos os desenvolvimentos tecnológicos para a previsão, prevenção e evacuação em episódios de cheia e inundação, uma questão fundamental sobressai neste contexto. É este o correto planeamento e ordenamento do território?

A perceção desta necessidade em Portugal parece ter ocorrido com a mudança na política pública após aos efeitos nefastos duma inundação que causou 462 mortos (segundo o EM -DAT) e mais alguns milhares de afetados a 29 de Novembro de 1967 na região de Lisboa. E embora se sabia que a entrada de Portugal na União Europeia tenha levado a uma mudança no paradigma de abordagem do planeamento e ordenamento do território, e neste caso particular para com este tipo de fenómeno, após ao evento de Novembro de 1967 alguns alcanços louváveis já haviam sido realizados sob o ponto de vista legislativo devido à aprendizagem que os vários atores

sociais obtiveram com este acontecimento centralizador, como por exemplo o a promulgação do Decreto-lei nº. 468/71 de 5 de Novembro, modificado pelo DL nº. 89/87 de 26 de Fevereiro em que se institui o regime jurídico dos terrenos do domínio público hídrico.

Atualmente, vários diplomas legais legislam condicionalismos na utilização de terrenos com deficiente drenagem de águas pluviais. O mais extenso e melhor exemplo deste tipo de terreno são as planícies aluviais. No entanto, embora a severidade das cheias sob o ponto de vista do número de mortos causados com caudais às vezes até mais elevados que anteriormente tenha reduzido significativamente nos últimos anos, testemunhando uma melhoria nos mecanismos de proteção civil, os prejuízos resultante delas não (EM-DAT). Assim, acredita-se que mais que a legislação que regula as áreas mais suscetíveis de ocorrerem inundações que restringe, por exemplo a construção em leitos de cheia, a execução destas leis para um melhor e correto ordenamento do território tem que ocorrer. Um simples olhar sobre o território das bacias do Vouga e Mondego permite compreender que o Ordenamento do Território destas áreas está muito longe do ideal. No entanto, sublinhe-se que o ordenamento do território deve obedecer ao planeamento do território, assim os dois deviam andar numa conformidade adequada à realidade das inundações das áreas frequentemente afetadas por estes processos.

A recente tendência da evolução da NAO que tem vindo a tentar ser compatibilizada com as tão faladas alterações climáticas, mas que ainda não se chegou a nenhum resultado efetivamente conclusivo, devia ser incorporada com os estudos climato-hidrológicos dos Planos Integrados de Gestão das Bacias Hidrográficas, mais precisamente no Eixo da Avaliação e Gestão dos Riscos de Inundações. O conhecimento deste modo de variabilidade, independentemente dos seus forçamentos naturais ou antropológicos apresenta efeitos reconhecidos que foram confirmados nesta investigação. Desta forma a inclusão das informações desta Oscilação Norte Atlântica na melhoria da gestão das águas fluviais parece pertinente e eficaz, especialmente com os desenvolvimentos recentes para a melhoria dos dispositivos de emergência de aviso à população, bem como de redução de prejuízos económicos avultados resultantes de processos de cheias que causam inundações.

Referencias Bibliográficas

Dados Bibliográficos

- ❖ ADMINISTRAÇÃO DA REGIÃO HIDROGRÁFICA DO CENTRO (2001) – Plano da Bacia Hidrográfica do Vouga (www.arhcentro.pt).
- ❖ ADMINISTRAÇÃO DA REGIÃO HIDROGRÁFICA DO CENTRO (2012) – Plano de Gestão das Bacias Hidrográficas dos rios Vouga, Mondego e Lis Integrados na Região Hidrográfica 4 (PGBH). Parte 2 – Caracterização Geral e Diagnóstico. Ministério da Agricultura, Mar, Ambiente e Ordenamento do Território (www.arhcentro.pt).
- ❖ ALEXANDERSSON H.; SCHMITH, T.; IDEN, K. e TUOMENVIRTA, H. (1998) - Long-term variations of the storm climate over NW Europe. *The Global Ocean Atmosphere System*, 6: 97–120.
- ❖ ALMEIDA, A. C.; SOARES, A. F.; CUNHA, L. e MARQUES, J. F. (1990) – “Proémio ao estudo do Baixo Mondego”. *Biblos*, Vol. LXVI, Universidade de Coimbra, Coimbra, pp. 17-47.
- ❖ ALMEIDA, A. C.; SOARES, A. F.; SANTOS, J.G.; CUNHA, L. e TAVARES, A. (2000) - O “sentir” da população sobre a transformação dos campos do Baixo Mondego, *Cadernos de Geografia*, nº19, Coimbra, pp.19-41.
- ❖ AMBAUM, M. H. P. e HOSKINS, B. J. (2002) - The NAO troposphere-stratosphere connection. *J. Climate*, 15: 1969–1978.
- ❖ AMBAUM, M. H. P., HOSKINS, B. J. e STEPHENSON, D. B. (2001) – Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Climate*, 14: 3495–3507.
- ❖ AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY (2013) – Glossary of Meteorology (glossary.ametsoc.org).
- ❖ BALDWIN, M. P. e DUNKERTON, T. J. (1999) - Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*: 104, 30937–30946.
- ❖ BALDWIN, M. P. e DUNKERTON, T. J. (2001) - Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294: 581–584.
- ❖ BALDWIN, M. P.; CHENG, X e DUNKERTON, T. J. (1994) - Observed correlations between winter-mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies. *Geophys. Res. Lett.*, 21: 1141–1144.
- ❖ BARNETT, T. P. (1985) - Variations in near-global sea level pressure, *J. Atmos. Sci.*, 42: 478–501.
- ❖ BARNSTON, A. G.; LIVEZEY, R. E. (1987) – Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 1083-1127.

- ❖ BARSUGLI, J. J. e BATTISTI, D. S. Battisti (1998) -The basic effects of atmosphere-ocean thermal coupling on midlatitude variability. *J. Atmos. Sci.*, 55: 477–493.

- ❖ BLACK, R. X. (2002) -Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic Oscillation. *J. Climate*, 15: 268–277.

- ❖ BLADÉ, I.; LIEBMANN, B.; FORTUNY, D. e VAN OLDENBORGH, G. J. (2011) – Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in the Mediterranean region. *Clim. Dyn.* DOI: 10.1007/s00382-011-1195-x.

- ❖ BORREGO, C. e GONÇALVES, A. P. (1996) - Poluição Urbana e Industrial no Baixo Vouga. Seminário – A bacia do Vouga e os seus recursos: Que desafios? Associação dos Amigos do Rio Vouga. Aveiro.

- ❖ CAPOTONDI, A. e HOLLAND, W. R. (1997) - Decadal variability in an idealized ocean model and its sensitivity to surface boundary conditions. *J. Phys. Oceanogr.*, 27: 1072-1093.

- ❖ CARLETON, A. M (2003) – Atmospheric teleconnection involving the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.*, 108, 8080, doi: 10.1029/2000JC000379, C4.

- ❖ CARLETON, A. M. (2008) – Updated information on the teleconnection for the international Antarctic weather forecasting handbook: ipy2007-08. Supplement contribution relevant to chapter 2, An Overview of the Meteorology and Climatology of the Antarctic (consultado a 08/7/2012).

- ❖ CASSOU, C. (2001c) - Role de l’ocean dans la variabilite basse frequence de l’atmosphere sur la region Nord Atlantique-Europe. Dissertação de doutoramento, Universidade de Paul Sabatier, Toulouse, França, 280 pp.

- ❖ CASSOU, C. e TERRAY, L. (2001a) - Oceanic forcing of the wintertime low frequency atmospheric variability in the North Atlantic European sector: a study with the ARPEGE model, *J. Climate*, 14: 4266–4291.

- ❖ CASSOU, C. e TERRAY, L. (2001b) - Dual influence of Atlantic and Pacific SST anomalies on the North Atlantic/Europe winter climate. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 3195–3198.

- ❖ CASSOU, C.; TERRAY, L.; HURRELL, J.W. e DESER, C. (2004) - North Atlantic winter climate regimes: spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *J. Climate* 17: 1055–1068.
- ❖ CHIANG, J. C. H.; KUSHNIR, Y. e GIANNINI, A. (2002) – Deconstructing Atlantic intertropical convergence zone variability: Influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2000JD000307.

- ❖ CHIANG, J. C. H.; KUSHNIR, Y. e ZEBIAK, S. E. (2000) – Interdecadal changes in eastern Pacific ITCZ variability and its influence on the Atlantic ITCZ. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 3687–3690.

- ❖ COBA (1975) - Aproveitamento Hidráulico da Bacia do Vouga. Plano Geral: Estudo Prévio. Volume XIII. Síntese. Direcção Geral dos Serviços Hidráulicos, Portugal.
- ❖ COOK, E. R. (2003) - Multi-proxy reconstructions of the North Atlantic Oscillation (NAO) index: A critical review and a new well-verified winter index reconstruction back to AD 1400. . The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph 134. The American Geophysical Union, Washington.*

- ❖ CUBASCH, U. e co-autores (2001) - Projections of future climate change, *in Climate Change 2001, The Scientific Basis*, J. T. HOUGHTON, Y. DING, D. J. GRIGGS, M. NOGUER, P. J. VAN DER LINDEN and D. XIAOSU, Eds., pp. 525–582, Cambridge Univ. Press (2001).

- ❖ CULLEN, H. e DEMENOCAL, P. B. (2000) - North Atlantic influence on Tigris-Euphrates streamflow. *Int. J. Climatol.*, 20: 853–863.
- ❖ CUNHA, L. e DIMUCCIO, L. (2002) – Considerações sobre riscos naturais num espaço de transição. Exercícios cartográficos numa área a Sul de Coimbra. *Territorium*, Coimbra, 9, pp. 37-51.
- ❖ CUNHA, L.; SOARES, A. F.; TAVARES, A. e MARQUES, J. F. (1999) – “O ‘juízo’ geomorfológico de Coimbra. O testemunho dos depósitos quaternários”. *Cadernos de Geografia (Actas do Primeiro Colóquio de Geografia de Coimbra)*, Coimbra, pp. 15 – 26.
- ❖ CUNHA, P. P. (2002) – “Vulnerabilidade e risco resultante da ocupação de uma planície aluvial – o exemplo das cheias do rio Mondego (Portugal Central), no Inverno 2000/2001”. *Territorium*, 9, Edições Minerva, Coimbra, pp. 13-35.

- ❖ CZAJA A. e FRANKIGNOUL C. (2002) - Observed impact of North Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 15: 606–623.
- ❖ CZAJA, A., ROBERTSON, A. W. e HUCK, T. (2003) - The role of Atlantic ocean-atmosphere coupling in affecting North Atlantic Oscillation variability. *The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. Geophysical Monograph 134. The American Geophysical Union*, Washington.

- ❖ DAI, A.; FUNG, I.Y. e DEL GENIO, A.D. (1997) - Surface observed global land precipitation variations during 1900–88. *J. Climate* 10: 2943–2962.

- ❖ DAUPHINÉ, A. (2001) – Risques et catastrophes. Observer, spatialiser, comprendre, gérer. Armand Colin, Paris. 288 p.

- ❖ DESER, C. (2000) - On the teleconnectivity of the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 779–782.

- ❖ DESER, C.; WALSH, J. E. e TIMLIN, M. S. (2000) - Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *J. Climate*, 13: 617–633.

- ❖ DEWEAVER, E. e NIGAM, S. (2000) – Zonal-eddy dynamics of the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 13: 3893-3914.

- ❖ DICKSON, R.R.; OSBORN, T.J.; HURRELL, J.W.; MEINCKE, J.; BLINDHEIM, J.; ÅDLANDSVIK, B.; VIGNE, T.; ALEKSEEV, G. e MASLOWSKI, W. (2000) - The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *J. Climate* 13: 2671–2696.

- ❖ DOMMENGET, D. e LATIF, M. (2002) - A cautionary note on the interpretation of EOFs. *J. Climate*, 15: 216-225.
- ❖ DRINKWATER, K.F.; BELGRANO, A.; BORJA, A.; CONVERSI, A.; EDWARDS, M.; GREENE, C.H.; OTTERSEN, G.; PERSHING, A.J.; WALKER, H. (2003) - The response of marine ecosystems to climate variability associated with the North Atlantic Oscillation. *In: HURRELL, J.W., KUSHNIR, Y., OTTERSEN, G., VISBECK, M. (Eds.), The North Atlantic Oscillation, Climatic Significance and Environmental Impact. AGU Geophys. Monogr.*, vol. 134, pp. 211–234.

- ❖ ELSNER, J. B. e KOCHER, B. (2000) - Global tropical cyclone activity: A link to the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 129–132.

- ❖ ELSNER, J. B.; JAGGER, T. e NIU, X. F. (2000) - Changes in the rates of North Atlantic major hurricane activity during the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 1743–1746.

- ❖ ENFIELD, D. B. e MAYER, D. A. (1997) - Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 102: 929–945.

- ❖ ESBENSEN, S. K. (1984) - A comparison of intermonthly and interannual teleconnections in the 700 mb geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 112: 2016 – 2032.

- ❖ ESTEBAN-PARRA M.J.; RODRIGO F.C. e CASTRO-DÍEZ, Y. (1998) - Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880–1992. *International Journal of Climatology* 18: 1557–1574.

- ❖ FARIA, J. M. R e MACHADO, M.J. S. (1976) - Contribuição para o estudo hidroclimatológico da bacia hidrográfica do rio Vouga. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Ministério dos Transportes e Comunicações

- ❖ FBO; HLC *et al.* (1999) - Plano da Bacia Hidrográfica do Rio Vouga. Lisboa.

- ❖ FBO; HLC; DRENA; PROFABRIL; CHIRON e AMBIO (1998) – Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Vouga. 1ª Fase, Análise e Diagnóstico da Situação de Referência. Análise das Situações Extremas.

- ❖ FEIO, M. e HENRIQUES, V. (1986) - As secas de 1980-81 e de 1982-83 e as principais secas anteriores: intensidade e distribuição regional. Memórias: 10, 113 p. CEG, Lisboa.

- ❖ FELDSTEIN, S. B. (2000) - Teleconnections and ENSO: The timescale, power spectra, and climate noise properties, *J. Climate*, 13: 4430–4440.

- ❖ FELDSTEIN, S. B. (2002) - The recent trend and variance increase of the Annular Mode. *J. Climate*, 15: 88–94.

- ❖ FERNANDES, M. J. P. (2009) – Riscos no Concelho da Ribeira Brava, Movimentos de Vertente, Cheias Rápidas e Inundações. Tese de Mestrado em Dinâmicas Sociais, Riscos Naturais, Área de Especialização em Riscos Geomorfológicos e Hidrológicos. Universidade de Coimbra, Coimbra.

- ❖ FERREIRA, A. B. (2004) – “O Norte da Beira”. *O Relevo de Portugal. Grandes unidades territoriais*, Vol. II, Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Coimbra, pp. 97-109.

- ❖ FERREIRA, D. (2005) – Geografia Física dos Oceanos, Relatório N°40. *Centro de Estudos Geográficos (CEG), Área de Geografia Física e Ambiente*. Lisboa.

- ❖ FERREIRA, N.; IGLESIAS, M.; NORONHA, F.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, A. e RIBEIRO, M. L. (1987) – Granitóides da Zona Centro Ibérica e o seu enquadramento geodinâmico. *In: F. Bea, A. Carnicero, J. Gonzalo, M. Lopez Plaza & M. (Eds.)*.

- ❖ FOLLAND, C. K., e co-autores (2001) – Observed climate variability and change *in Climate Change 2001, The Scientific Basis*, HOUGHTON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, P. J., LINDER, VAN DER e XIAOSU, D. Eds., pp 99-181 (2001). Cambridge Univ. Press.

- ❖ FRAGOSO, M. H. C. M. (2003) – Climatologia das precipitações intensas no Sul de Portugal. Tese de Doutoramento em Geografia Física. Universidade de Lisboa, Lisboa.

- ❖ FRANK, P. (1997) - Changes in the glacier area in the Austrian Alps between 1973 and 1992 derived from LANDSAT data. Max Planck Institute Report 242, 21 pp.

- ❖ FRANKIGNOUL, C. e HASSELMANN, K. (1977) - Stochastic climate models, part II: application to sea-surface temperature variability and thermocline variability. *Tellus*, 29: 289–305.

- ❖ FRANKIGNOUL, C.; MULLER, P. e ZORITA, E. (1997) - A simple model of the decadal response of the ocean to stochastic wind forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 27: 1533–1546.

- ❖ FYFE, J. C.; BOER, G. J. e FLATO, G. M. (1999) - The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 26: 1601–1604.

- ❖ GANHO, N. (2000) – Catalogação e “transfiguração” numérica de situações sinópticas no contexto das metodologias “subjectivas”: nota sobre uma proposta metodológica. *Cadernos de Geografia*, 19: 175-180.Coimbra.

- ❖ GANHO, N. (2002) – “O ‘paroxismo’ pluviométrico de 2000/2001 em Coimbra. Umas notas a montante dos riscos naturais e da crise”. *Territorium*, 9, Edições Minerva, Coimbra, pp. 5-11.

- ❖ GILLETT, N. P., GRAF, H. F. e OSBORN, T. J. (2003) - Climate change and the North Atlantic Oscillation. . The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph 134. The American Geophysical Union, Washington*.

- ❖ GILLETT, N. P.; BALDWIN, M. P. e ALLEN, M. R. (2001) - Evidence for nonlinearity in observed stratospheric circulation changes. *J. Geophys. Res.*, 106: 7891–7901.

- ❖ GILLETT, N. P.; HEGERL, G. C.; ALLEN, M. R. e STOTT, P. A. (2000) - Implications of changes in the Northern Hemisphere circulation for the detection of anthropogenic climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 993–996.

- ❖ GIRÃO, A. A. (1922) - *Bacia do Vouga – Estudo Geográfico*. Universidade de Coimbra.

- ❖ GRAF, H. F.; KIRCHNER, I. e PERLWITZ, J. (1998) - Changing lower stratospheric circulation: The role of ozone and greenhouse gases. *J. Geophys. Res.*, 103: 11,251–11,261.

- ❖ GRAF, H. F.; PERLWITZ, J. e KIRCHNER, I. Kirchner (1994) - Northern Hemisphere tropospheric midlatitude circulation after violent volcanic eruptions. *Contrib. Atmos. Phys.*, 67: 3–13.

- ❖ GREATBATCH, R. J. (2000) - The North Atlantic Oscillation, *Stochastic and Environmental Risk Assessment*, 14: 213–242.

- ❖ GREGORY, R. J. e WALLING, D. E. (1973) – Drainage basins form and process. A geomorphological approach. Edward Arnold Ltd, London, 456 p.

- ❖ GRIFFIES, S. M. e TZIPERMAN, E. (1995) - A linear thermohaline oscillator driven by stochastic atmospheric forcing. *J. Climate*, 8: 2440–2453.

- ❖ GRÖTZNER, A.; LATIF, M. e BARNETT, T. P. (1998) – A decadal climate cycle in the North Atlantic Ocean as simulated by the ECHO coupled GCM. *J. Climate*, 11: 831–847.

Referências Bibliográficas

- ❖ GUEDES, M. R. M (2006) – Contribuição para a avaliação, previsão e prevenção do regime de cheias na Bacia do Vouga. Tese de mestrado em Gestão e Políticas Ambientais. Universidade de Aveiro, Aveiro.
- ❖ HAGEN, J. O. (1995) - Recent trends in the mass balance of glaciers in Scandinavia and Svalbard. *In Proceedings of the international symposium on environmental research in the Arctic*, Tokyo, Japan, National Institute of Polar Research, 343–354.
- ❖ HANSEN, J., RUEDY, R., SATO, M. e LO, K. (2002) – Global warming continues. *Science*, 295: 275.
- ❖ HARTMANN, D. L.; WALLACE, J. M.; LIMPASUVAN, V.; THOMPSON, D. W. J. e HOLTON, J. R. (2000) - Can ozone depletion and greenhouse warming interact to produce rapid climate change? *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 97: 1412–1417.
- ❖ HAYNES, P. H.; MARKS, C. J.; MCINTYRE, M. E.; SHEPHERD, T. G. e SHINE, K. P. (1991) - On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, 48: 651–678.
- ❖ HEATH M.R. e co-authors (1999) - Climate fluctuations and the spring invasion of the North Sea by *Calanus finmarchicus*., *Fish. Ocean.*, 8: 163–176.
- ❖ HILMER, M. e JUNG, T. (2000) - Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 989–992.
- ❖ HOERLING, M. P.; HURRELL, J. W. e XU, T. (2001) - Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*, 292: 90–92.
- ❖ HURRELL, J. W.; KUSHNIR, Y.; OTTERSEN, G. e VISBECK, M. (2003) – An Overview of the North Atlantic Oscillation. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph 134. The American Geophysical Union*, Washington.
- ❖ HURRELL, J. W. (1995a) – Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676-679.
- ❖ HURRELL, J. W. (1995b) – An evaluation of the transient eddy forced vorticity balance during Northern Hemisphere winter. *J. Atmos. Sci.*, 52: 2286 – 2301.
- ❖ HURRELL, J. W. (1996) – Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on the Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 23: 665-668.
- ❖ HURRELL, J. W. e DESER, C. (2009) – North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *J. Mar. Sys.*, 78: 28-41.
- ❖ HURRELL, J. W. e FOLLAND, C. K. (2002) - A change in the summer atmospheric circulation over the North Atlantic. *CLIVAR Exchanges*, 25: 52–54.
- ❖ HURRELL, J. W. e TRENBERTH, K. E. (1996) - Satellite versus surface estimates of air temperature since 1979. *J. Climate*, 9: 2222–2232.
- ❖ HURRELL, J. W. e VAN LOON, H. (1997) - Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36: 301–326.

- ❖ HURRELL, J. W.; DESER, C.; FOLLAND, C. K. e ROWELL, D. P. (2002) - The relationship between tropical Atlantic rainfall and the summer circulation over the North Atlantic. Proc. U. S. CLIVAR Atlantic meeting, D. Legler, Ed., Boulder, CO., 108–110.

- ❖ HURRELL, J. W.; HOERLING, M. P. e FOLLAND, C. K. (2001) - Climatic variability over the North Atlantic. *Meteorology at the Millennium*. R. Pearce, Ed., Academic Press, London, 143–151.

- ❖ INSTITUTO DO AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO DA UNIVERSIDADE DE AVEIRO (IDAD) (2002) - Estudo de Impacte Ambiental da Requalificação da Pista de Remo de Aveiro, Aveiro.

- ❖ INSTITUTO PORTUGUÊS DO MAR E DA ATMOSFERA (2012) – Boletins Climatológicos Mensais, Portugal Continental (Outubro, Novembro e Dezembro de 2012).

- ❖ INSTITUTO PORTUGUÊS DO MAR E DA ATMOSFERA (2013) – Boletins Climatológicos Mensais, Portugal Continental (Janeiro e Fevereiro de 2013).

- ❖ JAMES, I. N. e JAMES, P. M. (1992) - Spatial structure of ultra-low frequency variability of the flow in a simple atmospheric circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118: 1211–1233.

- ❖ JONES, P. D., JÓNSSON, T. e WHEELER, D. (1997) - Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *Int. J. Climatol.*, 17: 1433–1450.
- ❖ JONES, P. D., OSBORN, T. J. e BRIFFA, K. R. (2003) - Pressure-based measures of the North Atlantic Oscillation (NAO): A comparison and an assessment of changes in the strength of the NAO and in its influence on surface climate parameters. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph 134. The American Geophysical Union*, Washington.

- ❖ JONES, P. D., OSBORN, T.J. e BRIFFA, K. R. (2001) – The evolution climate over the last millennium. *Science*, 292: 622-667.

- ❖ JULIÃO, R. P.; NERY, F; RIBEIRO, J. L.; BRANCO, M. C. e ZÊZERE, J. L. (2009) – Guia Metodológico para a produção de cartografia municipal de risco e para a criação de sistemas de informação geográfica (SIG) de base municipal. ANPC, DGOTDU e IGP.

- ❖ KELLY, P. M.; JONES, P. D. e PENGQUN, J. (1996) - The spatial response of the climate system to explosive volcanic eruptions. *Intl. J. Climatol.*, 16: 537–550, 1996.

- ❖ KERR, R. A. (1999) - A new force in high-latitude climate. *Science*, 284: 241–242.

- ❖ KILADIS, G. N. e MO, K. C. (1998) - Interannual and intraseasonal variability in the Southern Hemisphere. *Meteorology of the Southern Hemisphere*, D. J. Karoly and D. G. Vincent, Eds., Meteorological Monographs, 49, American Meteorological Society, Boston, MA: 1–46.

- ❖ KITOH, A.; DOIDE, H.; KODERA, K.; YUKIMOTO, S. e NODA, A. (1996) - Interannual variability in the stratospheric- tropospheric circulation in a coupled ocean-atmosphere GCM. *Geophys. Res. Lett.*, 23: 543-546.

- ❖ KLEIN, S. A.; SODEN, B. J. e LAU, N.-C. (1999) - Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, 12: 917–932.

- ❖ KODERA, K. (1994) - Influence of volcanic eruptions on the troposphere through stratospheric dynamical processes in the northern hemisphere winter. *J. Geophys. Res.*, 99: 1273–1282.

- ❖ KODERA, K.; CHIBA, M.; KOIDE, H.; KITO, A. e NIKAIKIDOU, Y. (1996) - Interannual variability of the winter stratosphere and troposphere in the Northern Hemisphere. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 74: 365–382.

- ❖ KRAHMANN, G., VISBECK, M. e REVERDIN, G. (2001) - Formation and propagation of temperature anomalies along the North Atlantic Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 31: 1287–1303.

- ❖ KULLBERG, J. C.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; REY, J.; TERRINHA, P.; CALLAPEZ, P. e MARTINS, L. (2006) – A Bacia Lusitânica: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. *In Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullenberg, Eds.). Univ. Évora, pp. 317-368.

- ❖ KUSHNIR, Y. (2002) - Pacific North American pattern. *Encyclopedia of Environmental Change*.

- ❖ KUSHNIR, Y. e WALLACE, J. M. (1989) - Low frequency variability in the Northern Hemisphere winter: Geographical distribution, structure and time dependence. *J. Atmos. Sci.*, 46: 3122–3142.

- ❖ KUSHNIR, Y., e HELD, I. (1996) - Equilibrium atmospheric responses to North Atlantic SST anomalies. *J. Climate*, 9: 1208–1220.

- ❖ KUSHNIR, Y.; CARDONE, V. J.; GREENWOOD, J. G. e CANE, M. (1997) - On the recent increase in North Atlantic wave heights. *J. Climate*, 10: 2107–2113.

- ❖ KUSHNIR, Y.; ROBINSON, W. A.; BLADÉ, I.; HALL, N. M. J.; PENG, S. e SUTTON, R.T. (2002) - Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: Synthesis and evaluation. *J. Climate*, 15: 2233–2256.

- ❖ KUTZBACH, J. E. (1970) - Large-scale features of monthly mean Northern Hemisphere anomaly maps of sea-level pressure. *Mon. Wea. Rev.*, 98: 708–716.

- ❖ LAMB, H. H. (1972) - British Isles weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns. *Geophysical Memoirs*, Vol. 16, 116, 85 pp.

- ❖ LATIF, M. e BARNETT T. P. (1996) - Decadal climate variability over the North Pacific and North America: dynamics and predictability. *J. Climate*, 9: 2407–2423.

- ❖ LEITH, C. E. (1973) -The standard error of time-averaged estimates of climatic means. *J. Appl. Meteor.*, 12: 1066–1069.

- ❖ LENCASTRE, A. e FRANCO, F. M. (1992) – Lições de Hidrologia, Universidade Nova de Lisboa, 2ª Edição, Lisboa, 453 p.

- ❖ LIMA, M. I. P. de e LIMA, J. L. M. O. de (2002) – “Precipitation and the hydrology of the Mondego catchment: a scale – invariant study”. *Aquatic Ecology of the Mondego River Basin. Importance of local experience*. Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra, pp. 13 – 28.

- ❖ LORENZ, E. N. (1951) - Seasonal and irregular variations of the Northern Hemisphere sea-level pressure profile. *J. Meteorol.*, 8: 52–59.

- ❖ LORENZ, E. N. (1963) - Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, 20: 130 – 141.
- ❖ LORENZO-LACRUZ, J.; GONZÁLEZ-HIDALGO, J.C.; VIZENTE-SERRANO, S.M.; LÓPEZ-MORENO, J.I.; BRUNETTI, M. e CORTESI, N. (2011) – The Influence of the North Atlantic Oscillation on the streamflows of Iberian rivers. ESF-MedCLIVAR Workshop on “Hydrological, socioeconomic and ecological impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean region”.
- ❖ LOUREIRO, J. (Coord; 1986) – “Bacia Hidrográfica do Mondego”, *Monografias Hidrológicas dos Principais Cursos de Água de Portugal Continental*. Direcção-Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos, Lisboa, pp. 241-278.
- ❖ LOURENÇO, L (1986a) – “Aproveitamento Hidráulico do Vale do Mondego”. *Problemas do Vale do Mondego, Actas do IV Colóquio Ibérico de Geografia*, 22 a 25 de Setembro de 1986, Coimbra, pp. 45-59.
- ❖ LOURENÇO, L. (1986b) – “O Rio Alva. Estudo Hidrogeomorfológico”. *Cadernos de Geografia*, 5, Coimbra, pp. 43-123.
- ❖ LOURO, S. (2004) – Condições meteorológicas com efeitos de inundação. O exemplo da Bacia do Mondego. Tese de Mestrado apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, Coimbra 150 p.
- ❖ LU, J. e GREATBATCH, R.J. (2002) - The changing relationship between the NAO and Northern Hemisphere climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 29. doi:10.1029/2001GL014052.
- ❖ LUTERBACHER, J. *et al.*, (2002) - Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500. *Atmos. Sci. Lett.* 2: 114–124. doi:10.1006/asle.2001.0044.
- ❖ MADDEN, R. A. (1976) - Estimates of the natural variability of time-averaged sea-level pressure. *Mon. Wea. Rev.*, 104: 942–952.
- ❖ MANABE, S. e STOUFFER, R. (1996) - Low frequency variability of surface air temperature in a 1000-year integration of a coupled oceanatmosphere-land model. *J. Climate*, 9: 376–393.
- ❖ MANN, M. E., BRADLEY, R. S., e HUGHES, M. K. (1999) – Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations, *Geophys. Res. Lett.*, 26: 759-762.
- ❖ MARTINS, A.F. (1940) - O Esforço do Homem na Bacia do Mondego. Ed. Autor. Coimbra, 299 p.
- ❖ MICHELANGELI, P. A., VAUTARD, R. e LEGRAS, B. (1995) - Weather regime occurrence and quasi stationarity. *J. Atmos. Sci.*, 52: 1237–1256.
- ❖ MONAHAN, A. H.; FYFE, J. C. e FLATO, G. M. (2000) - A regime view of northern hemisphere atmospheric variability and change under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 1139–1142.
- ❖ MONAHAN, A. H.; PANDOLFO, L. e FYFE, J. C. (2001) - The preferred structure of variability of the Northern Hemisphere atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 1019–1022.

- ❖ MOSES, T., G.; KILADIS, N.; DIAZ, H. F. e BARRY, R. G. (1987) - Characteristics and frequency reversals in mean sea level pressure in the North Atlantic sector and their relationships to longterm temperature trends. *J. Climatol.*, 7: 13–30.
- ❖ MURRAY, R.J. e SIMMONDS, I. (1991) – A numerical scheme for tracking cyclones centres from digital data. Part I: development and operation of the scheme. *Aust. Meteor. Mag.* 39: 155-166.
- ❖ MYSTERUD, A.; STENSETH, N. C.; YOCCOZ, N. G.; OTTERSEN, G e LANGVATN, R. (2003) - The response of terrestrial ecosystems to climate variability associated with the North Atlantic Oscillation. . The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph 134. The American Geophysical Union, Washington.*

- ❖ NAKAMURA, H. (1996) - Year-to-year and interdecadal variability in the activity of intraseasonal fluctuations in the Northern Hemisphere wintertime circulation. *Theor. Appl. Climatol.*, 55: 19-32.

- ❖ NAMIAS, J. (1950) - The index cycle and its role in the general circulation. *J. Meteorol.*, 7: 130–139.

- ❖ ORGANIZAÇÃO METEOROLÓGICA MUNDIAL (2004) – Gestion intégrée des crues. Document de fond. Programme associe de gestion des crues, Genebra. 28 p. (www.wmo.int).

- ❖ ORLINSKY, I. (1975) – A rational subdivision of scale for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56: 527-530.

- ❖ OSBORN, T. J.; BRIFFA, K. R.; TETT, S. F. B.; JONES, P. D.; TRIGO, R. M. (1999) – Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated model. *Climate Dyn.*, 15: 685-702.

- ❖ OTTERSEN, G.; PLANQUE, B.; BELGRANO, A.; POST, E.; REID, P. C. e STENSETH, N.C. (2001) Ecological effects of the North Atlantic Oscillation. *Oecologia*, 128: 1–14.
- ❖ PAIVA, I. M. R. (2005) – Risco de Inundação em Coimbra, Factores físicos e ação antrópica, As Inundações Urbanas e as Cheias do Mondego (1950/51-2003/04). Tese de Mestrado em Educação Ambiental. Universidade de Coimbra, Coimbra.
- ❖ PALMER, T. N. e SUN, Z. (1985) - A modeling and observational study of the relationship between sea surface temperature in the north west Atlantic and the atmospheric general circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111: 947–975.

- ❖ PENG, S. e WHITAKER J. S. (1999) - Mechanisms determining the atmospheric response to midlatitude SST anomalies. *J. Climate*, 12: 1393–1408.
- ❖ PENG, S.; ROBINSON, W. A. e HOERLING, M. P. (1997) - The modeled atmospheric response to midlatitude SST anomalies and its dependence on background circulation states. *J. Climate*, 10: 971–987.
- ❖ PENG, S.; MYSAK, A.; RITCHIE, H.; DEROME, J. e DUGAS, B. (1995) - The difference between early and middle winter atmospheric response to sea surface temperature anomalies in the northwest Atlantic. *J. Climate*, 8: 137–157.
- ❖ PENG, S.; ROBINSON, W. A. e LI, S. (2002) - North Atlantic SST forcing of the NAO and relationships with intrinsic hemispheric variability. *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), 10.1029/2001GL014043.

- ❖ PERLWITZ, J. e GRAF, H. -F. (1995) - The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter. *J. Climate*, 8: 2281–2295.

- ❖ PORTIS, D. H., WALSH, J. E., EL HAMLY, M. e LAMB, P. J. (2001) – Seasonality of the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 14: 2069-2078.
- ❖ POZO-VÁZQUEZ, D.; ESTEBAN-PARRA, M. J.; RODRIGO, F. S. e CASTRO-DÍEZ, Y. (2001) - The association between ENSO and winter atmospheric circulation and temperature in the North Atlantic region. *J. Climate*, 14: 3408–3420.
- ❖ QIAN, B.; CORTE-REAL, J.; XU, H. (2000) – Is the North Atlantic Oscillation the most important atmospheric pattern for precipitation in Europe? *J. Geophys. Res.*, 105: 11901- 11910.
- ❖ RAJAGOLAPAN, B., KUSHNIR, Y. e TOURRE, Y. (1998) - Observed decadal midlatitude and tropical Atlantic climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 3967–3970.
- ❖ RANDEL, W. J. e WU, F. (1999) - Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. *J. Climate*, 12: 1467-1479.
- ❖ REBELO, F. (2001) – Riscos Naturais e Acção Antrópica. Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra.
- ❖ REBELO, F. (2003) – Riscos Naturais e Acção Antrópica, 2ª Edição - versão revista e aumentada. Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra
- ❖ REBELO, F. (2010) - Geografia Física e Riscos Naturais. Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra.
- ❖ RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA, M. P.; ROCHA, R.; SOARES, A.; ZBYSZEWSKI, G; MOITINHO DE ALMEIDA, F. (1979) – Introducción à la géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, 114 p.
- ❖ RIBEIRO, M. L. (1987) - Granitóides da Zona Centro Ibérica e o seu enquadramento geodinâmico. *In: F. Bea, A. Carnicero, J. Gonzalo, M. Lopez Plaza & M Eds.*
- ❖ RIBEIRO, O.; LAUTENSACH, H. e DAVEAU, S. (1999) – *Geografia de Portugal. O Ritmo Climático e a Paisagem*. 4ª Edição, Edições João Sá da Costa, Lisboa 623p.
- ❖ ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. e KIM, Y. J. (2000) - The influence of Atlantic sea surface temperature anomalies on the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 13: 122–138.
- ❖ ROBOCK, A. e MAO, J. P. (1992) - Winter warming from large volcanic eruptions. *Geophys. Res. Lett.*, 19: 2405–2408.
- ❖ RODRIGUES, C. M. C. (2009) – Risco de Inundação, Área das Termas de São Pedro do Sul. Tese de Mestrado em Geografia Física. Universidade de Coimbra, Coimbra.
- ❖ RODWELL, M. J. (2003) - On the predictability of North Atlantic climate. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph 134. The American Geophysical Union*, Washington.
- ❖ RODWELL, M. J.; ROWELL, D. P. e FOLLAND, C. K. (1999) - Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, 398: 320–323.

- ❖ ROGERS, J. C. (1990) - Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies. *J. Climate*, 3: 1364–1379.

- ❖ ROGERS, J. C. (1997) – North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe. *J. Climate*, 10: 1635-1647.

- ❖ ROGERS, J.C., (1984) – The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 112: 1999-2015.

- ❖ ROMERO, R.; GUIJARRO, J.A.; RAMIS, C. e ALONSO, S. (1998) - A 30-year (1964–1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 18: 541–560.

- ❖ SANTOS, F. S. (Coord; 2001) – Relatório Final do Grupo de Trabalho para a análise das cheias no Baixo Mondego no Inverno de 2000/2001. Ordem dos Engenheiros da Região Centro e Departamento de Engenharia Civil da Universidade de Coimbra, Coimbra, 5 p.

- ❖ SARAVANAN, R. e CHANG, P. (2000) - Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation. *J. Climate*, 13: 2177–2194.

- ❖ SARAVANAN, R. e MCWILLIAMS, J. C. (1997) - Stochasticity and spatial resonance in interdecadal climate fluctuations. *J. Climate*, 10: 2299-2320.

- ❖ SARAVANAN, R. e MCWILLIAMS, J. C. (1998) - Advective ocean-atmosphere interaction: an analytical stochastic model with implications for decadal variability. *J. Climate*, 11: 165–188.

- ❖ SARAVANAN, R.; DANABASOGLU, G.; DONEY, S. C. e MCWILLIAMS, J. C. (2000) - Decadal variability and predictability in the midlatitude ocean-atmosphere system. *J. Climate*, 13: 1073–1097.

- ❖ SEAGER, R.; KUSHNIR, Y.; VISBECK, M.; NAIK, N.; MILLER, J.; KRAHMANN, G. E CULLEN, H. (2000) - Causes of Atlantic Ocean climate variability between 1958 and 1998. *J. Climate*, 13: 2845–2862.

- ❖ SERRANO A.; GARCIA, A.J.; MATEOS, V.L.; CANCELLO, M.L.; e GARRIDO, J. (1999) - Monthly modes of variation of precipitation over the Iberian Peninsula. *Journal of Climate* 12: 2894–2919.

- ❖ SERREZE, M.; CARSE, F.; BARRY, R. G.; ROGERS, J. C. (1997) – Icelandic Low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *J. Climate*, 10: 453-464.

- ❖ SERVIÇO NACIONAL DE BOMBEIROS E PROTECÇÃO CIVIL (2005) – Plano Especial de Operações Para Cheias no Distrito de Coimbra (PEOPCDC). Coimbra.

- ❖ SHINDELL, D. T.; MILLER, R. L.; SCHMIDT, G. e PANDOLFO, L. (1999) - Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature*, 399: 452–455.

- ❖ SHINDELL, D. T.; SCHMIDT, G. A.; MILLER, R. L. e RIND, D. (2001) – Northern hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing. *J. Geophys. Res.*, 106: 7193–7210.

- ❖ SIGGURDSON, O. e JONSSON T. (1995) - Relation of glacier variations to climate changes. *In* Iceland, *Annals of Glaciology*, 21: 263-270.

- ❖ SLONOSKY, V. C. e YIOU, P. (2001) - Secular changes in the North Atlantic Oscillation and its influence on 20th century warming. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 807–810.

- ❖ SMITH, K. (1992) - Environmental hazards assessing risk & reducing disaster. *Routledge*, London, 1992. 324 p.

- ❖ SOUSA, M. B. (1984) - Considerações sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e a sua relação com o Paleozóico Inferior. *Cuadernos Geol Ibérica*, 9: 3-36.

- ❖ STEARL, A. e HAZELEGER, W. (2005) – Relative roles of tropical and extratropical forcing on the atmospheric variability. *Geophys. Res. Lett.*, 32, 118716. doi: 10.1029/2005GL023757.

- ❖ STENSETH, N. C.; MYSTERUD, A.; OTTERSEN, G.; HURRELL, J. W.; CHAN, K.-S. e LIMA, M. (2002) - Ecological effects of climate fluctuations. *Science*, 297: 1292–1296.

- ❖ STEPHENSON, D. B., WANNER, H., BRONNIMANN, S. e LUTHERBACHER, J. (2003) – The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Monograph 134. The American Geophysical Union*, Washington.
- ❖ STRAILE, D.; LIVINGSTONE, D. M.; WEYHENMEYER, G. A. e GEORGE, D. G. (2003) - The response of freshwater ecosystems to climate variability associated with the North Atlantic Oscillation. *In: HURRELL, J.W., KUSHNIR, Y., OTTERSEN, G., VISBECK, M. (Eds.), The North Atlantic Oscillation, Climatic Significance and Environmental Impact. AGU Geophys. Monogr.*, vol. 134.

- ❖ SUTTON R. T. e ALLEN, M. R. (1997) - Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. *Nature*, 388: 563–567.

- ❖ SUTTON, R. T. e HODSON, D. L. R. (2002) - Influence of the ocean on North Atlantic climate variability 1871-1999. *J. Climate*.

- ❖ SUTTON, R. T.; NORTON, W. A. e JEWSON, S. P. (2001) - The North Atlantic Oscillation - What role for the Ocean? *Atm. Sci. Lett.*, , 89-100, 10.1006/asle.2000.0018.

- ❖ TEIXEIRA, C. (1955) - Notas sobre a Geologia de Portugal: O Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico. Porto Ed. Lisboa, 50 p.

- ❖ TEIXEIRA, C. (1979) - "Le Précambrien portugais". *C. R. Som. Soc. Geol. France*, 5-6, Paris.

- ❖ TEIXEIRA, C. (1981) - Geologia de Portugal, Pré-Câmbrico e Paleozóico. Vol. 1, Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa, 639 p.
- ❖ TEIXEIRA, C. *et al.* (1961) – *Carta Geológica de Portugal, Notícia Explicativa da folha 17C* (Santa Comba Dão). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 31 p.

- ❖ TEIXEIRA, C. *et al.* (1967) – *Carta Geológica de Portugal, Notícia Explicativa da folha 17D* (Gouveia). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 28 p.

- ❖ THOMPSON, D. W. J. e WALLACE, J. M. (1998) - The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 1297–1300.

- ❖ THOMPSON, D. W. J. e WALLACE, J. M. (2000) - Annular modes in the extratropical circulation, Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 13: 1000–1016.

- ❖ THOMPSON, D. W. J. e WALLACE, J. M. (2001) – Regional Climate Impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode and Associated Climate Trends. *Science*, 293: 85-89.
- ❖ THOMPSON, D. W. J., LEE, S. e BALDWIN, M. P. (2003) – Atmospheric processes governing the Northern Hemisphere Annular Mode/North Atlantic Oscillation. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph 134. The American Geophysical Union*, Washington.

- ❖ THOMPSON, D. W. J., WALLACE, J. M. e HEGERL, G. C. (2000) – Annular modes in the extratropical circulation, Part II: Trends. *J. of Climate* 13: 1018-1036.

- ❖ TIMMERMAN, A.; LATIF, M.; VOSS, R. e GRÖTZNER, A. (1998) – Northern hemispheric interdecadal variability: a coupled air-sea mode, *J. Climate*, 11: 1906–1931.

- ❖ TRENBERTH, K. E. (1984) - Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 112: 326–332.

- ❖ TRENBERTH, K. E. e HURRELL, J. W. (1994) - Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Clim. Dyn.*, 9: 303–319.

- ❖ TRENBERTH, K. E. e HURRELL, J. W. (1999) - Comments on “The interpretation of short climate records with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations,” *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80: 2721–2722.

- ❖ TRENBERTH, K. E. e PAOLINO, D. A. (1980) - The Northern Hemisphere sea level pressure data set: Trends, errors and discontinuities. *Mon. Wea. Rev.*, 108: 855–872.

- ❖ TRENBERTH, K. E. e PAOLINO, D. A. (1981) -Characteristic patterns of variability of sea level pressure in the Northern Hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, 109: 1169–1189.
- ❖ TRENBERTH, K. E., BRANSTATOR, G. W., KAROLY, D., KUMAR, A., LAU, N.-C. e ROPELEWSKI, C. (1998) - Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, 103: 14291-14324.

- ❖ TRIGO R.M. e DACAMARA, C.C. (2000) - Circulation weather types and their impact on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology* 20: 1559–1581.

- ❖ TRIGO, I.F.; DAVIES, T.D. e BIGG, G.R. (1999) – Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *J. Climate*, 12: 1685 – 1969.

- ❖ TRIGO, R.; OSBORN, T. J.; CORTE-REAL, J. (2002b) – Influência da Oscilação do Atlântico Norte no Clima do Continente Europeu e no Caudal dos Rios Ibéricos Atlânticos. *Finisterra, Revista Portuguesa de Geografia*, XXXVII, 73: 5-31. Lisboa.

- ❖ TRIGO, R.M. e PALUTIKOF, J.P. (2001) - Precipitation scenarios over Iberia: a comparison between direct GCM output and different downscaling techniques. *Journal of Climate* 14: 4422–4446.

- ❖ TRIGO, R.M.; OSBORN, T.J. e CORTE-REAL, J. (2002a) – The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Clim. Res.*, 20: 9.17.

- ❖ TRIGO, R.M.; POZO-VÁZQUEZ, D.; OSBORN, T.J.; CASTRO-DÍEZ, Y.; GÁMIZ-FORTIS, S. e ESTEBAN-PARRA, M.J (2004) – North Atlantic Oscillation Influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *Int. J. Climate*, 24: 925-944.

- ❖ ULBRICH, U. e CHRISTOPH, M. (1999) - A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn.*, 15: 551–559.

- ❖ ULBRICH, U.; CHRISTOPH, M.; PINTO, J. G.; CORTE-REAL, J. (1999) – Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity. *Int. Journal Climatol.*, 19: 379-390.

- ❖ VAN LOON, H. e MADDEN, R. A. (1983) - Interannual variations of mean monthly sea-level pressure in January. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22: 687–692.

- ❖ VAN LOON, H. e WILLIAMS, J. (1976) - Connection between trends of mean temperature and circulation at the surface. 1. Winter, *Mon. Wea. Rev.*, 104: 365–380.

- ❖ VARNES, D. J. (1984) – Landslide hazard zonation: a review of principal and practice. United Nation Educational, Scientific and Cultural Organization, Paris.

- ❖ VENZKE, S.; ALLEN, M. R.; SUTTON, R. T. e ROWELL, D. P. (1999) - The atmospheric response over the North Atlantic to decadal changes in sea surface temperatures. *J. Climate*, 12: 2562–2584.
- ❖ VISBECK, M., E.; CHASSIGNET, .P.; CURRY, R. G.; DELWORTH, T. L.; DICKSON, R. R. e KRAHMANN, G. (2003) - The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph 134. The American Geophysical Union*, Washington.

- ❖ VISBECK, M.; CHERRY, J. e CULLEN, H. (2002) - The North Atlantic Oscillation and Energy Markets in Scandinavia. *Climate Risk Solutions*.

- ❖ VOLODIN, E. M. e GALIN, V. Y. (1999) - Interpretation of winter warming on Northern Hemisphere continents in 1977-94. *J. Climate*, 12: 2947–2955.

- ❖ WALKER, G. T. (1924) – Correlations in seasonal variations of weather. *IX Mem. Ind. Meteorol. Dept.*, 24: 275-332.

- ❖ WALKER, G. T. e BLISS, E. W. (1932) – World Weather, *V Mem Roy. Meteorol. Soc.*, 4: 53-84.

- ❖ WALLACE, J. M. (1996) - Observed climate variability: Spatial structure, in *Decadal Variability and Climate*, D.L.T. Anderson and J. Willebrand, Eds., Springer, Berlin: 31–81.

- ❖ WALLACE, J. M. (2000a) - North Atlantic Oscillation/annular mode: Two paradigms - one phenomenon. *Quar. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 126: 791–805.

- ❖ WALLACE, J. M. (2000b) – On the Arctic and Antarctic Oscillations. Online Article, Ti.SAO.washington.edu/Wallace/NCAR_NOTES, July 17 2000 (consultado a 5/07/2012).

- ❖ WALLACE, J. M. e GUTZLER, D. S. (1981) - Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, 109: 784–812.

- ❖ WALLACE, J. M. e THOMPSON, D. W. J. (2002) - The Pacific center of action of the Northern Hemisphere Annular Mode: Real or artifact? *J. Climate*, 15: 1987-1991.
- ❖ WALLACE, J. M., ZHANG, Y. e LAU, K. H. (1993) - Structure and seasonality of interannual and interdecadal variability of geopotential height and temperature fields in the Northern Hemisphere troposphere. *J. Climate*, 6: 2063–2082.
- ❖ WALLACE, J. M.; ZHANG, Y. e RENWICK, J. A. (1995) - Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends. *Science*, 270: 780–783.
- ❖ WALTHER, G-R.; POST, E.; CONVEY, P.; MENZEL, A.; PARMESAN, C.; BEEBEE, T. J. C.; FROMENTIN, J.-M; HOEGH-GULDBERG, O. e BAIRLEIN, F. (2002) -Ecological responses to recent climate change. *Nature*, 416: 389–395.
- ❖ WANNER, H.; BRÖNNIMANN, S.; CASTY, C.; GYALISTRAS, D.; LUTERBACHER, J.; SCHMUTZ, C.; STEPHENSON, D. B. e XOPLAKI, E. (2001) - North Atlantic Oscillation - concepts and studies. *Survey Geophys.*, 22: 321–381, 2001.
- ❖ WATANABE, M. e NITTA, T. (1999) - Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter. *J. Climate*, 12: 494-510.
- ❖ WUNSCH C. (1999) - The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80: 245–255.
- ❖ XIE, S.-P. e TANIMOTO Y. (1998) - A pan-Atlantic decadal climate oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 2185–2188.
- ❖ ZHANG, Y; WALLACE, J. M. e BATTISTI, D. S. (1997) – ENSO-like interdecadal variability. *J. Climate*, 10: 1004-1020.

Fontes Documentais (Dados Documentais)

- ❖ Mau tempo na cidade de Coimbra (com fotos) – “Diários As Beiras Online” – www.asbeiras.pt (consultado a 2 de Março de 2013).

Web Sites (mais visitados e fontes de dados)

- ❖ APA – Agência Portuguesa do Ambiente (generalidade dos dados trabalhados em ambiente SIG), www.apambiente.pt (De a Agosto de 2012 a Janeiro de 2013);
- ❖ ARH do Centro (Planos de Bacias Hidrográficas), www.arhcentro.pt (De Setembro de 2012 a Fevereiro de 2013);
- ❖ EM-DAT - The International Disaster Database (dados sobre mortos, afetados e prejuízos causados por cheias e inundações em Portugal), <http://www.emdat.be> (Junho de 2011);

- ❖ ECA&D – European Climate Assessment & Dataset (dados pluviométricos da estação meteorológica do IGUC entre 1955/56 e 1970/71) - Klein Tank, A.M.G. and Coauthors, 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. Int. J. of Climatol., 22, 1441-1453. Data and metadata available at <http://www.ecad.eu> (Setembro de 2012);
- ❖ IGP – Instituto Geográfico Português (*shapefile* CORINE LANDCOVER 2006 (uso do solo), www.igeo.pt (Janeiro de 2013);
- ❖ IGUC – Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra (valores climatológicos e actinométricos normais 1961/1990 e 1971/2000), www1.ci.uc.pt/iguc (De Junho de 2012 a Março de 2013);
- ❖ IPMA – Instituto Português do Mar e da Atmosfera (Boletins Climatológicos Mensais para o Continente), www.ipma.pt (De Setembro de 2011 a Março de 2013);
- ❖ NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration (dados diários do índice NAO baseado em componentes principais), www.cpc.ncep.noaa.gov (De Novembro de 2011 a Março de 2013);
- ❖ NCAR – CDG – National Centre for Atmospheric Research – Climate Data Guide (dados mensais, sazonais e anuais do índice NAO baseados em componentes principais) - Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 15 Oct 2012. "The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (PC-based)." Retrieved from <http://climatedataguide.ucar.edu/guidance/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based> (De Março de 2012 a Março de 2013);
- ❖ SNIRH / INAG – Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos / Instituto da Água (dados dos caudais médios diários, mensais e máximos instantâneos anuais para as estações hidrométricas utilizadas no estudo; dados pluviométricos acumulados, diários e mensais para a estação “climatológica” de São Pedro do Sul), snirh.pt / www.inag.pt (De Setembro de 2011 a Março de 2013);
- ❖ Wetterzentrale (evolução das situações sinóticas à superfície e em altitude para os dias analisados), www.wetterzentrale.de (De Setembro de 2012 a Março de 2013).

Outras Fontes

- ❖ Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra (dados pluviométricos para Coimbra) – Observações Meteorológicas da Estação Clássica entre 1971/72 e 2011/12.