

Universidade de Lisboa  
Faculdade de Ciências  
Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia



Estudo da estrutura do campo do vapor de água em  
tempestades severas em Portugal continental

Maria João Chinita

Dissertação

Mestrado em Ciências Geofísicas

Meteorologia

2013



Universidade de Lisboa  
Faculdade de Ciências  
Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia



Estudo da estrutura do campo do vapor de água em  
tempestades severas em Portugal continental

Maria João Chinita

Dissertação

Mestrado em Ciências Geofísicas

Meteorologia

Dissertação orientada por

Prof. Doutor Pedro M. A. Miranda e Doutora Rita M. Cardoso

2013



## Agradecimentos

O meu especial agradecimento aos meus orientadores, Prof. Doutor Pedro Miranda e Doutora Rita Cardoso, pelo apoio que me concederam ao longo do período de trabalho.

Ao Dr. Paulo Pinto (IPMA), um especial agradecimento pela disponibilidade e prontidão em me ajudar sempre que foi necessário e pela partilha de documentação e material imprescindíveis à realização deste trabalho.

Ao Ricardo Tomé pela ajuda que me deu em assuntos relacionados com o tornado e com o WRF, sempre que foi necessário.

Agradeço ao Projeto SMOG e ao coordenador do mesmo, Prof. Doutor Pedro Miranda. Projeto no qual desenvolvi este trabalho com as melhores condições, tornando assim todo este percurso mais acessível e agradável.

À Prof. Doutora Paula Teves Costa, coordenadora do Mestrado em Ciências Geofísicas, por nos teres acompanhado ao longo destes dois anos de estudos.

Por fim, quero deixar um enorme agradecimento aos meus pais por tudo o que têm feito por mim, uma vez que sem eles, o meu percurso até aqui não seria possível. Um agradecimento com carinho à minha tia Dilar, que por causa deste trabalho ficou privada das minhas visitas e atenção e que me apoiou durante todo o meu percurso académico. E como não poderia deixar de ser, a quem me acompanhou diariamente tornando deste modo este percurso muito mais agradável, Daniela, Virgílio e Jorge. Embora na realidade este último tenha fugido para os Rogil nestes últimos dois meses, não se deixando por a vista em cima!

## Abstract

The Gong storm has affected mainland Portugal on 19th January, 2013. Given the uniqueness of this extra tropical cyclone, it was numerically simulated in high resolution (9 and 3 km) by the WRF model, allowing the identification and analysis of various particular structures of Shapiro–Keyser extra tropical cyclones, such as cloud head, bent back front, dry air intrusion, frontal fracture and warm core. The study of the parameterization performances has shown that the simulation results are sensitive to the applied parameterizations.

The intrusion of dry stratospheric air has reached close levels from the surface within the boundary layer of the Portuguese coast region. On the basis of the analysis developed in the present study has indicated that this extra tropical cyclone can be included in the Shapiro Keiser cyclone class, capable of producing very intense surface winds. This surface jet was identified and named sting jet by Browning. However the sting jet diagnosis methodology applied in this study was the one recently developed by Schultz, based on Petterssen frontogenesis, pointing it out as a vertical movement necessary to the instability release. The sting jet location has coincided with a strong frontolysis region.

Key-words: WRF, High Resolution, Shapiro-Keyser Extra tropical Cyclone, Dry Intrusion, Potential Instability, Sting Jet

## Resumo

A tempestade Gong afetou Portugal continental no dia 19 de janeiro de 2013. Pela singularidade deste ciclone extratropical, este foi simulado numericamente em alta resolução (9 e 3 km) pelo modelo WRF (Weather Research and Forecasting), permitindo deste modo a identificação e análise das várias estruturas particulares dos ciclones extratropicais do tipo Shapiro-Keyser, tais como *cloud head*, *bent back front*, intrusão de ar seco, fratura frontal e núcleo quente. O estudo da performance das parametrizações utilizadas mostrou que os resultados das simulações são sensíveis às parametrizações utilizadas.

A intrusão de ar seco estratosférico atingiu níveis muito próximos da superfície dentro da camada limite na região junto à costa portuguesa. A análise desenvolvida no presente trabalho indicou que este ciclone extratropical se inclui na classe de ciclones descritos pelo modelo de Shapiro-Keyser, capazes de produzir ventos muito intensos à superfície. Este jato à superfície foi identificado e designado por *sting jet* por Browning. Contudo a metodologia de diagnóstico de *sting jet* aqui aplicada foi a desenvolvida recentemente por Schultz, baseada na frontogênese de Petterssen, apontando esta como responsável pelo movimento vertical necessário à libertação de instabilidade.

Palavras-chave: WRF, Alta Resolução, Ciclone Extratropical de Shapiro-Keyser, Intrusão de ar seco, Instabilidade Potencial, *Sting Jet*

# Índice

<b>Agradecimentos</b> .....	<b>i</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>ii</b>
<b>Resumo</b> .....	<b>iii</b>
<b>Índice</b> .....	<b>iv</b>
<b>1 Introdução</b> .....	<b>1</b>
1.1 Motivação e Objetivos .....	1
1.2 Descrição da Tese .....	1
<b>2 Enquadramento Teórico</b> .....	<b>3</b>
2.1 Modelos Conceptuais de Ciclogénese .....	3
2.2 A Tempestade Gong, em 19 de Janeiro de 2013 .....	7
2.3 Enquadramento sinóptico da Tempestade Gong .....	8
<b>3 Simulações Numéricas: estudo de sensibilidade</b> .....	<b>12</b>
3.1 WRF .....	12
3.1.1 Descrição do modelo .....	12
3.1.2 Design das simulações .....	12
3.1.3 Avaliação da performance de parametrizações .....	14
<b>4 Resultados</b> .....	<b>21</b>
4.1 Análise simples da estrutura da <i>cloud head</i> e da <i>dry slot</i> .....	21
4.2 Caracterização do escoamento de mesoscala .....	24
4.3 Desenvolvimento de instabilidade potencial associada à intrusão estratosférica .....	26
4.4 Identificação de múltiplas circulações verticais inclinadas na <i>cloud head</i> .....	35
4.5 Papel ativo da intrusão de ar seco no desenvolvimento do sistema .....	37
4.6 O jato à superfície – <i>Sting Jet</i> .....	38
<b>5 Conclusões</b> .....	<b>44</b>
<b>6 Referências</b> .....	<b>46</b>



# 1 Introdução

## 1.1 Motivação e Objetivos

Nos últimos 5 anos, Portugal foi afetado por 4 tempestades de grande intensidade, três das quais com relevância para serem internacionalmente designadas por nomes próprios: a tempestade Klaus (e.g., Fink et al., 2012), em Janeiro de 2009, com uma trajetória junto à costa norte da península ibérica, afetando o norte de Portugal e diversos países europeus, a tempestade Xynthia (Liberato et al., 2013), em Fevereiro de 2010, e a tempestade Gong, em Janeiro de 2013, ambas afetando grande fração do território nacional, com um rasto de destruição. A quarta tempestade de vento muito relevante, a tempestade do Oeste, afetou a região Oeste de Portugal em Dezembro de 2009.

O trabalho que se segue consiste na simulação numérica em alta resolução da tempestade Gong e na sua caracterização à luz das metodologias propostas por Browning (1994, 1997 e 2004) e Schultz (2013), no âmbito do modelo conceptual de Shapiro e Keyser (1990). Este modelo tem-se mostrado útil na interpretação do ciclo de vida de alguns sistemas particularmente intensos, e tem sido proposto como explicação de processos de ciclogénese explosiva, nomeadamente na zona europeia. Dada a relevância destes processos no estabelecimento de tempestades de vento, e a importância da geometria detalhada dos escoamentos na criação das condições propícias para o seu desenvolvimento, o presente estudo pretende fazer uma primeira análise não só da cinemática e dinâmica da tempestade Gong, tal como é representada num modelo numérico, como da sua sensibilidade a algumas das parametrizações utilizadas.

Recentemente, investigação realizada no IDL permitiu criar uma base de dados contínua de simulações meteorológicas em alta resolução (9 km), forçadas por condições fronteira da ERA-Interim, para aplicações climáticas. Esta base de dados foi validada em comparação com observações portuguesas (Soares et al., 2012) e ibéricas (Cardoso et al., 2013). A presente tese tem por objetivo dar início a um estudo que visa o desenvolvimento de uma metodologia de análise baseada em resultados numéricos, que permita caracterizar sistemas muito intensos no clima recente (cerca de 25 anos do período da ERA-Interim) e extrapolar a mesma análise para simulações climáticas de cenários futuros (nomeadamente no cenário RCP 8.5 simulado pelo modelo global EC-Earth, Hazeleger et al., 2010) produzidas com o mesmo modelo, na mesma resolução e domínio. Permitindo, deste modo, contribuir futuramente para a resposta a duas perguntas centrais: (a) é de esperar um aumento da frequência e/ou intensidade de sistemas de tempo extremo devido ao aquecimento global? (b) que mecanismos são envolvidos nesse processo?

## 1.2 Descrição da Tese

A presente tese está organizada da seguinte forma; o capítulo 2 introduz os dois principais modelos conceptuais de ciclones extratropicais e as principais diferenças entre si, e apresenta o enquadramento sinóptico da tempestade Gong. O capítulo 3 apresenta um estudo da sensibilidade das simulações numéricas, descrevendo o modelo utilizado, o *design* do conjunto de simulações realizadas e apresentando uma avaliação da performance de cada simulação, justificando a seleção da simulação que melhor representa a situação meteorológica em estudo. O capítulo 4 apresenta os resultados deste estudo,

começando com a análise da estrutura da *cloud head* e da *dry slot* onde são também diagnosticadas as correntes de ar associadas a este sistema ciclónico. Segue-se o estudo à relação entre a intrusão de ar estratosférico e o desenvolvimento da instabilidade potencial, bem como a análise de campos horizontais de forçamentos típicos de ciclones, como o cisalhamento do vento vertical e a CAPE. É também estudado o papel ativo da intrusão de ar seco no desenvolvimento do sistema. Por último, é estudada a região de ventos máximos associada à *bent back front*. O capítulo 5 apresenta as principais conclusões e sugere algum trabalho a realizar no futuro.

Salienta-se que no presente texto os termos técnicos não serão, na sua maioria, traduzidos para a língua portuguesa, por se ter considerado que se trataria de uma missão impossível, suscetível de prejudicar a compreensão do texto.

## 2 Enquadramento Teórico

### 2.1 Modelos Conceptuais de Ciclogénese

A discussão dos ciclos de vida dos ciclones extratropicais tem sido dominada por dois modelos conceptuais. O modelo clássico – Modelo Norueguês, desenvolvido no princípio do século XX pela escola de meteorologia norueguesa de Bergen foi descrito pela primeira vez em 1922 num artigo publicado na *Geofysiske Publikasjon* por Bjerkness e Solberg. Este modelo foi desenvolvido essencialmente a partir de observações meteorológicas de superfície, mas permitiu caracterizar a estrutura tridimensional desses sistemas. Apesar do grande sucesso explicativo do modelo norueguês, tem vindo a tornar-se claro, nas últimas décadas, que ele não explica as características distintivas de certos processos ciclogénéticos muito rápidos, por vezes associados a tempestades de intensidade invulgar. A necessidade de caracterizar e explicar a evolução destes sistemas conduziu à formulação de um novo modelo conceptual – o Modelo de Shapiro-Keyser, proposto em 1990.

A figura 1 ilustra o desenvolvimento de um ciclone extratropical a partir do (a) Modelo Norueguês e do (b) Modelo de Shapiro-Keyser. A tabela 1 apresenta as principais características dos dois modelos durante as várias fases do ciclo de vida do ciclone.

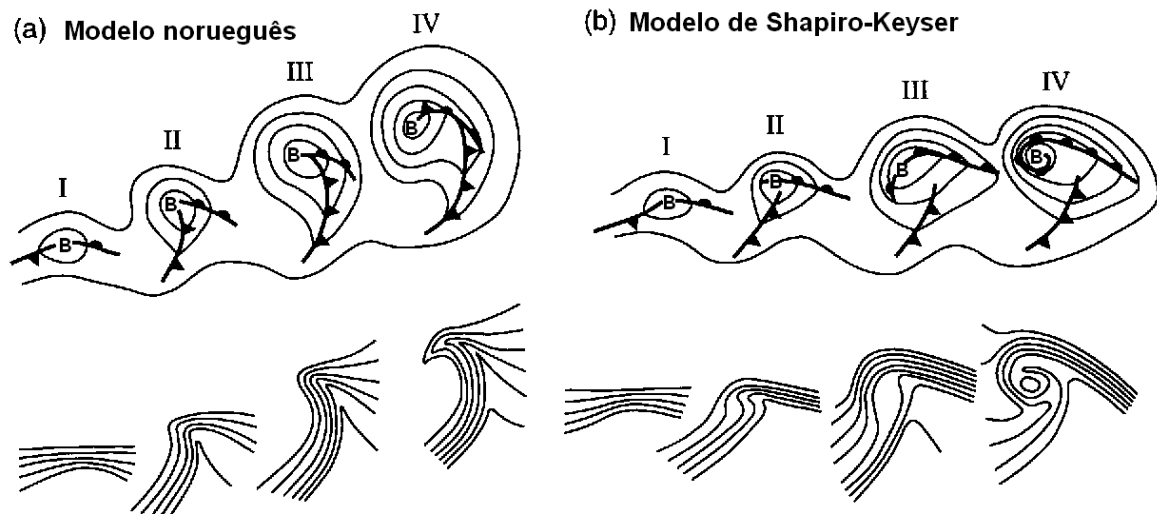


Figura 1. Modelos conceptuais de evolução de depressões extratropicais. (a) Modelo Norueguês e (b) Modelo de Shapiro-Keyser. Ambas mostram a evolução do campo do geopotencial aos 850 hPa e a posição das frentes (em cima) e a evolução do campo da temperatura potencial aos 850 hPa (em baixo). Em (a): fase (I) depressão frontal incipiente, (II) e (III) setor quente estreitando e (IV) oclusão. Este painel foi adaptado de Schultz et al. (1997). Em (b): depressão frontal incipiente, (II) fratura frontal, (III) *T-bone* frontal e frente quente a circundar o núcleo (*bent-back front*) e (IV) seclusão frontal quente. Este painel foi adaptado de Shapiro e Keyser (1990). As diversas fases estão separadas por intervalos de tempo entre 6 a 24 h e a escala espacial entre o centro da depressão e o limite exterior do campo do geopotencial é de 1000 km em (IV). Fonte: <http://www.wpc.ncep.noaa.gov/sfc/UASfcManualVersion1.pdf>

Tabela 1 – Confronto entre as principais características previstas pelos modelos conceptuais de ciclogénese em depressões extratropicais: modelo da escola norueguesa e modelo de Shapiro-Keyser. Características para a avaliação de consistência com o modelo conceptual. Indicação das fases do ciclo de vida. Adaptação da tabela 1 de Paulo Pinto et al. (2010).

Modelo Norueguês	Modelo de Shapiro-Keyser	Avaliação de consistência	Fase
Uma perturbação incipiente surge ao longo da frente polar, formando uma ondulação frontal com frente quente e frente fria associadas ao núcleo depressionário	Idem ao modelo Norueguês		I
À medida que o núcleo se intensifica, a frente fria, que se propaga mais rapidamente do que a frente quente, vai gerando uma oclusão que, gradualmente, estreita o setor quente	À medida que o núcleo se intensifica, verifica-se uma redução no gradiente horizontal de temperatura na zona da frente fria vizinha do mesmo, gerando-se uma <b>fratura frontal</b> . A frente fria propaga-se quase perpendicularmente à frente quente (formando um padrão designado por <b>T-Bone</b> ), prosseguindo destacada e sem ocorrência de oclusão. A frente quente circunda o núcleo, formando a designada <b>bent-back front</b>	Fratura frontal: a existir, será identificável por uma redução no gradiente horizontal de temperatura na zona da frente fria, vizinha do núcleo depressionário	II
		T-Bone: a existir, será identificável por um padrão de frente quente com orientação aproximadamente zonal e frente fria praticamente perpendicular àquela, formando-se um padrão em forma de “T” em campos relevantes	III
	O ar frio rodeia ar mais quente residente junto ao núcleo e forma a designada seclusão quente	Seclusão quente: a existir, será identificável pela existência de um núcleo quente	
O núcleo depressionário adota uma orientação meridional predominante e a frente fria é tipicamente mais intensa e alongada do que a frente quente	O núcleo depressionário adota uma orientação zonal predominante seguindo a orientação da frente quente que é, neste caso, mais intensa do que a frente fria	Orientação do núcleo é predominantemente zonal, com uma frente quente mais intensa do que a frente fria (S-K) ou, pelo contrário, a orientação do núcleo é essencialmente meridional, com uma frente fria mais intensa do que a frente quente	IV

No modelo de Shapiro-Keyser são de destacar duas características importantes na morfologia do ciclone, a *cloud head* e a *dry slot*, estando estas previstas somente neste modelo. Ambas estão associadas a um padrão de nebulosidade específico. A *cloud head*, identificada pela primeira vez em imagens de satélite (Young et al., 1987), corresponde à massa nebulosa visível a partir da fase III, associada à região da frente quente que começa a circundar o núcleo. A *dry slot*, associada a uma intrusão de ar seco com origem estratosférica, consiste na região com reduzida nebulosidade, situada entre a frente quente circundante e a frente fria, visível também a partir da fase III. Numa imagem de satélite, aquela pode ser identificada como a região livre de nuvens ensanduichada pela banda de nuvens da frente polar em altitude e pela banda de nuvens da *cloud head*. Na fase de maturação do ciclone (IV), o ar frio presente nesta região circunda o núcleo, conduzindo assim à seclusão de ar quente rodeada pela extremidade da *bent-back front*. A intrusão de ar seco possui uma assinatura muito peculiar nas imagens de satélite, em especial no campo do vapor de água onde surge como uma zona “negra” representativa de baixos valores de humidade, precocemente visível neste campo em imagens de satélite. Saliente-se ainda o facto de que parte desta intrusão possui vorticidade potencial elevada (tipicamente  $> 2$  unidades de vorticidade potencial – PVU) e a aproximação desta a baixos níveis numa atmosfera baroclínica é capaz de desencadear uma ciclogénese explosiva. Young (1997) destaca a importância da identificação deste fenómeno a partir de imagens de satélite para a melhoria das previsões dos modelos numéricos e também para efeitos de *nowcasting*.

A figura seguinte ilustra um modelo conceptual da interação entre os vários escoamentos presentes durante o desenvolvimento de um ciclone do modelo Shapiro-Keyser.

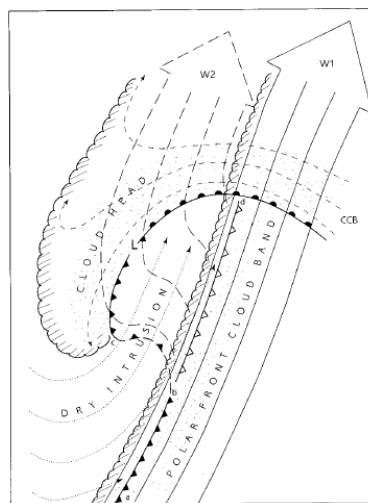


Figura 2. Modelo conceptual da estrutura de um ciclone em desenvolvimento no modelo de Shapiro-Keyser. O centro do ciclone está identificado pela letra “L” e desloca-se em direcção ao topo direito da figura. A frente fria de superfície principal está representada pelo segmento *ab*. A *bent-back front* consiste no segmento *cd* e parte deste está representado como frente fria. O segmento *bc*, situado entre as duas frentes frias, corresponde a uma frente fria de altitude que delimita a intrusão de ar seco. Os escoamentos principais são: o *warm conveyor belt* principal (*W1*) representado por setas a cheio, o *warm conveyor belt* secundário (*W2*) representado por setas a tracejado longo, o *cold conveyor belt* (*CCB*) representado por setas a tracejado curto e finalmente a intrusão de ar seco – *dry intrusion* representada por setas pontilhadas. As extremidades das massas nebulosas principais estão representadas por uma linha ondulada, sendo que a banda de nuvens associada à frente fria – *polar front cloud band*, resulta do escoamento *W1* e a nebulosidade associada à *cloud head* resulta do efeito combinado entre *W2* e *CCB*. As regiões de precipitação estão representadas por um padrão pontilhado associadas portanto à parte esquerda de *W1* junto à frente fria, à zona acima da frente quente e ao interior da *cloud head*. Estas duas bandas de precipitação estão separadas pela *dry slot* onde o escoamento superficial associado a *W2* é limitado superiormente pela intrusão de ar seco. A zona por onde *W2* circula dentro da *dry slot* é identificada na literatura por *shallow moist zone*. Fonte: Browning, 1997.

Este modelo conceptual resulta de um melhoramento do modelo conceptual altamente simplificado de Browning et al. (1995) no qual define os escoamentos como *conveyor-belt flows*. Segundo este, a *cloud head* resulta do *cold conveyor belt* (CCB na figura) com origem precedente à frente quente. O *warm conveyor belt* secundário (W2) acaba por substituir o CCB em toda a *cloud head* há exceção da “cauda”. W2 é caracterizado por temperaturas do termómetro molhado, i.e.  $\theta_w$  elevadas. Já a intrusão de ar seco, que entretanto invade parte da região onde W2 circula, possui baixas  $\theta_w$ . Repare-se portanto que esta sobreposição de escoamentos conduz à formação de instabilidade potencial ( $d\theta_w/dz < 0$ ) responsável pelo desenvolvimento de processos convectivos na *dry slot*. Por último, mas não menos importante, temos o principal *warm conveyor belt* (W1) responsável pela densa banda de nuvens conhecida na literatura por *polar front cloud band*. W1 é caracterizado por  $\theta_w$  ainda mais elevadas que W2. Geralmente, nas imagens de satélite, a fronteira entre W2 e a intrusão de ar seco, à sua esquerda, está muito bem delimitada.

Quanto à morfologia, estes ciclones apresentam tipicamente uma forma oblonga segundo a direção este-oeste ao longo da intensa frente quente. O projeto ERICA (Experimento on Rapidly Intensifying Cyclones over the Atlantic) permitiu a recolha de observações específicas de uma ciclogénese explosiva que confirmaram a sequência dos processos associados ao ciclo de vida de um ciclone no modelo Shapiro-Keyser (Neiman e Shapiro, 1993; Neiman *et al.*, 1993).

Os sistemas depressionários descritos por este modelo podem gerar ventos à superfície excecionalmente fortes, i.e. tempestades de vento. A extremidade da *cloud head*, já na fase IV, tem vindo a ser relacionada com a região associada à presença destes ventos. Segundo Browning (2004) ambas as estruturas foram observadas em grandes tempestades de vento que afetaram o território europeu até à data, concluindo, portanto, no mesmo artigo, que o modelo de Shapiro-Keyser modela com sucesso as tempestades de vento caracterizadas por processos de ciclogénese extremamente rápidos e intensos, i.e. por ciclogénese explosiva. O termo “ciclogénese explosiva” foi inicialmente proposto pelo meteorologista norueguês Bergeron com o propósito de classificar, do ponto de vista da pressão, ciclogéneses acompanhadas por uma taxa de cavamento no núcleo da depressão igual ou superior a 1 hPa/h em 24 horas. Este valor foi obtido em particular para a latitude 60°N (latitude da cidade onde Bergeron desenvolveu os seus estudos a este respeito). Sanders e Gyakum (1980) generalizaram este valor para outras latitudes, definindo deste modo a conhecida unidade de cavamento de ciclogénese explosiva, 1 Bergeron (Ber) =  $24 \sin \varphi / \sin 60^\circ$  hPa/24h para a latitude  $\varphi$ . O nome da unidade, Bergeron, foi atribuído em memória do referido meteorologista. Na literatura estas ciclogéneses são também chamadas de “bombas”.

## 2.2 A Tempestade Gong, em 19 de Janeiro de 2013

Durante o dia 19 de janeiro de 2013, Portugal continental foi afetado pela tempestade Gong. O centro depressionário desta tempestade alcançou território nacional, em particular, a região litoral centro e norte, aproximadamente às 6 h locais (figura 3).

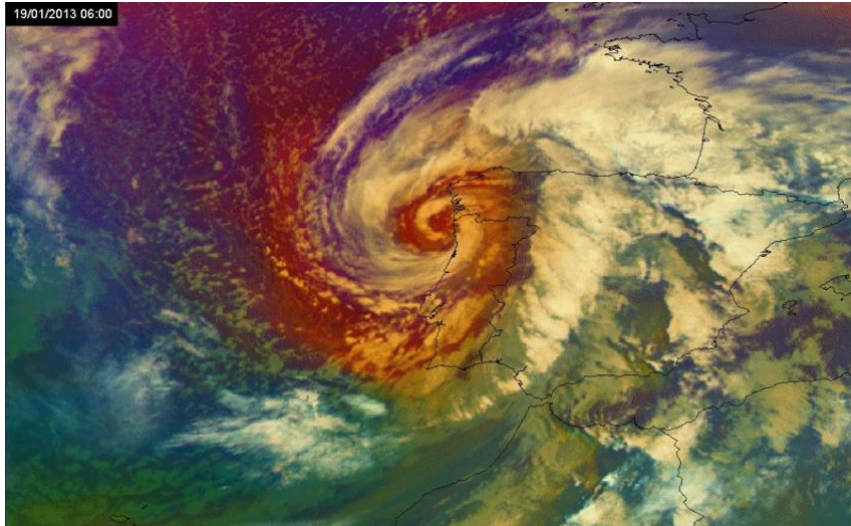


Figura 3. Imagem de satélite METEOSAT de segunda geração referente ao instante 06 UTC do dia 19 de Janeiro de 2013, na qual é possível observar o ciclone responsável pela tempestade Gong no último estágio do ciclo de vida de um ciclone segundo o modelo Shapiro-Keyser. Fonte: Apresentação “Temporal no Continente 19 de janeiro de 2013” por Paulo Narciso et al. no 8º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG em março de 2013.

A passagem deste sistema depressionário sobre o território nacional provocou condições meteorológicas fortemente adversas, tendo sido registadas rajadas de 90 km/h em praticamente todo o território nacional e em particular valores superiores a 130 km/h no litoral oeste (figura 4).

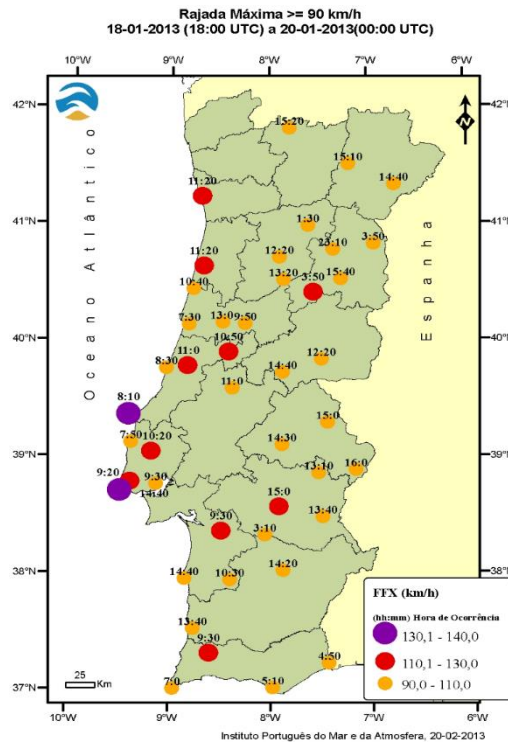


Figura 4. Observações IPMA da tempestade Gong. Fonte: IPMA.

Consequentemente milhares de pessoas ficaram privadas de água, luz e comunicações devido às falhas de abastecimento de energia elétrica e à queda de diversas estruturas e árvores (segundo a proteção civil registou-se a queda de cerca de 5 mil árvores). Registou-se um morto e dezenas de feridos. A circulação dos diversos meios de transporte também foi afetada. Em termos de prejuízo económico, este foi estimado pelas seguradoras em cerca de 83 milhões de euros.

### 2.3 Enquadramento sinóptico da Tempestade Gong

Segundo o Boletim Climatológico Mensal<sup>1</sup> no período de 16 a 27 de janeiro, na faixa de latitudes entre 40° e 50°N, estabeleceu-se uma corrente muito forte de oeste com passagem de perturbações frontais de atividade moderada a forte. Nos dias 18 e 19, associada à corrente de oeste, uma depressão centrada a oeste da Corunha, às 12 UTC do dia 18, sofreu um processo de ciclogénese explosiva, vindo centrar-se às 7 UTC do dia 19 em Viana do Castelo, com o mínimo de pressão de 968 hPa. Neste período de tempo, a depressão registou uma descida de pressão de 28 hPa. Esta situação meteorológica originou uma situação de temporal de vento muito ou excepcionalmente forte em todo o território, em especial nas regiões Centro e Sul, atingindo rajadas superiores a 100 km/h em quase todo o território. Ocorreu precipitação contínua na tarde do dia 18, noite e manhã de 19, que foi por vezes forte, em especial, no Minho e Douro Litoral e houve forte queda de neve na serra da Estrela [1].

<sup>1</sup> Boletim Climatológico Mensal – janeiro 2013 IPMA

[http://www.ipma.pt/resources.www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20130208/BQhKcCxCEQIVpspHirOd/cli\\_20130101\\_20130131\\_pcl\\_mm\\_co\\_pt.pdf](http://www.ipma.pt/resources.www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20130208/BQhKcCxCEQIVpspHirOd/cli_20130101_20130131_pcl_mm_co_pt.pdf)

A figura 5 mostra cartas sinóticas à superfície correspondentes ao período de desenvolvimento do ciclone. Reportando a análise que se segue ao ciclo de vida de um ciclone, apresentado anteriormente no contexto do modelo de Shapiro-Keyser, podemos então constatar em (a) a ondulação frontal com a frente quente e frente fria associadas ao núcleo depressionário localizada aproximadamente aos 30°W de longitude e 40°N de latitude, sendo que o valor de pressão mínimo é de 1000 hPa. Este padrão sinóptico está associado à fase I. Em (b), após 12 h relativamente a (a), o ciclone intensificou-se com a pressão do núcleo a decrescer para 990 hPa. Este deslocou-se zonalmente para 15°W (fase II). Em (c) temos a frente fria a propagar-se quase perpendicularmente à frente quente formando um padrão conhecido por *T-Bone*, típico da fase III, registou-se também uma diminuição do valor da pressão no núcleo para 980 hPa. Note-se que no presente instante a frente quente cobre já grande parte do território nacional. Em (d) o núcleo depressionário apresenta uma orientação predominantemente zonal seguindo a orientação da frente quente (Fase IV) e está localizado sobre a costa norte de Portugal continental. Na caixa (c) é possível observar a marcação de uma oclusão. No entanto segundo o modelo de Shapiro-Keyser, ao invés da oclusão tem-se uma seclusão caracterizada pela existência de um núcleo quente. A figura 6 mostra o campo da pressão ao nível médio do mar e o campo da temperatura do termómetro molhado,  $\theta_w$ , aos 850 hPa, para os instantes 18 UTC de dia 18 e 00 UTC de dia 19 (instantes correspondentes às caixas (b) e (c)).

Antes de mais, a análise da figura 6 permite constatar que estamos perante um núcleo quente registando valores de cerca de 13°C. A deflexão das isolinhas de  $\theta_w$  na região sul da depressão deve-se à presença de uma faixa estreita de ar frio com origem na tropopausa e/ou estratosfera numa região muito a norte do sistema, que envolve a seclusão quente. É natural que na maioria das cartas sinóticas as frentes sejam desenhadas com base no modelo Norueguês, visto tratar-se do modelo clássico. No entanto, de facto, é legítimo concluir pela figura 6 que na fase III o sistema depressionário apresenta uma seclusão quente típica do modelo Shapiro-Keyser.

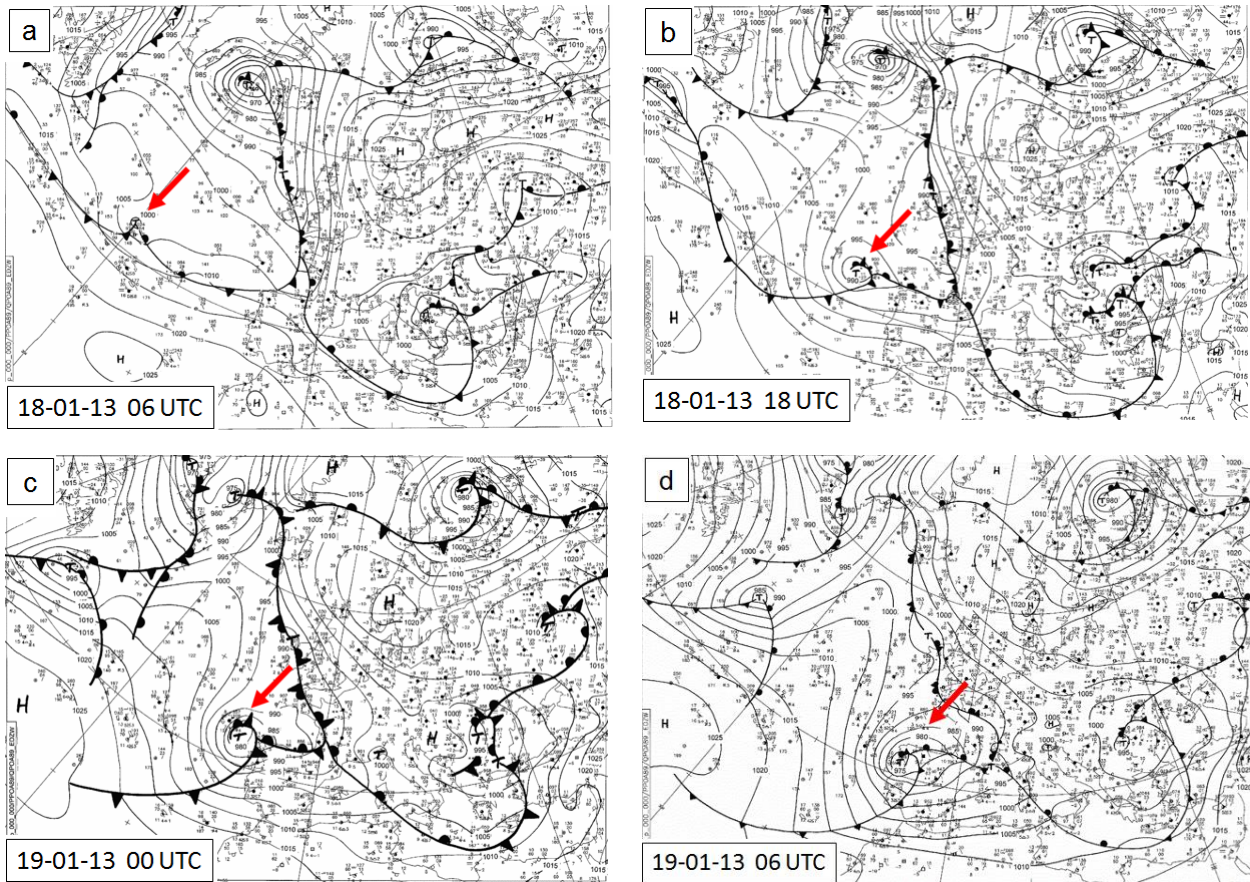


Figura 5. Cartas sinópticas do arquivo DWD para os instantes (a) 06 UTC, (b) 18 UTC de dia 18, (c) 00 UTC e (d) 06 UTC de dia 19. Fonte: [http://www2.wetter3.de/Archiv/archiv\\_dwd.html](http://www2.wetter3.de/Archiv/archiv_dwd.html)

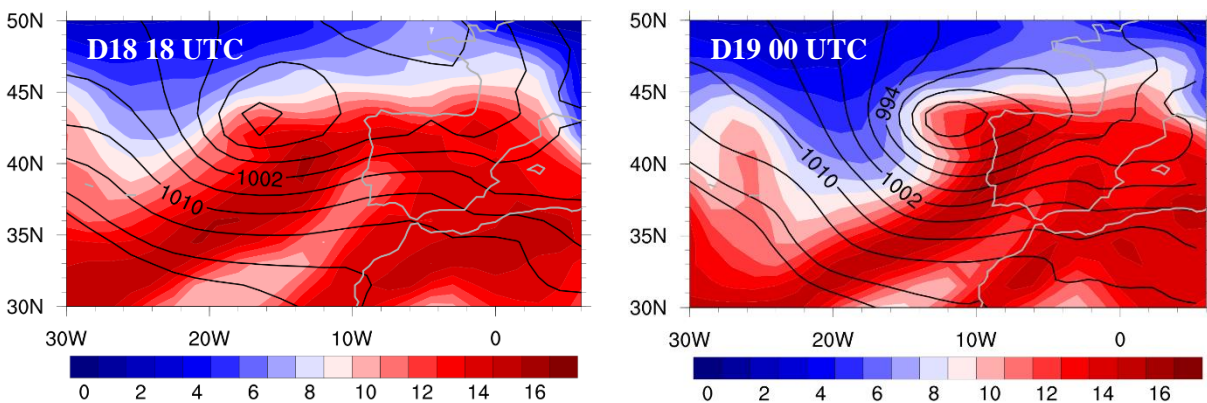


Figura 6. Campo da pressão ao nível médio do mar (linha preta a cheio) e campo da temperatura do termómetro molhado,  $\theta_w$ , aos 850 hPa em Celsius da ERA-Interim para os instantes (a) 18 UTC de dia 18 e (b) 00 UTC de dia 19.

A figura 7 mostra a trajetória do centro da depressão desde as 6 UTC de dia 18 até às 18 UTC de dia 19, instante a partir do qual o sistema se dissipa. Na figura, os pontos vermelhos indicam a posição do centro da depressão acompanhada pelo valor mínimo da pressão à superfície em hPa, os instantes referentes a cada posição estão indicados a azul, e a verde temos a velocidade de deslocação do ciclone em km/hora. Repare-se ainda que entre as 6 UTC do dia 18 e as 6 UTC do dia 19, o valor mínimo da pressão decresceu 33 hPa/24 h de 1000 hPa para

967 hPa. Correspondendo portanto à definição de ciclogénese explosiva segundo o limiar definido por Sanders e Gyakum (1980). O limiar para a nossa latitude é de aproximadamente 18 hPa/24 h.

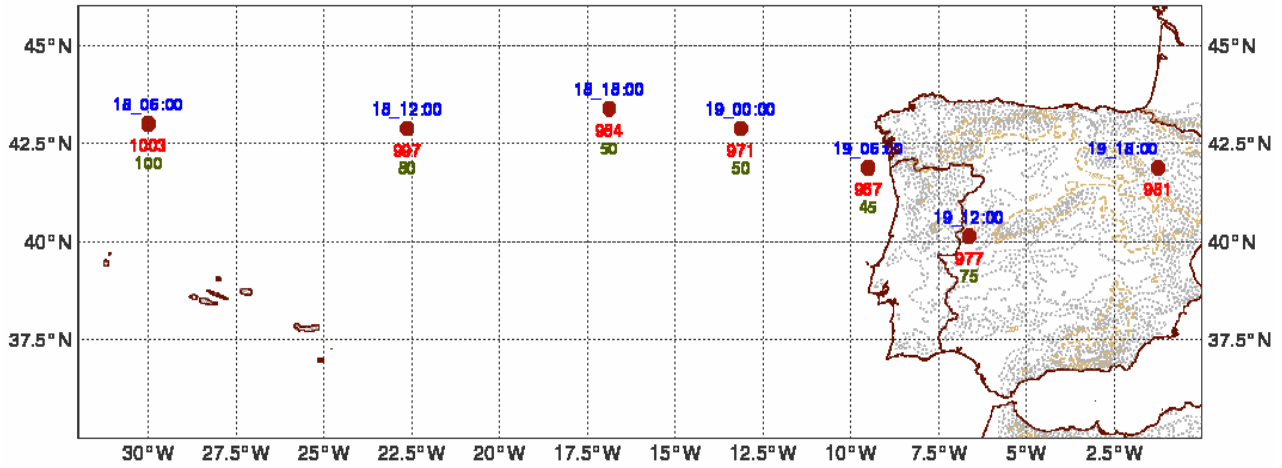


Figura 7. Trajetória do centro da depressão desde as 06 UTC de dia 18 até às 18 UTC de dia 19. Os pontos vermelhos indicam a posição do centro da depressão acompanhada pelo valor mínimo da pressão à superfície em hPa. Os instantes referentes a cada posição estão indicados a azul e a verde temos a velocidade de deslocação do ciclone em km/hora. Fonte: Apresentação “Temporal no Continente 19 de janeiro de 2013” por Paulo Narciso et al. no 8ºSimpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG em março de 2013.

### 3 Simulações Numéricas: estudo de sensibilidade

#### 3.1 WRF

##### 3.1.1 Descrição do modelo

Com o intuito de estudar em detalhe a evolução e a estrutura de determinados ciclones extratropicais, realizámos simulações numéricas através do modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) versão 3.4. O WRF (Skamarock, 2005) consiste num sistema de previsão numérica da atmosfera (*numerical weather prediction – NWP*) desenhado para a realização de investigação e previsão meteorológica. Este modelo computacional de acesso e utilização livre surgiu no início da década de 90, resultando de uma parceria entre várias entidades, entre elas, o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) e *National Center for Environmental Prediction* (NCEP). As equações que governam a dinâmica atmosférica podem ser resolvidas através de duas abordagens, *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM) e *Advanced Research WRF* (WRF-AWR). Presentemente, NMM está ao encargo do NCEP e o WRF-AWR do NCAR. Em 2007 foi também disponibilizado o *Hurricane Weather Research and Forecasting* (HWRF), sendo este uma versão do WRF-NMM. WRF apresenta uma ampla gama de aplicações, desde simulações de convecção, LES ou ondas baroclínicas, passando pela investigação de parametrizações, assimilação de dados e previsão meteorológica, entre outras.

##### 3.1.2 Design das simulações

O conjunto de simulações realizadas recorre a três domínios aninhados (*one-way*) com resoluções horizontais de 27, 9 e 3 km. As condições de fronteira associadas ao domínio exterior resultam de interpolações lineares no tempo aplicadas a dados de previsão do ECMWF. O domínio externo fornece as condições iniciais e de fronteira aos domínios de resoluções superiores. A figura 8 apresenta os domínios utilizados nas simulações.

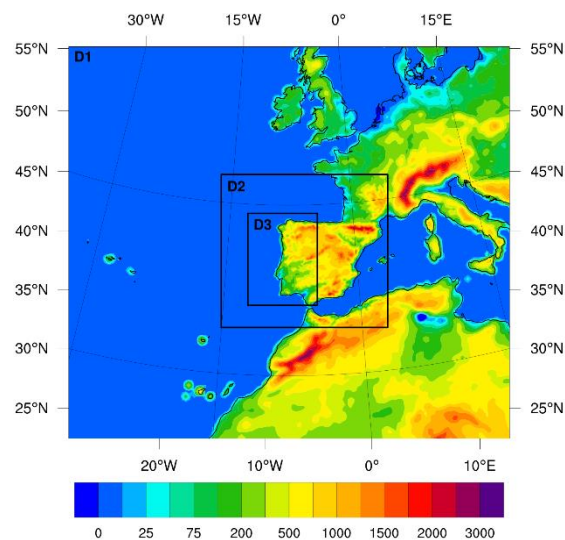


Figura 8. Representação dos três domínios utilizados nas simulações WRF com 27, 9 e 3 km de resolução, respetivamente. Os continentes apresentam a topografia em metros.

A tabela seguinte contém a informação de maior relevância relativamente às três simulações realizadas, sendo que a diferença entre estas está no esquema de *cumulus* e no parâmetro *cudt*.

Tabela 1 Configurações do conjunto de simulações realizadas com o modelo WRF Versão 3.4

	<b>Domínio 1</b>	<b>Domínio 2</b>	<b>Domínio 3</b>
Resolução Horizontal	27 km	9 km	3 km
Dimensão Horizontal	162 x 142	181 x 166	226 x 298
Dimensão Vertical		30	
Início		12 UTC 18 janeiro	
Tempo de corrida		36 h	
C.F		Forecast	
Microfísica		WSM6	
Radiação		RRTMG versão 3.4	
Camada de superfície		Monin-obukhov (Janjic Eta) Scheme	
Cobertura do solo		Noah LSM	
Camada limite planetária		Mellor-Miller-Janjic	
		Betts-Miller-Janjic	Desligado
Cúmulos		New Grell Scheme	
		New Grell Scheme	
	5	5	0
Cudt	5	5	0
	0	0	0

Quanto às parametrizações utilizadas, os processos de geração de vapor de água, gelo, nuvens, granizo e precipitação, associados portanto à microfísica, são resolvidos através do complexo esquema de microfísica de seis classes – WSM6 (WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme), desenvolvido por Hong e Lim (2006). A novidade entre o WSM6 e o anterior WSM5 consiste na inclusão do granizo como uma variável preditiva (Hong *et al.*, 2006). O esquema de radiação pretende resolver o aquecimento atmosférico resultante da divergência de fluxos radiativos e da radiação ascendente e descendente de ondas longas (LW) e curtas (SW). O esquema escolhido foi o RRTMG (Rapid Radiative Transfer Model for GCMs) (Iacono *et al.*, 2008). O modelo de superfície utilizado foi o Noah LSM, este trata das trocas existentes entre o solo e a superfície. A camada superficial atmosférica compreende a camada imediatamente acima da superfície, ou seja, em termos de altitude, esta corresponde à parte mais baixa da camada limite planetária (CLP). Aqui a turbulência atmosférica é fortemente influenciada pela interação direta com a superfície. Os esquemas de parametrização associados a esta camada tratam dos coeficientes de trocas de calor, necessários ao cálculo dos fluxos de calor calculados pelo modelo de superfície, e a velocidade de atrito necessária à CLP. O esquema aqui utilizado foi o Monin-Obukhov (Janjic Eta) (Janjic, 1994, 2002 e Monin e Obukhov, 1954). Este esquema deve ser utilizado juntamente com o esquema Mellor-Yamada-Janjic correspondente à CLP. Este último tem em conta todos os regimes de turbulência atmosférica (Janjic, 1994). Note-se a ligação entre as três últimas parametrizações aqui apresentadas. Por último, relativamente à parametrização de *cumulus* responsável pela resolução de nuvens convectivas e/ou nuvens baixas de sub-escala, utilizaram-se dois esquemas, Betts-Miller-Janjic (Betts 1986; Betts e Miller 1986; Janjic, 1994) e Grell 3D. O primeiro consiste num sistema de ajuste de convecção onde o perfil de equilíbrio de referência pode variar. O Grell 3D é uma versão melhorada do esquema Grell-Devenyi (GD) possibilitando assim a sua utilização também em alta resolução (motivo pelo qual está ligado no domínio 3 – Tabela 1). O parâmetro *cutd* consiste no intervalo de minutos em que a física de *cumulus* é “chamada”. Tem-se com “tradição” utilizar este parâmetro igual a 5. Motivo pelo qual foi utilizado com este valor em duas das simulações realizadas. No entanto, segundo o manual WRF-AWR versão 3.4, este parâmetro deve ser igual a 0 para todas as parametrizações de *cumulus* excepto quando se utiliza o esquema de Kain-Fritsch. Este é o motivo pelo qual a segunda simulação com o esquema de *cumulus* Grell 3D utiliza *cutd* igual a 0.

### 3.1.3 Avaliação da performance de parametrizações

Antes de aprofundar a análise dos resultados simulados, é necessário determinar qual a simulação que melhor representa o sistema ciclónico em estudo. Uma vez que estamos especialmente interessados nos campos de vento e vapor de água associados a este sistema meteorológico, a análise que se segue começa com o estudo da sensibilidade do campo do vento às várias resoluções.

O conjunto de figuras abaixo mostra o campo do vento máximo aos 10 metros durante um período de 24h correspondente às resoluções 27, 9 e 3 km (da esquerda para a direita) para as três simulações, realizadas com as diferentes parametrizações de *cumulus*, isto é, BMJ, GD com *cutd* = 5 (GD 5) e GD com *cutd* = 0 (GD 0) (de cima para baixo). Com o propósito de facilitar a comparação, as figuras correspondentes às resoluções 27 e 9 km foram limitadas ao domínio 3 de 3 km.

Pela figura 9, as simulações referentes aos esquemas BMJ e GD 5 não apresentam diferenças significativas entre os vários domínios, salvaguardando-se, no entanto, a notória perda de estrutura resultante da diminuição de resolução. Relativamente à simulação GD 0, os domínios 2 e 3 são semelhantes. Já o domínio 1 apresenta um padrão completamente diferente, no qual a região correspondente aos ventos máximos mais intensos se deslocou para sudoeste e os valores registados a norte da Península são aproximadamente o dobro dos valores apresentados nos domínios 2 e 3. Comparando a BMJ com a GD 5, ambas apresentam um padrão muito

semelhante, com a mesma localização da região de vento máximo mais intenso. Ainda assim, a GD 5 apresenta ventos mais intensos em mar mas ligeiramente menos intensos em terra, comparativamente com a BMJ. Ambas as simulações apresentam núcleos duplos de vento máximo, especialmente na resolução mais elevada, mas também na resolução intermédia no caso GD5.

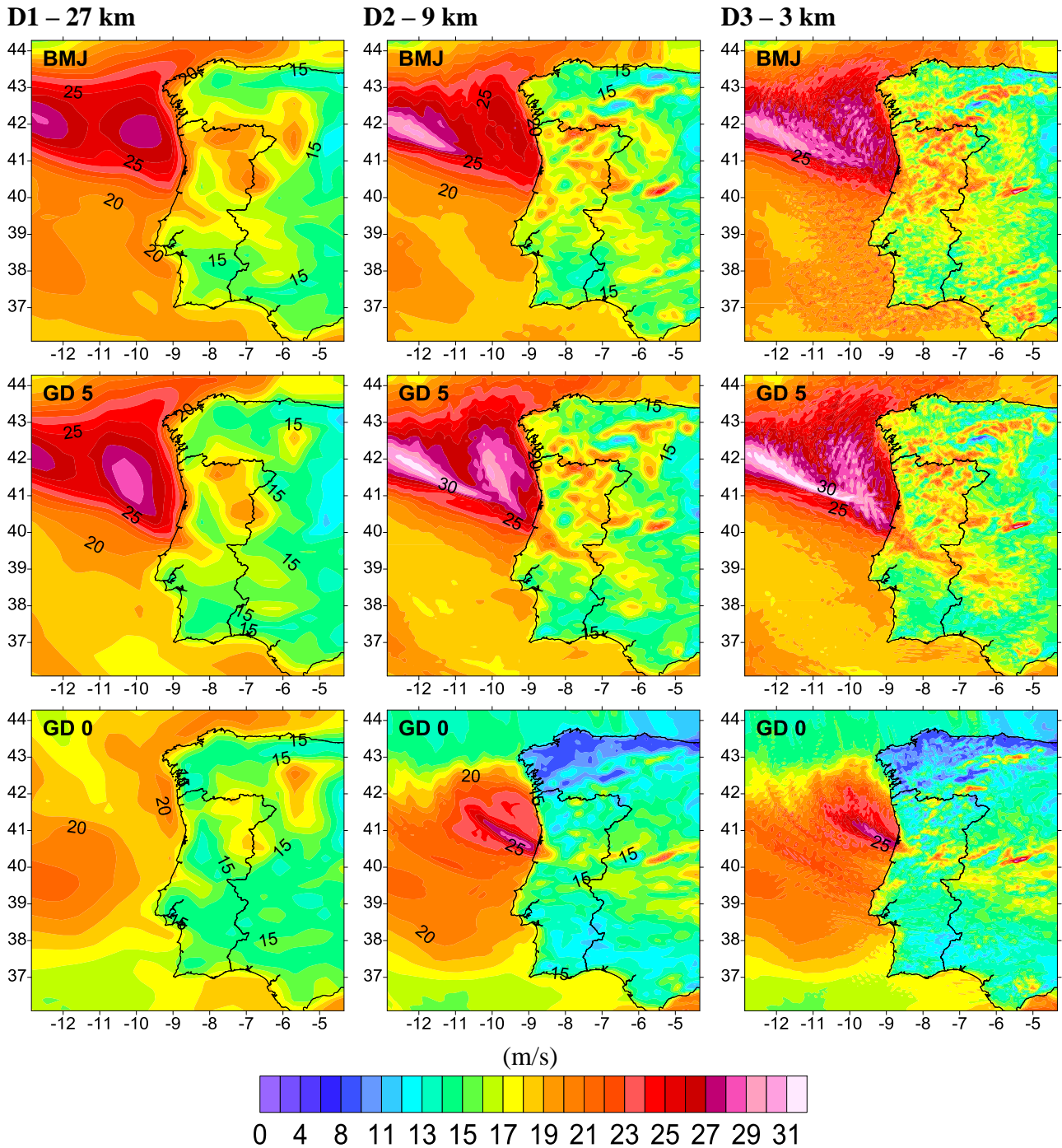


Figura 9. Campo simulado do vento máximo aos 10 metros, em m/s, durante um período de 24h correspondente às resoluções 27, 9 e 3 km (da esquerda para a direita) para as três simulações, realizadas com as diferentes parametrizações de *cumulus*, isto é, BMJ, GD com  $cudt = 5$  (GD 5) e GD com  $cudt = 0$  (GD 0) (de cima para baixo). Note-se que os campos correspondentes aos domínios 1 e 2 foram limitados à área do domínio 3 com o objetivo de facilitar a comparação entre eles.

A figura 10 ilustra o campo do vento simulado referente ao domínio 3, no instante 4 UTC do dia 19, à superfície (em cima) e aos 850 hPa (em baixo) para as três simulações. A análise desta figura tem por objetivo compreender o comportamento do campo do vento em altitude nas várias simulações mas especialmente na GD 0.

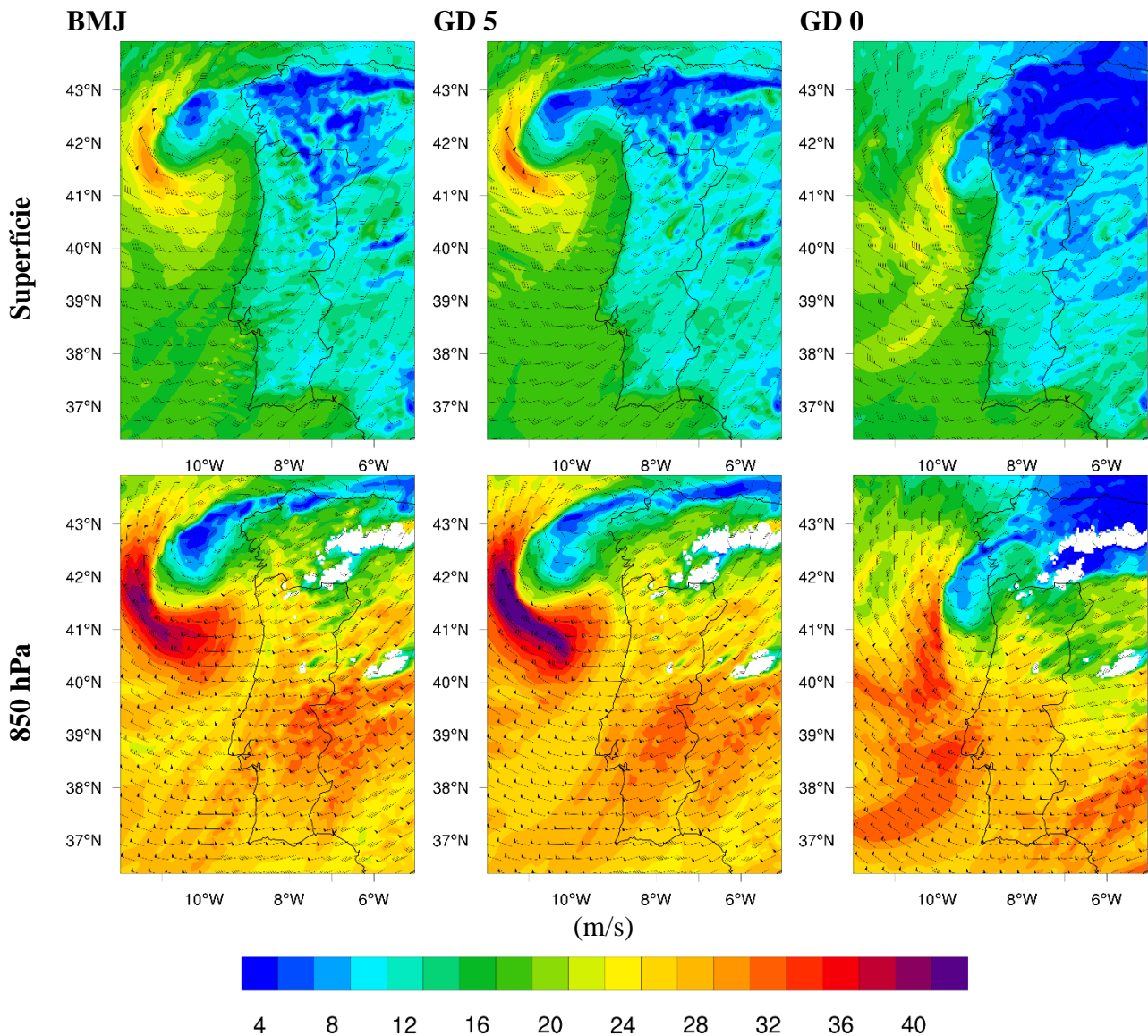


Figura 10. Campo simulado do vento instantâneo, em m/s, referente ao domínio 3, no instante 04 UTC do dia 19, à superfície (em cima) e aos 850 hPa (em baixo) para as três simulações com as parametrizações de *cumulus* BMJ, GD 5 e GD 0 (da esquerda para a direita).

Novamente, a BMJ e a GD 5 apresentam fortes semelhanças estruturais. À superfície ambas possuem um máximo de vento a sudoeste do núcleo do ciclone de aproximadamente 30 m/s. Em altitude, estas apresentam a região de máximo vento na mesma localização, contudo o máximo da GD 5 é consideravelmente superior ao da BMJ com valores de vento acima dos 40 m/s (144 km/h). Na região centro norte do país, a BMJ à superfície apresenta ligeiramente mais vento que a GD 5. Em altitude, os campos são similares. Quanto à GD 0, a estrutura do campo do vento é completamente diferente em ambos os níveis. Em particular, a região de vento máximo a sul do centro do ciclone possui uma distribuição espacial diferente e a sua magnitude é consideravelmente inferior comparativamente com a BMJ e a GD 5. A perda de estrutura representativa do sistema meteorológico em estudo poderá estar associada ao parâmetro *cutd* que terá suprimido fortemente a convecção. No entanto este apontamento de causa terá que ser alvo de um estudo mais profundo. Algo a realizar em trabalho futuro. Podemos, no entanto, com base nestas duas análises, excluir a simulação GD 0 das análises subsequentes. Ainda assim, na figura 12 irá constar o mapa da precipitação simulada referente a GD 0 uma vez que a análise correspondente, precipitação simulada vs radar, teve um papel preponderante na decisão de qual a simulação mais eficiente.

O painel seguinte (figura 11) contém imagens do canal 5 do satélite geoestacionário SEVIRI com o campo do vapor de água (à esquerda) e campos simulados do conteúdo em vapor de água (água precipitável) nos instantes 18 UTC do dia 18, 00 UTC e 6 UTC do dia 19, sendo que estes instantes correspondem às fases III e IV do ciclo de vida do ciclone. Relativamente ao instante 00 UTC de dia 19, constata-se pela imagem de satélite a presença de uma banda de ar extremamente seco, isto é, uma região com baixos valores de vapor de água (seta vermelha), a noroeste de Portugal. Esta banda de ar seco, com origem possivelmente estratosférica, corresponde à intrusão de ar seco, i.e. à *dry slot* do sistema ciclónico. Esta mesma banda é visível nas duas simulações, ainda assim, a BMJ apresenta-a mais definida. Na vizinhança da *dry slot*, as simulações mostram uma banda de ar muito húmido ( $70 \text{ kg m}^{-2}$  de vapor de água aproximadamente), persistente em ambos os instantes, que não está presente na imagem de satélite das 18 UTC e das 00 UTC. Esta banda muito húmida deverá estar associada à banda de nuvens da frente fria. Quanto ao instante 6 UTC do dia 19, focando a nossa atenção na região correspondente à seclusão quente, rodeada pela *dry slot*, ou seja, na região com baixos valores de vapor de água (seta vermelha), podemos constatar a presença deste mínimo de vapor de água em ambas as simulações e também do “gancho” associado a este mínimo resultante da rotação da *bent-back front*. Na imagem de satélite por baixo da *bent-back front*, zona associada à intrusão de ar seco, constatamos outro valor mínimo de vapor de água (seta azul). Este mínimo está também representado na simulação BMJ. A GD 5 apresenta igualmente um mínimo nesta região, no entanto menos demarcado e associado a uma vizinhança com menos semelhanças relativamente à imagem de satélite. Posto isto, na representação do campo do vapor de água a BMJ apresentou uma melhor, ainda que não “perfeita”, performance comparativamente à GD 5.

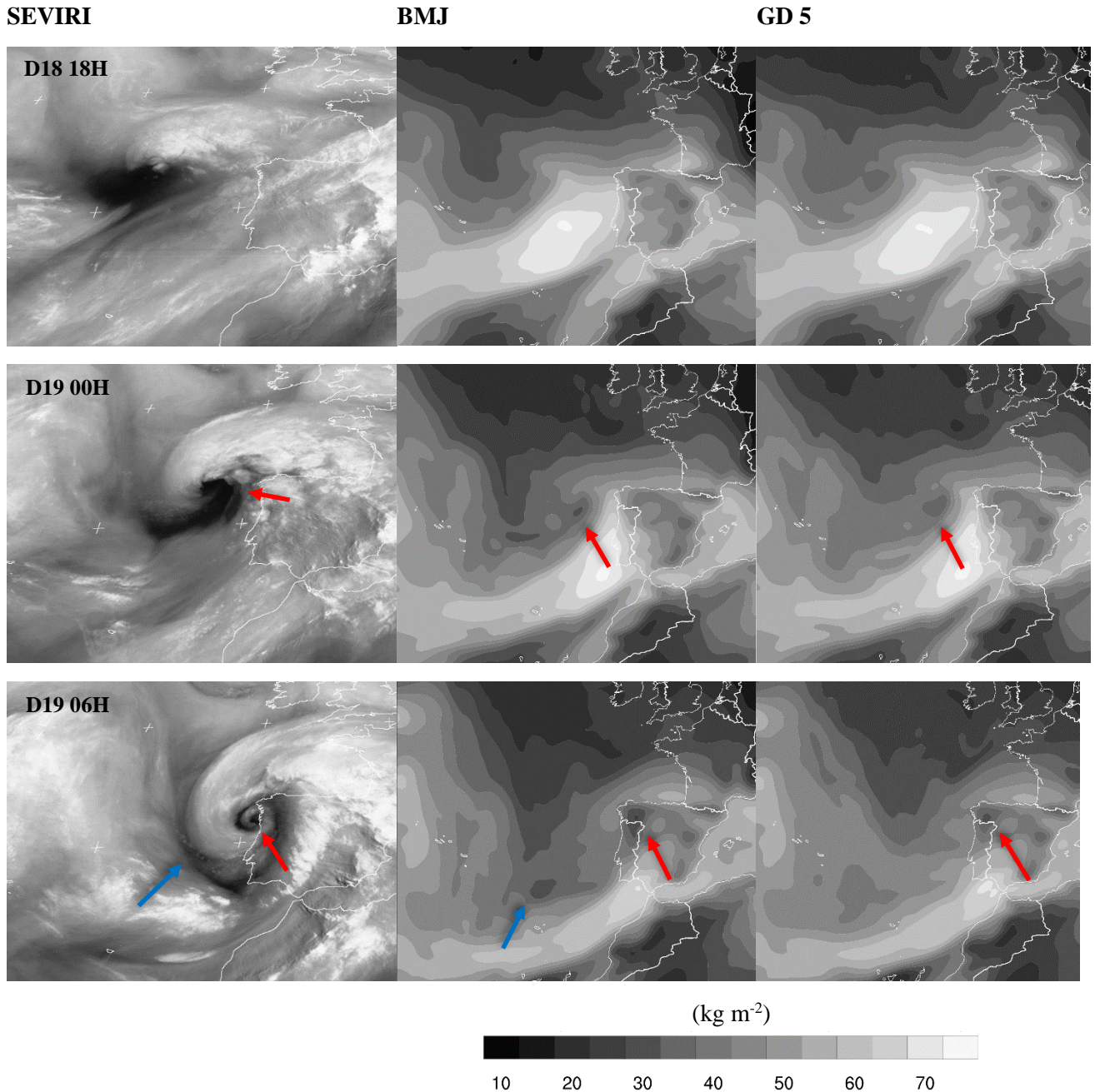


Figura 11. Imagem do canal 5 do satélite geoestacionário SEVIRI com o campo do vapor de água (à esquerda) e campos simulados do conteúdo em vapor de água (água precipitável), referentes ao domínio 1, com as parametrizações BMJ (no meio) e GD 5 (à direita) para os instantes 18 UTC do dia 19, 00 UTC e 06 UTC do dia 19 de janeiro (de cima para baixo).

O conjunto de figuras seguinte apresenta o campo de precipitação para o instante 6 UTC do dia 19. A figura da esquerda é um produto de radar (SRI). As restantes são campos simulados referentes ao domínio 3. Através de uma pré análise, não ilustrada aqui, foi possível concluir que as simulações apresentam um atraso temporal de aproximadamente 1 hora. Pelo que os campos simulados apresentados a baixo, excepcionalmente, correspondem ao instante 7 UTC.

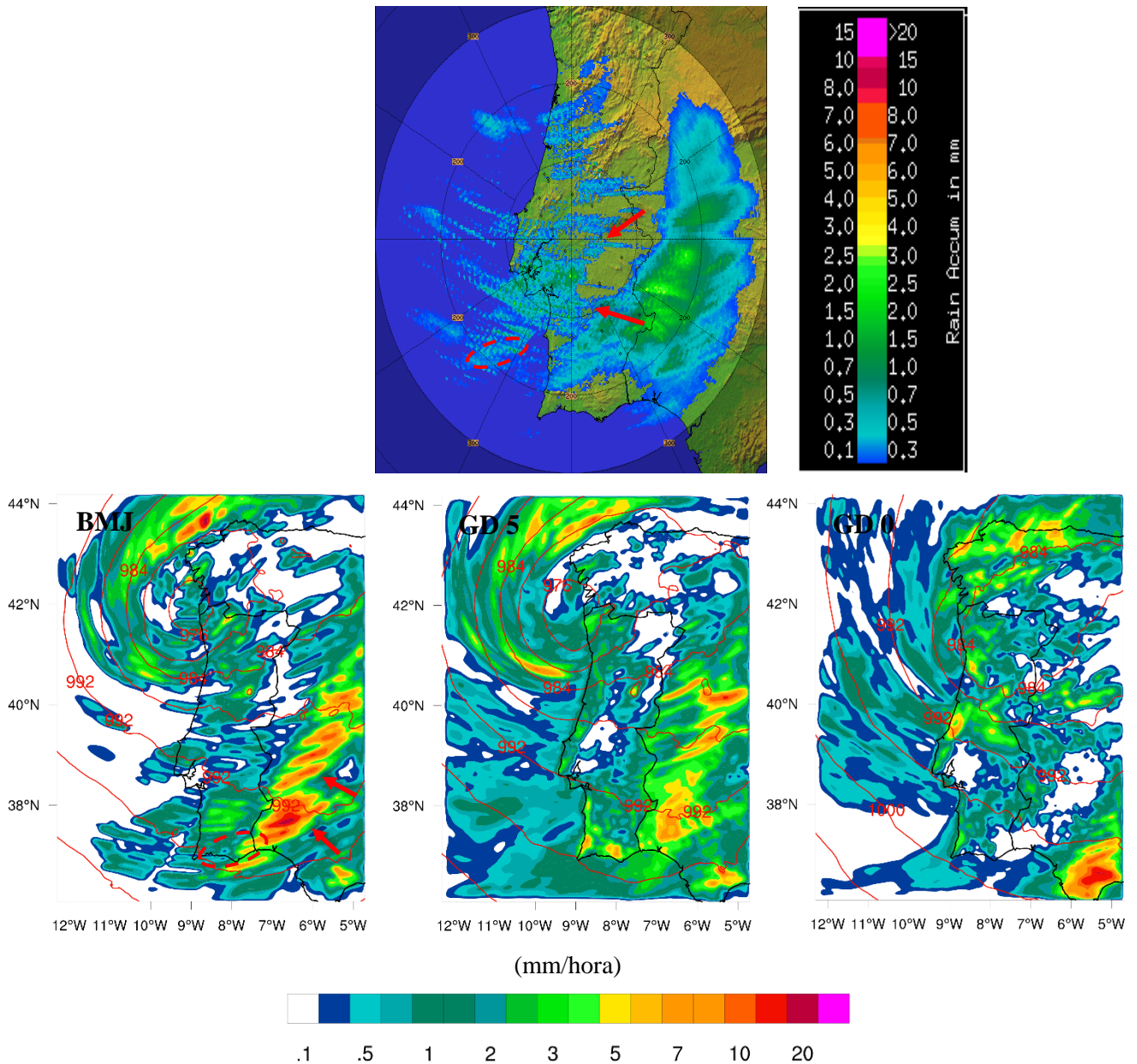


Figura 12. Campos de precipitação horária (mm/hora), em cima, de radar para o instante 06 UTC de dia 19, em baixo, campos simulados, referentes ao domínio 3, correspondem às simulações com as parametrizações BMJ, GD 5 e GD 0, respetivamente, para o instante 07 UTC de dia 19. As linhas a vermelho representam a pressão ao nível médio do mar com um intervalo de 4 hPa.

Note-se que o produto de radar corresponde ao radar de Coruche e portanto o seu alcance com precisão é de aproximadamente 250 km de raio. Segundo o campo de radar, podemos constatar a ausência de precipitação no centro litoral do país. Esta ausência é confirmada na BMJ tendo em conta que os valores de precipitação presentes aqui nesta região são inferiores a 1mm/hora. Já na GD 5 podemos observar uma falsa banda de precipitação, com valores na ordem dos 3 mm/hora, paralela à costa no litoral centro e norte. O radar apresenta uma banda de precipitação mais intensa, face ao resto do território nacional, ao longo da fronteira entre o Alto e Centro Alentejo e Espanha. A BMJ consegue captar esta assinatura, apresentando também os dois focos de precipitação máxima (setas vermelhas). Novamente, a GD 5 apresenta valores elevados de precipitação na mesma região mas não consegue captar a assinatura do radar corretamente. Aparentemente esta patenteia

também problemas de fronteira, uma vez que o campo da precipitação exibe um efeito “moldura” nos limites do domínio. Repara-se também na estreita banda quase longitudinal a sul do Alentejo (círculo a tracejado vermelho) com valores de precipitação inferiores a 0.5 mm/hora, também representada pela BMJ. Por último, ao que parece existe um problema de sobrevalorização, por parte do modelo, ou de subvalorização por parte do radar relativamente aos valores de precipitação horária mostrados nas figuras. Ainda assim, na região próxima do radar os valores apresentados pelo radar e pelo modelo são semelhantes, com apenas um ligeiro aumento destes no modelo. A maior discrepância surge nas regiões situadas já nos limites do alcance do radar, pelo que pode ser este o motivo pelo qual o radar apresenta valores de precipitação mais baixos. Esta causa aqui apontada, é sustentada pela imagem do satélite SEVIRI da temperatura de brilho do topo das nuvens (canal 9) na figura 13a, que mostra na região aqui em discussão a presença de uma banda de nuvens associada à frente fria, que está normalmente associada à ocorrência de precipitação (ver figura 2 de Browning et al., 1997). A figura 13b corresponde ao campo simulado da temperatura de brilho do topo das nuvens da simulação BMJ, apresentando um padrão com muitas características comuns com a imagem de satélite, nomeadamente no que se refere à localização do sistema e à distribuição das massas nebulosas. Repare-se que mais uma vez o campo simulado relativo à simulação GD 0 não apresenta semelhanças praticamente nenhuma com os outros campos simulados nem com o produto de radar.

Após a análise efetuada, na qual se comparou campos simulados do conjunto de simulações realizado com campos de satélite e de radar, classificados como a “verdade”, podemos concluir que a simulação que melhor representa a situação meteorológica em estudo é a BMJ. Os resultados simulados apresentados no capítulo seguinte serão referentes a esta simulação.

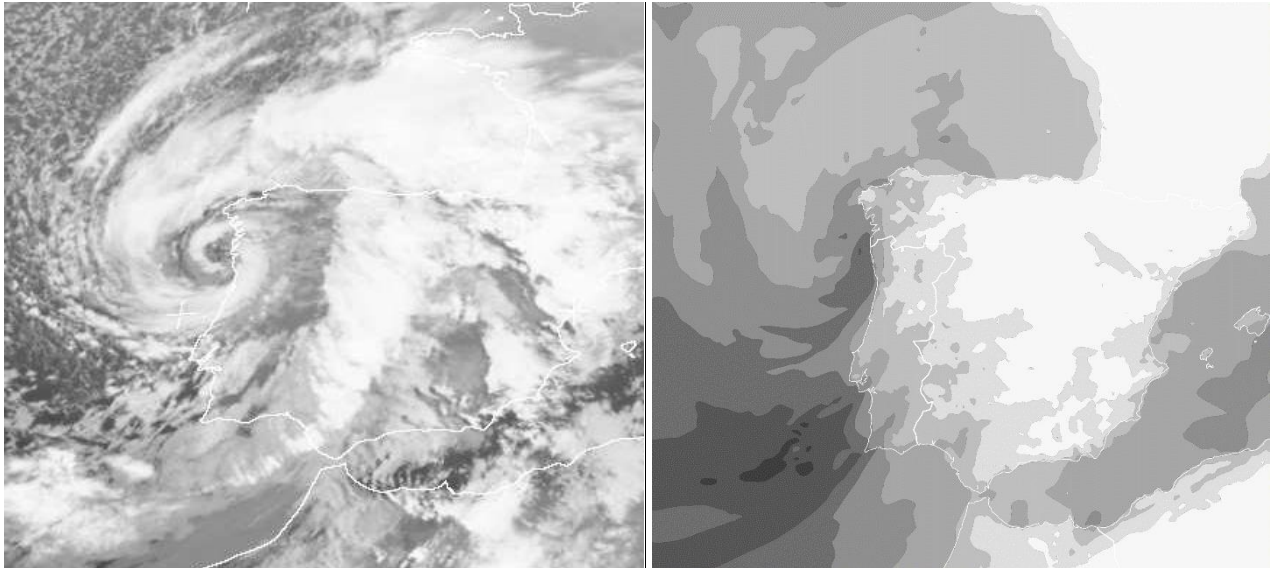


Figura 13. (a) Imagem do satélite SEVIRI da temperatura de brilho do topo das nuvens (canal 9) e (b) campo simulado correspondente à temperatura de brilho do topo das nuvens para o instante 06 UTC do dia 19 de janeiro. A temperatura do campo simulado varia entre 240 e 280 K com intervalo de 5 K, sendo que o branco corresponde à temperatura mais baixa e o cinzento escuro à temperatura mais elevada.

## 4 Resultados

No último par de décadas a Europa foi fustigada por uma sequência de eventos extremos, nomeadamente depressões com ciclogénese explosiva. Algumas destas estiveram associadas a tempestades de vento intenso capazes de produzir grande destruição com fortes impactos na perda de bens, de vidas humanas e na economia. Temos como exemplos, a grande tempestade de Outubro de 1987 que atingiu o norte de França e o sul de Inglaterra, a tempestade Xynthia que afetou principalmente França e Itália, e, em Portugal, a tempestade do Oeste em 2009 e a tempestade Gong, objeto de estudo no presente trabalho. A tempestade de Outubro de 1987 foi alvo de inúmeros estudos (Shutts, 1990; Monk, 1992) motivados em grande parte devido à fraca previsão a curto prazo e também aos prejuízos elevadíssimos que provocou. Deste modo, este e outros sistemas foram identificados, *à posteriori*, como sistemas descritos pelo modelo conceptual de Shapiro e Keyser (1990) em vez do tradicional modelo norueguês. Shapiro e Keyser salientaram três características principais presentes nalgumas depressões que divergem do modelo clássico. São elas, a formação de uma “fratura frontal” durante o processo de maturação, a consequente seclusão quente ciclónica e o estabelecimento de um jato em baixos níveis, designado na literatura por *sting jet*. Browning e Roberts (1994) desenvolveram um modelo conceptual simples que visa a combinação do modelo de fratura frontal e de conceitos como *conveyor belts*, *dry intrusion* e *cloud head*. Em 1997, também Browning, apresentou uma análise de um ciclone com fratura frontal realizada a partir de observações e de resultados numéricos de alta resolução. Já em 2004, Clark e Browning estudaram a estrutura tridimensional do *sting jet* da tempestade de Outubro de 1987 através de resultados numéricos em alta resolução.

Devido à limitada extensão do presente trabalho, a tempestade Gong será analisada à luz das novas metodologias propostas por Browning (1994, 1997 e 2004), deixando para segundo plano os cálculos convencionais.

### 4.1 Análise simples da estrutura da *cloud head* e da *dry slot*

A análise que se segue será feita a partir de nefanálise e de campos simulados da precipitação horária e da temperatura do termómetro molhado -  $\theta_w$ , fundamentada em Browning e Roberts (1994). A figura 14 ilustra o esquema de análise simples, desenvolvido no referido artigo, de um ciclone com *cloud head* e fratura frontal acompanhado pela intrusão de ar seco antes do cavamento rápido típico numa ciclogénese explosiva (fase IV do ciclo de vida).

Na figura 14a e b temos duas imagens de satélite SEVIRI, referentes aos canais 5 e 9, respetivamente. A figura 14c mostra o campo da precipitação horária simulada (domínio 3). A *cloud head* está delimitada a sul a vermelho em (a). Esta é visível em ambas as imagens de satélite. A faixa negra (ou seja, com valores baixos de vapor de água) observável em (a) corresponde à intrusão de ar seco estratosférico, que separa a *cloud head* da banda de nuvens associada à W1 (ver figura 2), originando a *dry slot*. Esta intrusão surge a sudoeste da *cloud head*, circundando a mesma até noroeste da Península. Comparando as imagens de satélite com o campo de precipitação simulado podemos concluir que a ocorrência de precipitação convectiva está em parte associada à *cloud head* (seta vermelha em (c) aponta para uma linha de convecção localizada sob a *cloud head*). Segundo Browning e Roberts (1994) a chuva resulta de nuvens com o topo situado entre os 3 e os 6 km de altitude, no entanto isto não será aqui analisado.

No campo da precipitação podemos observar dois segmentos de linha de convecção (setas vermelhas), um na região da *cloud head* e outro paralelo à frente fria (não representada) ao longo da costa Ibérica. A existência

destes representa uma evidência à presença da fratura frontal (Browning e Roberts, 1994). Esta evidência é confirmada quando o campo de  $\theta_w$  apresenta um padrão em forma de “S” na região da fratura (Browning e Roberts, 1994). A figura 15 mostra o respetivo campo de  $\theta_w$  aos 900 hPa, o campo de precipitação horária já ilustrado na fig.14c, as correntes de ar e as frentes.

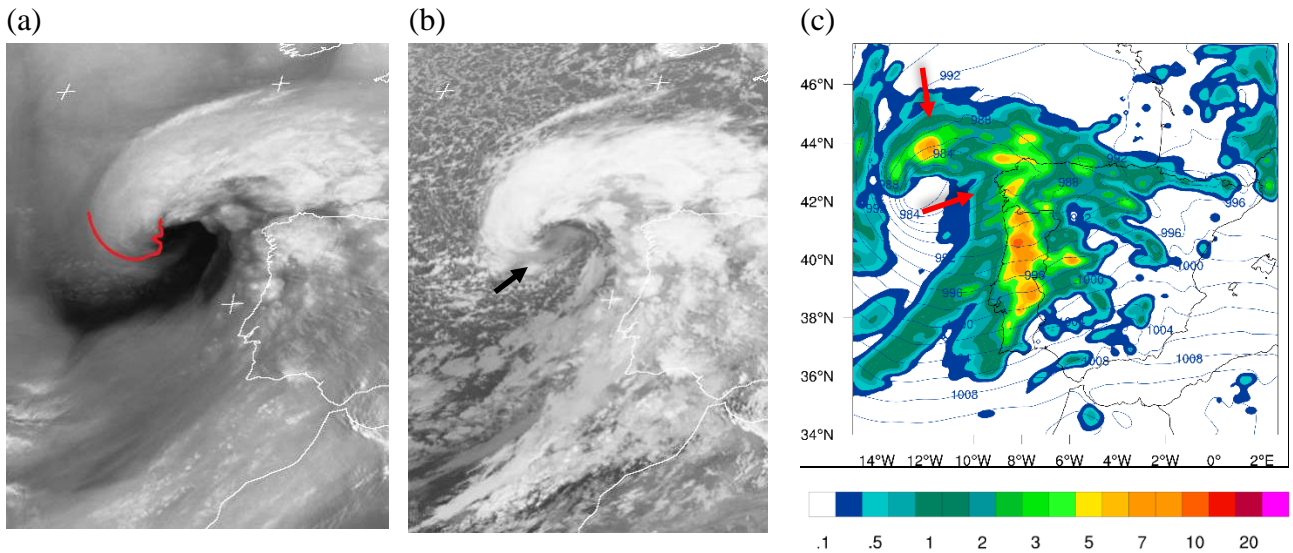


Figura 14. Imagens do satélite geostacionário SEVIRI do dia 19 de janeiro de 2013 às 00 UTC, (a) campo do vapor de água (canal 5) e (b) temperatura de brilho do topo das nuvens (canal 9). (c) Campo simulado da precipitação horária em mm/hora (domínio 2), para o instante 01 UTC, considerando que o modelo está dessincronizado da realidade aproximadamente 1 hora. Em (a) a extremidade da *cloud head* está delimitada a vermelho. Em (b) a seta preta aponta para a região de nuvens baixas associada à parte sul da *cloud head*.

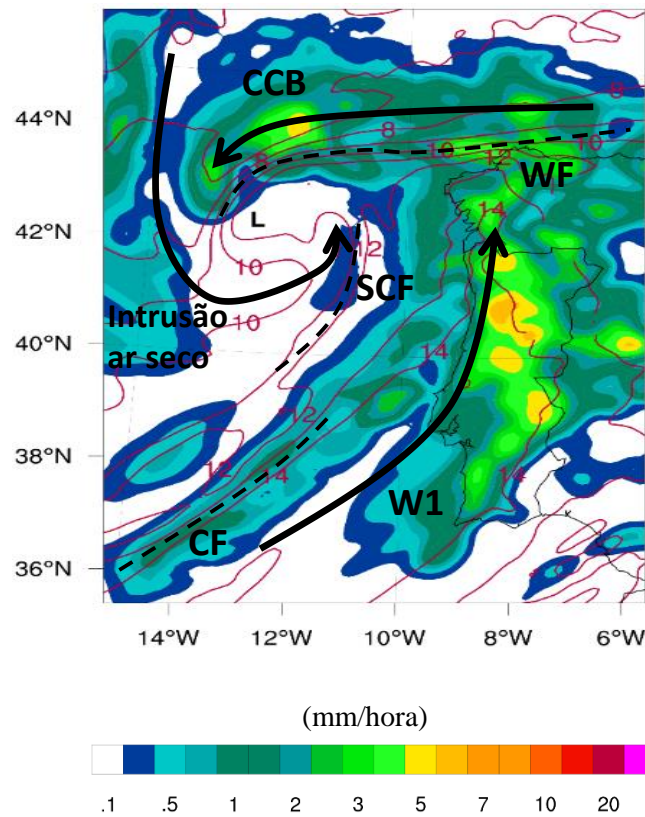


Figura 15. Ampliação da região de interesse do campo simulado da precipitação horária em mm/hora (domínio), para o instante 01 UTC, considerando que o modelo está dessincronizado da realidade aproximadamente 1 hora e isotérmicas de  $\theta_w$  aos 900 hPa (a roxo). As correntes de ar estão marcadas pelas setas pretas a cheio, sendo W1 a *warm conveyor belt* principal, CCB a *cold conveyor belt*. As frentes estão marcadas pelas linhas pretas a tracejado, sendo WF a frente quente, CF a frente fria e SCF a *sharp cold front*.

De facto, a sul do centro do ciclone constata-se o padrão em forma de “S nas isolinhas  $\theta_w = 11^\circ\text{C}$  e  $\theta_w = 10^\circ\text{C}$ . Repare-se igualmente na interrupção nas isolinhas de  $\theta_w$  a este do padrão em forma de “S”. A fratura da frente fria normalmente dá origem a uma frente fria bastante pronunciada, conhecida na literatura por *sharp surface cold front* (SCF), associada a um regime de ventos intensos, a uma diminuição de  $\theta_w$  e a uma linha de convecção (Browning e Roberts, 1994). Posto isto, podemos identificar esta frente a sudeste do centro da depressão (marcada a tracejado na figura 15), apesar da linha de convecção não estar presente no campo simulado. A corrente W1 é caracterizada por  $\theta_w$  elevadas ( $\theta_w = 14^\circ\text{C}$  na figura) e desloca-se paralelamente à frente fria. Com base nisto ambas foram marcadas na figura, W1 pela seta preta e a frente fria pela linha tracejada. A corrente CCB é caracterizada por um forte gradiente de  $\theta_w$  e circula paralelamente à frente quente em direção à *cloud head*. Na figura CCB está marcada pela seta preta a norte do centro da depressão e a frente quente pela linha tracejada. A precipitação intensa sobre Portugal Continental deve-se a efeitos orográficos.

## 4.2 Caracterização do escoamento de mesoscala

A análise do escoamento de mesoscala associado a um sistema ciclónico, isto é, dos *conveyor belts* e da intrusão de ar seco, deverá ser realizada sobre superfícies isentrópicas uma vez que estes se deslocam paralelamente a estas superfícies. Contudo, o WRF não possui níveis isentrópicos e o *software* NCL, também não possui a capacidade de interpolar dados WRF para superfícies isentrópicos. Posto isto, na tentativa de identificar a presença da intrusão de ar seco e das correntes CCB e W1 vejamos o sistema de ventos horizontal e o vento vertical segundo as superfícies isobáricas aos 800 e 700 hPa. Estes estão representados nas figuras 16 e 17 respetivamente.

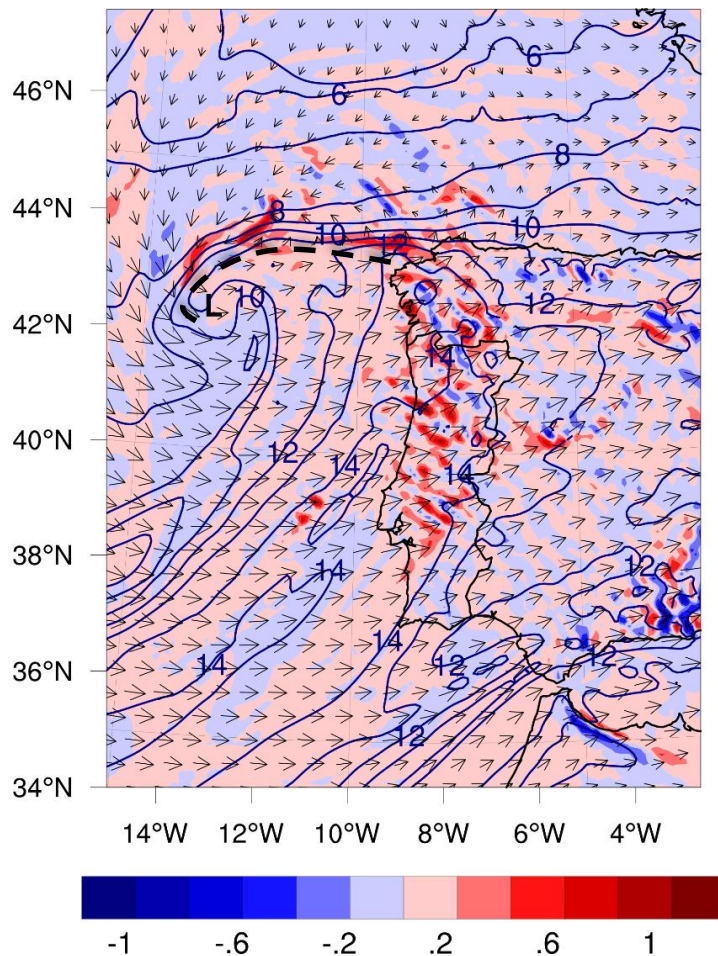


Figura 16. Campo simulado do vento vertical (m/s) aos 800 hPa. Vetores representam o vento horizontal e as isolinhas a azul correspondem a  $\theta$ , igualmente aos 800 hPa.

O CCB circula tipicamente entre os 850 e os 700 hPa. Esta inicia a sua trajetória aos 850 hPa paralelamente à frente quente, sobe a níveis superiores em direção à *cloud head* e finalmente roda no sentido ciclónico acompanhando a *bent-back front*. Observando a figura 16 podemos constatar a CCB (marcada na figura pela linha preta a tracejado) paralela à frente quente e à *bent-back front*, associada a uma região de ascensão.

Na figura 17 podemos visualizar ainda a presença de CCB marcado a tracejado, bem como o W1 que se desloca desde a frente fria, atravessando a frente quente e rodando finalmente para a esquerda. Repare-se ainda na presença da intrusão de ar seco que surge a noroeste do CCB e termina a sudeste do centro da depressão na *dry slot*.

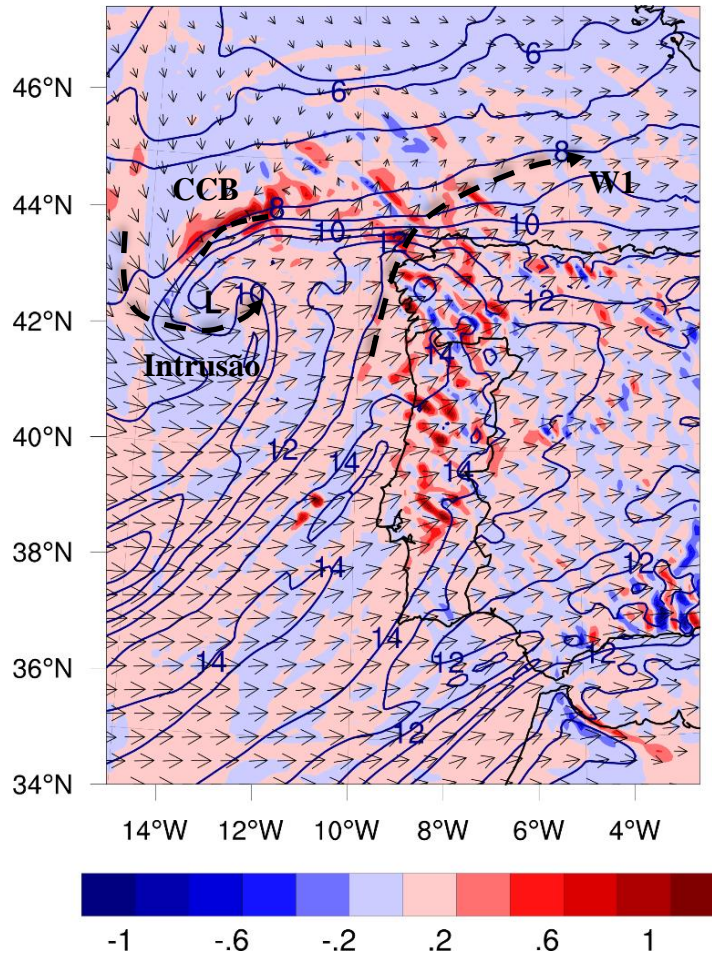


Figura 17. Campo simulado do vento vertical (m/s) aos 700 hPa. Vetores representam o vento horizontal e as isolinhas a azul correspondem a  $\theta$ , igualmente aos 700 hPa. Na figura a tracejado estão marcadas as correntes CCB, W1 e a intrusão de ar estratosférico.

### 4.3 Desenvolvimento de instabilidade potencial associada à intrusão estratosférica

Recorde-se que uma intrusão de ar seco na troposfera é caracterizada por valores elevados de vorticidade potencial (*potential vorticity* – PV). A aproximação desta a baixos níveis numa atmosfera baroclínica é capaz de desencadear uma ciclogénese explosiva, tal como a tempestade Gong.

A figura 18 revela uma variação estrutural relevante durante o desenvolvimento do ciclone através da evolução das superfícies de  $9^{\circ}\text{C}$   $\theta_w$  aos 950 (linha sólida) e 700 hPa (linha a tracejado) entre as 12 UTC de dia 18 e as 6 UTC de dia 19 (baseado em Browning et al., 1997). Browning escolheu analisar uma só superfície por uma questão de simplicidade, sendo que a superfície dos  $9^{\circ}\text{C}$  corresponde a uma superfície intermédia na região frontal (Browning et al., 1997).

Considerando que  $\theta_w$  se conserva e desprezando a advecção vertical é legítimo atribuir a advecção horizontal entre estes dois níveis à variação na forma da superfície de  $\theta_w$ . Uma vez que a superfície aos 700 hPa apresenta uma rotação ciclónica superior à dos 950 hPa, podemos concluir que a advecção aos 700 hPa é superior.

O sistema da velocidade relativa do vento, aos 700 e aos 950 hPa, às 18 UTC está representado na figura 19. Ainda que subtilmente, os campos apresentam diferenças, nomeadamente a vorticidade aos 700 hPa possui uma trajetória ligeiramente elipsoidal cujo eixo está orientado segundo a direção este-oeste. A figura 20 apresenta a diferença dos ventos entre os 700 hPa e os 950 hPa, ilustrando assim o campo da rotação diferencial resultantes entre estes dois níveis, mostrando que de facto o campo resultante é consistente com a evolução observada no padrão das superfícies de  $\theta_w$ . Existem também outros fatores relevantes para a rotação diferencial, tais como o aquecimento superficial, este com maior impacto no nível 950 hPa (Browning et al., 1997).

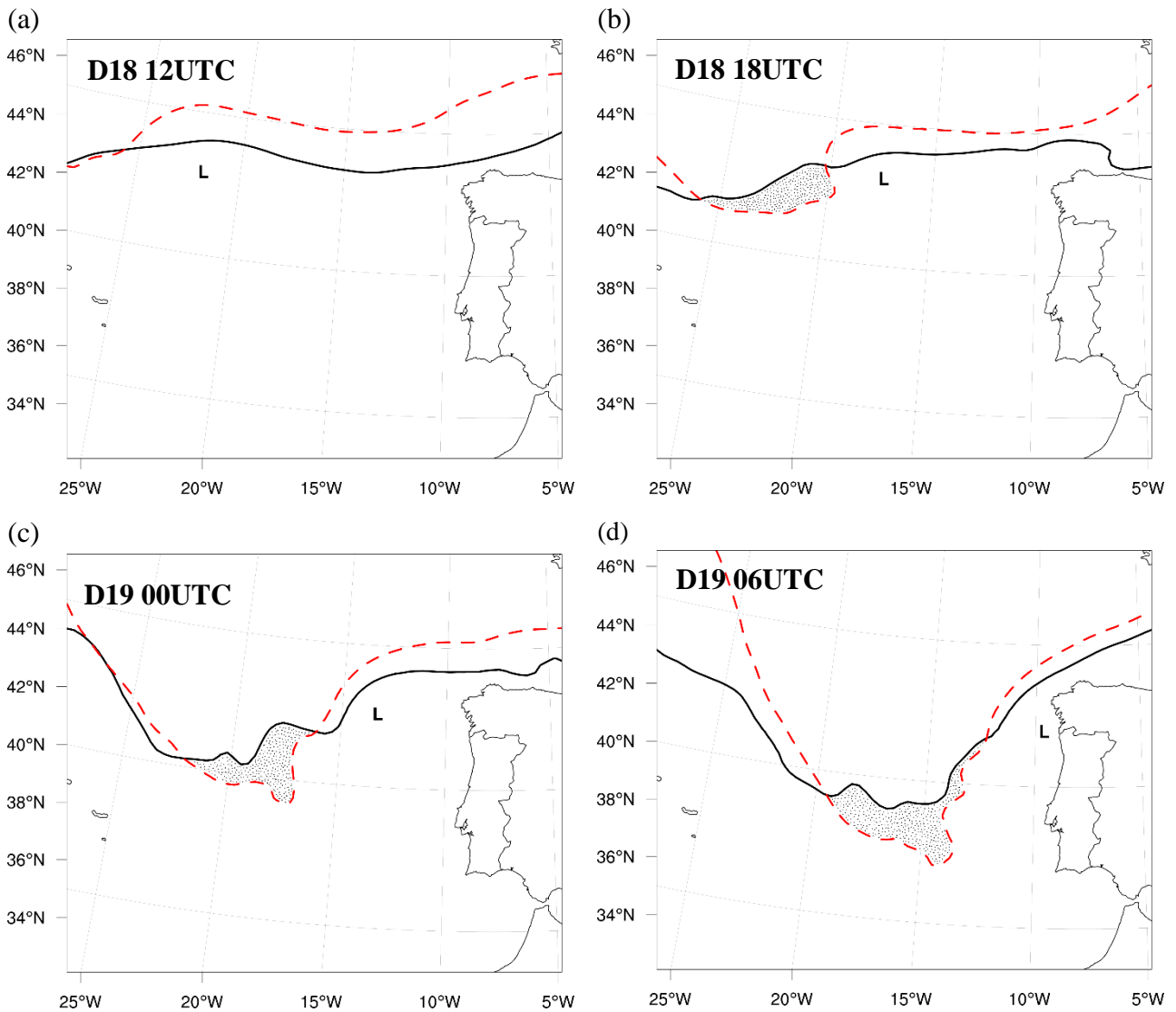


Figura 18. Evolução das superfícies simuladas de  $9^\circ\text{C } \theta_w$  aos 950 hPa (linha preta a cheio) e aos 700 hPa (linha vermelha a tracejado) durante 12 horas: (a) 12 UTC de dia 18, (b) 18 UTC de dia 18, (c) 00 UTC de dia 19 e (d) 06 UTC de dia 19. A região pontilhada compreendida entre as duas superfícies identifica a região de instabilidade potencial. Estes resultados são referentes ao domínio 1. Contudo a figura mostra somente a região de interesse.

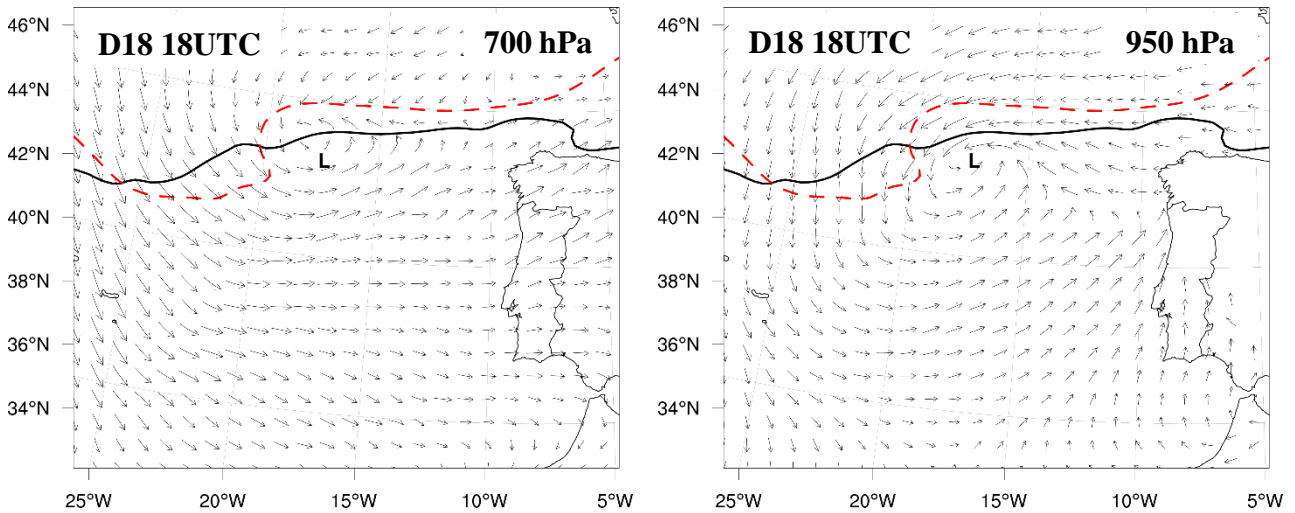


Figura 19. Campo da (a) velocidade relativa do vento (velocidade do vento – velocidade de deslocação do ciclone) aos 700 hPa e (b) velocidade relativa do vento aos 950 hPa para o instante 18 UTC de dia 18 de janeiro. Este campo resulta da simulação numérica e foi sobreposto às superfícies da temperatura do termómetro molhado dos 9°C aos 950 hPa (linha cheia a preto) e aos 700 hPa (linha tracejada a vermelho). Estes resultados são referentes ao domínio 1. Contudo a figura mostra somente a região de interesse.

Tão importante quanto a causa associada a esta rotação diferencial, está a sua consequência. Ora, a mudança de sinal na inclinação da superfície de  $\theta_w$  implica a geração de uma região com instabilidade potencial, uma vez que  $d\theta_w/dz < 0$  (quando a superfície aos 700 hPa “ultrapassa” a dos 950 hPa, as  $\theta_w$  baixas sobrepõem-se às altas gerando deste modo a um gradiente vertical de  $\theta_w$  negativo). A região de instabilidade potencial está identificada na figura 18 pelo padrão pontilhado.

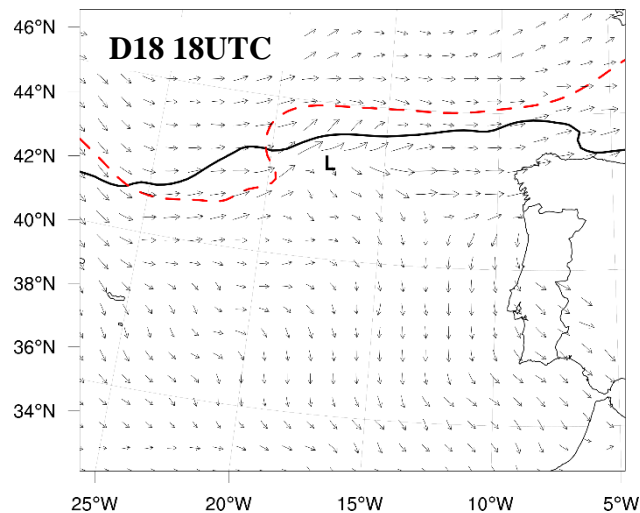


Figura 20. Campo da diferença da velocidade relativa dos ventos entre os 700 hPa e os 950 hPa, para o instante 18 UTC de dia 18 de janeiro sobreposto às superfícies de  $\theta_w$  dos 9°C aos 950 hPa (linha cheia a preto) e aos 700 hPa (linha tracejada a vermelho). Este resultado é referente ao domínio 1. Contudo a figura mostra somente a região de interesse.

No sentido de clarificar a relevância da instabilidade potencial, vamos calcular a diferença de  $\theta_w$  entre os dois níveis, 700 e 950 hPa. Deste modo, a região negativa corresponde de forma unívoca à região de instabilidade potencial. A figura 21 apresenta a sequência temporal deste campo. Repare-se na extensão da região instável às 18 UTC de dia 18. A região instável a sul do centro da depressão é definida como a zona húmida a baixos níveis, segundo Browning e Monk (1982), indicada na literatura por *shallow moist zone* (SMZ), localizada verticalmente entre os 900 e os 700 hPa. A esta região estão associadas elevados valores de  $\theta_w$ .

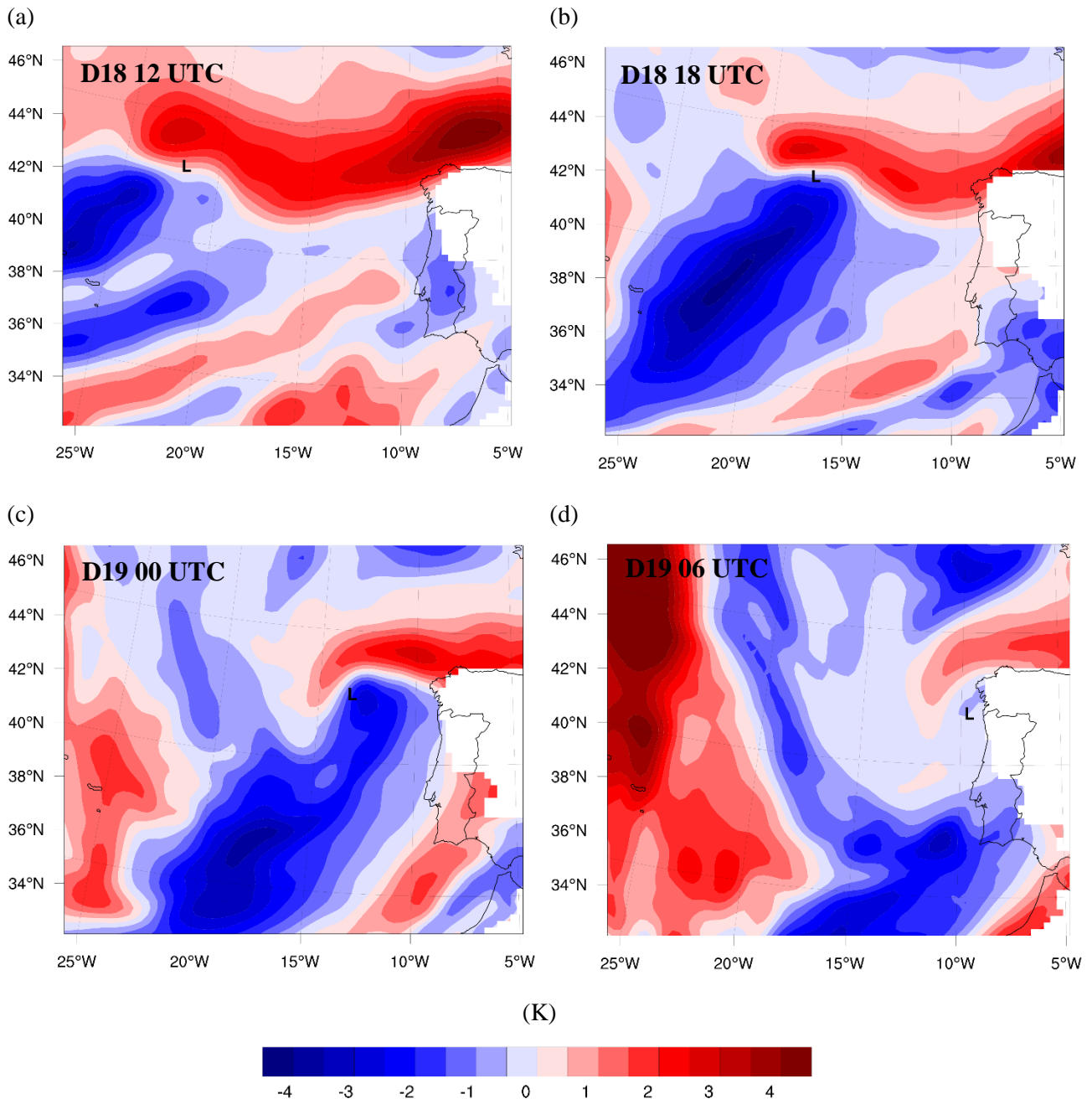


Figura 21. Campo resultante da diferença:  $\theta_w 700 - \theta_w 950$  para os instantes (a) 12 UTC de dia 18, (b) 18 UTC de dia 18, (c) 00 UTC de dia 19 e (d) 06 UTC de dia 19. As regiões negativas indicam a presença de instabilidade potencial. Em (d) a instabilidade potencial na região de maior severidade já foi libertada! Estes resultados são referentes ao domínio 1. Contudo a figura mostra somente a região de interesse.

As intrusões de ar seco acompanhadas por uma anomalia positiva de PV representam um forçamento em altitude da ciclogénese. No entanto, em termos gerais, para o desenvolvimento de uma tempestade severa é necessária a combinação de mais forçamentos à ciclogénese, em particular, a baixa altitude. Posto isto, a figura 22 apresenta o campo da CAPE no nível mais instável, que geralmente, com algumas exceções, corresponde à superfície. Repare-se que as zonas correspondentes aos valores máximos da CAPE coincidem com as regiões de forte instabilidade potencial (figura 21). Podemos encontrar o valor máximo, na ordem dos 400 J/Kg, às 6 UTC de dia 19, localizado a sul de Portugal continental. Repare-se igualmente no instante 00 UTC com uma extensa região de CAPE superior a 200 J/kg. De qualquer modo, estes valores de CAPE não são elevados, revelando pouca energia potencial disponível para convecção vertical. Dixon e Browning (2002) estudaram a relação da evolução da *cloud head* com a instabilidade simétrica no qual no contexto de um caso de estudo obtiveram igualmente valores de CAPE na ordem dos 300 J/kg mas em contrapartida valores de SCAPE – *slantwise* CAPE, bastante superiores ao correspondente CAPE, na ordem dos 2000 J/kg, indicando portanto a existência de energia potencial disponível para convecção inclinada. Os máximos de SCAPE foram registados na região da *bent-back front*. Com base nos resultados de CAPE aqui obtidos, uma análise semelhante à apresentada por Dixon e Browning (2002) deverá ser feita. No entanto devido à limitada extensão do presente trabalho e à complexidade da referida análise, esta será apontada como trabalho futuro.

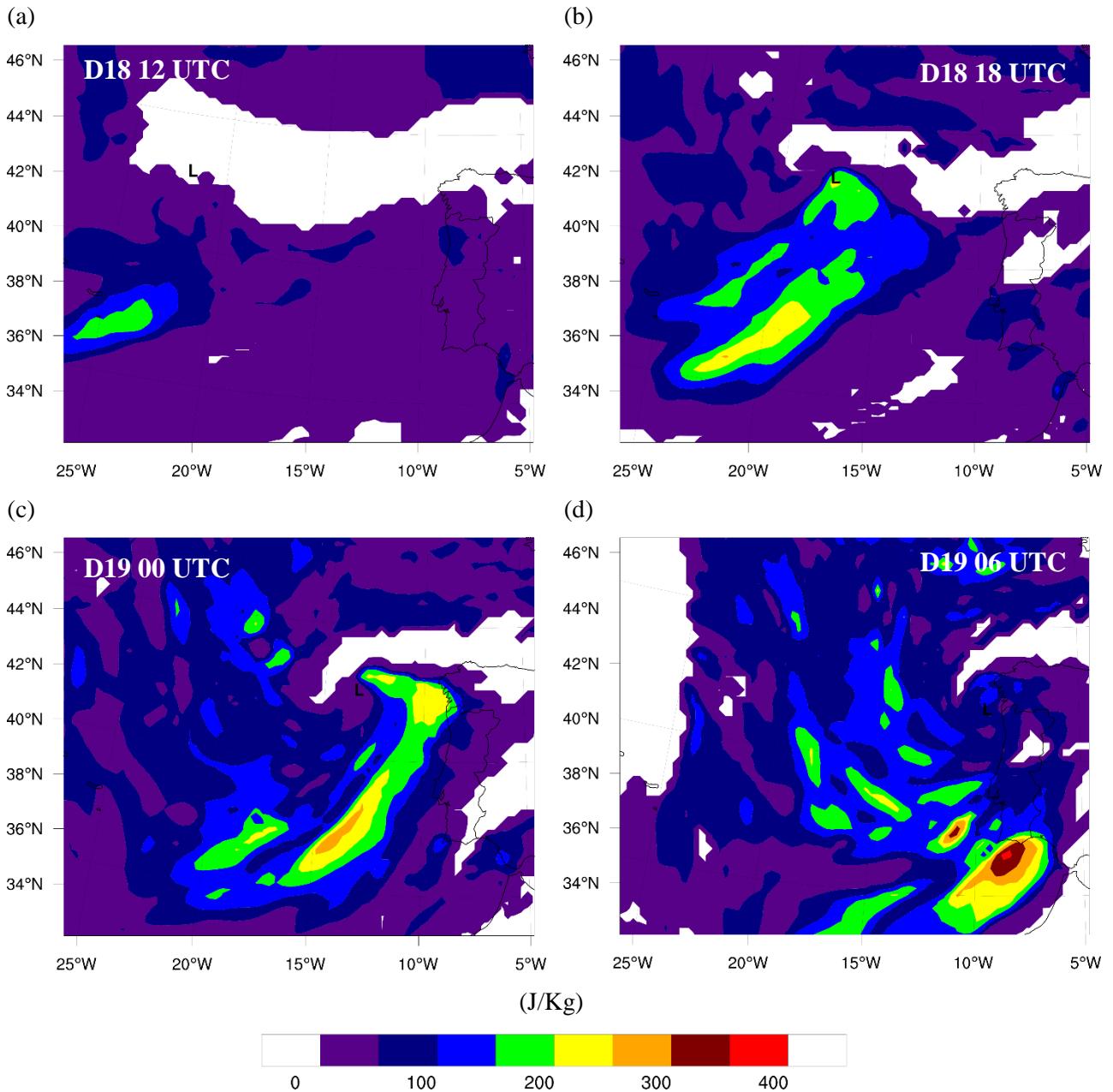


Figura 22. Campo simulado da CAPE (J/kg) para os instantes (a) 12 UTC de dia 18, (b) 18 UTC de dia 18, (c) 00 UTC de dia 19 e (d) 06 UTC de dia 19. Estes resultados são referentes ao domínio 1. Contudo a figura mostra somente a região de interesse.

Outro forçamento típico na ciclogénese é o cisalhamento vertical, ilustrado na figura 23. Este foi calculado entre os 500 e os 850 hPa. Os vetores na figura representam o vetor do cisalhamento e o campo a cheio corresponde ao seu módulo. A altura desta camada, 500-850 hPa, é de aproximadamente 3.5 km (não mostrada na figura), o que nos permite concluir que o cisalhamento em particular a norte do centro da depressão é moderado e a sul é fraco. Não ultrapassando, neste último, os 10 m/s / altura 500-850 hPa (cisalhamento fraco < 10 m/s / 4 km).

Repare-se que a região de cisalhamento muito fraco (~2 m/s / altura 500-850 hPa) coincide com a região com água precipitável na ordem dos 70 kg m<sup>-2</sup> (ver figura 11), valor muito elevado correspondente a ar de origem tropical e que contribui para o *warm conveyor belt* (W1).

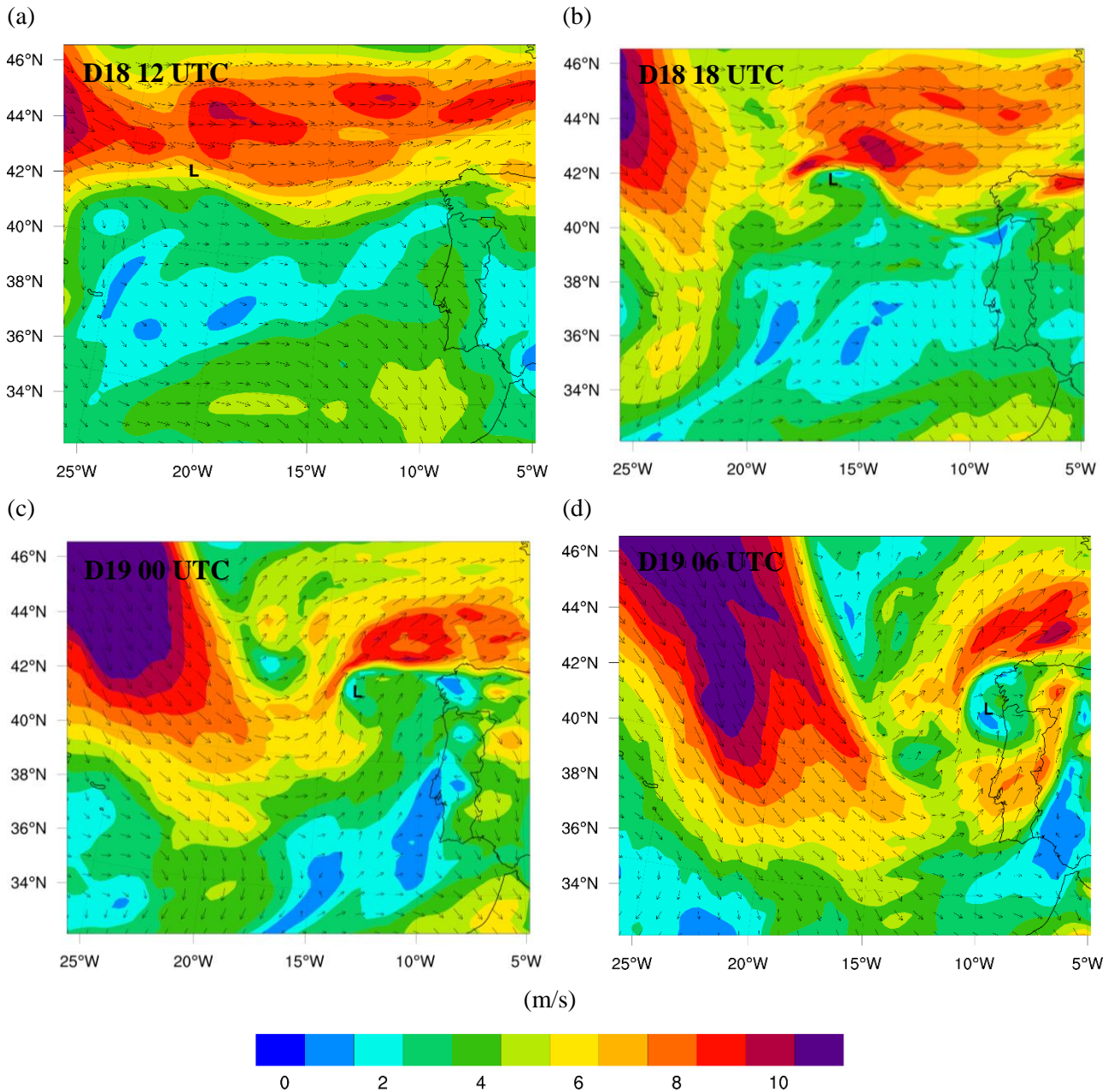


Figura 23. Campo simulado do cisalhamento vertical (850-500 hPa) para os instantes (a) 12 UTC de dia 18, (b) 18 UTC de dia 18, (c) 00 UTC de dia 19 e (d) 06 UTC de dia 19. Os vetores representam o vetor do cisalhamento e o campo a cheio corresponde ao seu módulo em m/s. Estes resultados são referentes ao domínio 1. Contudo a figura mostra somente a região de interesse.

Como foi mencionado na introdução teórica, a intrusão de ar seco é caracterizada por valores de humidade relativa muito baixos e também por valores elevados de PV, permitindo assim a identificação desta intrusão a partir do campo da PV. Tipicamente valores superiores a 2 PVU correspondem a ar estratosférico. A figura 24 mostra a evolução temporal deste campo aos 500 hPa (nível alto mais relevante do ponto de vista dinâmico). O azul celeste representa 2 PVU, o que portanto nos permite inferir a presença da intrusão desde as 12 UTC de dia 18. Podemos constatar que esta se propaga de noroeste para sudeste até às 18 UTC, rodando no sentido ciclónico a partir das 00 UTC de dia 19 com o valor máximo de 3 PVU.

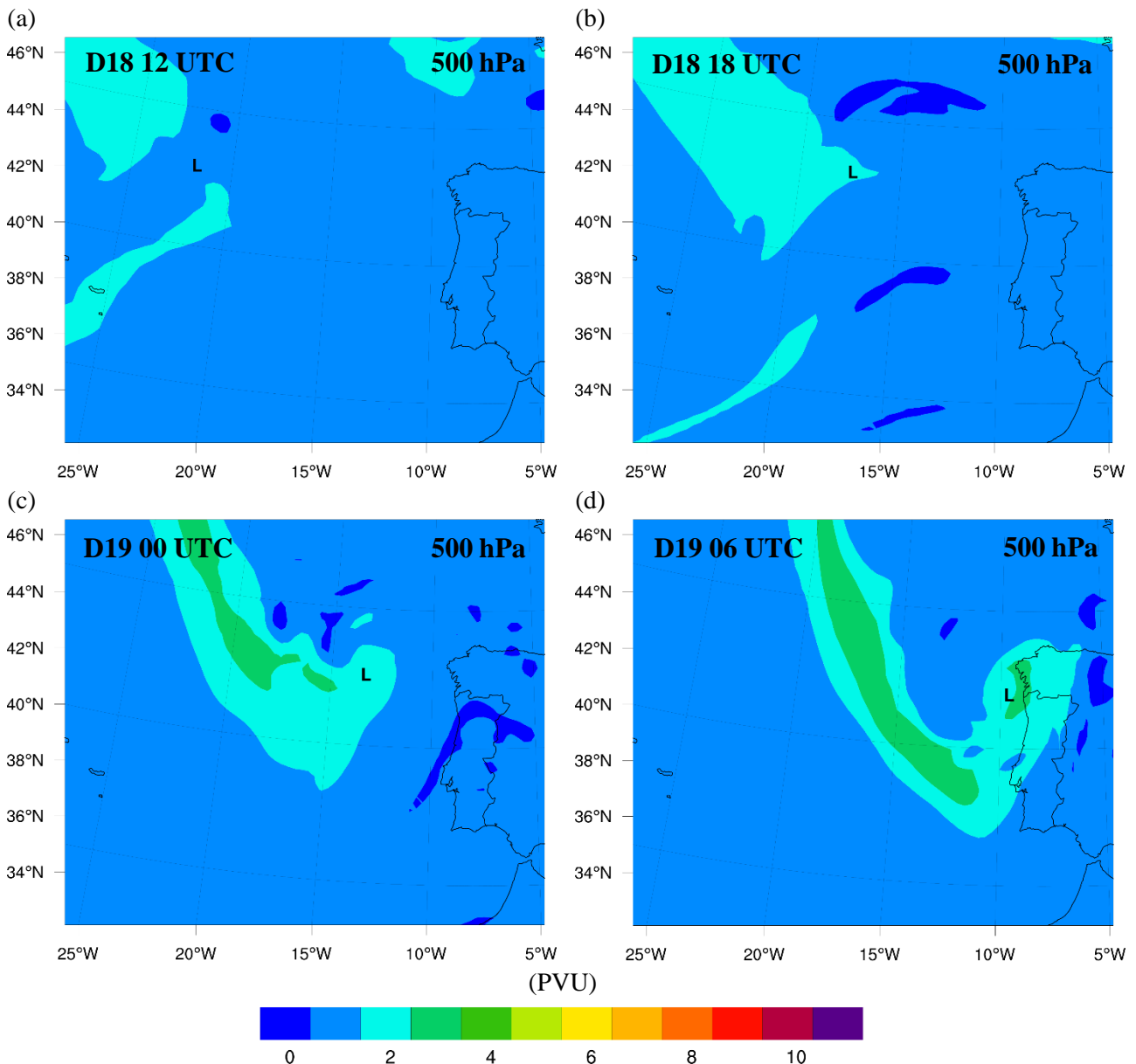


Figura 24. Campo simulado da vorticidade potencial (PVU) aos 500 hPa para os instantes (a) 12 UTC de dia 18, (b) 18 UTC de dia 18, (c) 00 UTC de dia 19 e (d) 06 UTC de dia 19. Estes resultados são referentes ao domínio 1. Contudo a figura mostra somente a região de interesse.

A figura 25 mostra uma secção vertical longitudinal sobre a coordenada do centro da depressão às 06 UTC (ver figura 24d). Na maioria dos ciclones é comum a intrusão descer até à baixa troposfera. No entanto ocasionalmente esta atinge a camada limite, como se constata na presente figura. Browning (1997) analisou uma tempestade na qual a intrusão atinge igualmente a camada limite com 1 PVU e uma humidade relativa inferior a 50 %. Em termos de comparação, a presente intrusão atingiu níveis ainda mais baixos de aproximadamente 300 m de altitude com 3 PVU. Note-se que esta audaciosa descida está localizada na região fronteira costeira de Portugal e Espanha.

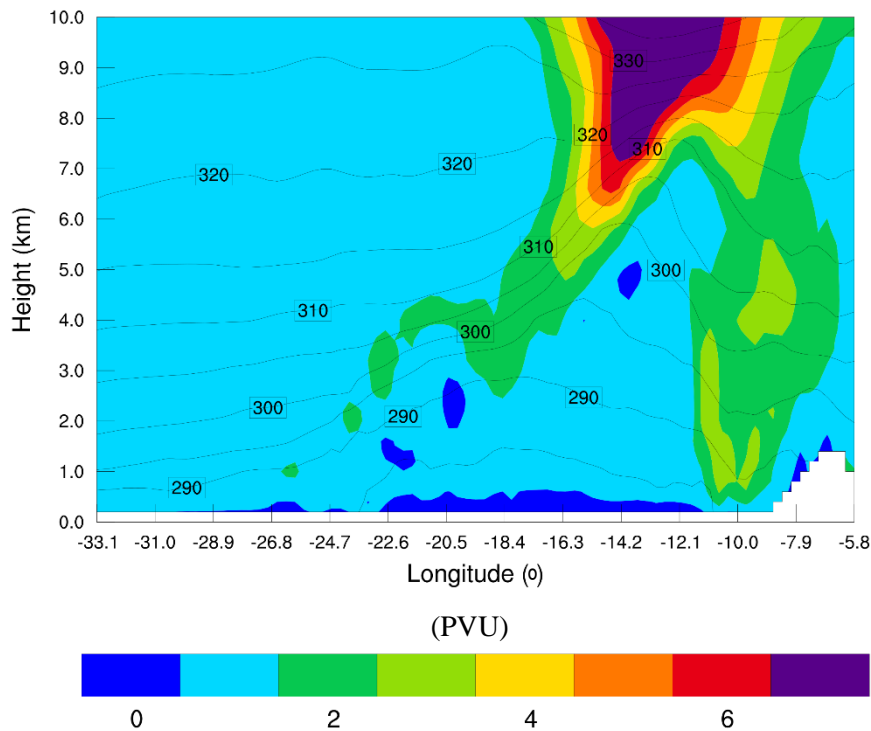


Figura 25. Secção vertical longitudinal sobre a coordenada do centro da depressão às 06 UTC de dia 19. O campo representa a vorticidade potencial (PVU) permitindo deste modo identificar a intrusão de ar estratosférico identificado por valores de PVU superiores ou iguais a 2. As linhas a tracejado representa a temperatura potencial em Kelvin. Este resultado é referente ao domínio 1.

Browning (1997) levanta uma questão acerca do significado dinâmico desta intrusão estratosférica até níveis verticais tão baixos, colocando duas hipóteses, (a) a vorticidade associada à anomalia positiva de PV na tropopausa contribui substancialmente para o padrão de rotação associado às linhas de  $\theta_w$  ou (b) a anomalia de PV esta relacionada apenas com a intrusão de ar seco que circula segunda o sistema relativo de ventos. Deste modo o autor responde parcialmente a partir de uma figura (figura 8 de Browning (1997) e figura 17d de Browning et al. (1997)) onde ilustrou a velocidade relativa do vento aos 700 hPa juntamente com as isolinhas dos  $9^\circ\text{C}$  de  $\theta_w$  aos 950 e aos 700 hPa (ou seja, similar ao apresentado na figura 18 no presente trabalho) e ainda os máximos da vorticidade potencial aos 500, 600, 650 e 700 hPa unidos por um segmento de linha que segundo uma secção vertical que o autor não apresenta, estes valores máximos de PV correspondem a um filamento de reduzida espessura que intrude até à camada limite. Portanto, Browning afirma que uma vez que o máximo da vorticidade potencial aos 700 hPa não coincide com o centro de rotação da velocidade relativa do vento no mesmo nível e tendo em consideração a reduzida espessura deste filamento (entre 30 a 100 km) é razoável como primeira aproximação considerar que este foi advetado passivamente dentro da região da intrusão estratosférica por um escoamento de larga escala. O autor adianta também que este filamento atingiu níveis inferiores a 500 hPa, onde estava localizada a superfície da vorticidade potencial igual a 2 PVU, sendo que este é o nível alto dinamicamente mais importante à ciclogénese. A ideia que podemos reter da explicação de Browning é que, pelo menos no caso de estudo apresentado pelo autor, a intrusão de ar estratosférico a níveis próximos da superfície não representou um fator de forçamento à ciclogénese de relevância maior tanto pela sua reduzida dimensão como pelo seu carácter passivo. Note-se que o autor salvaguarda que para uma resposta exata a esta questão seria necessária uma análise mais profunda que não estava no âmbito do estudo apresentado nos referidos artigos.

Retomando o nosso estudo e levantando a mesma questão, existem algumas características na presente intrusão que parecem diferir dos resultados de Browning. Em primeiro lugar, a espessura desta atinge aproximadamente os 200 km na cota 1000 m e mais de 350 km na cota 2000 m, o que é superior ao dobro da espessura mencionada pelo autor. Quanto à localização, mantendo a mesma terminologia, do filamento, a figura seguinte mostra a velocidade relativa do vento aos 700 e aos 500 hPa e a localização do máximo de PV nos níveis 500, 600, 650 e 700 hPa para o instante 00 UTC de dia 19.

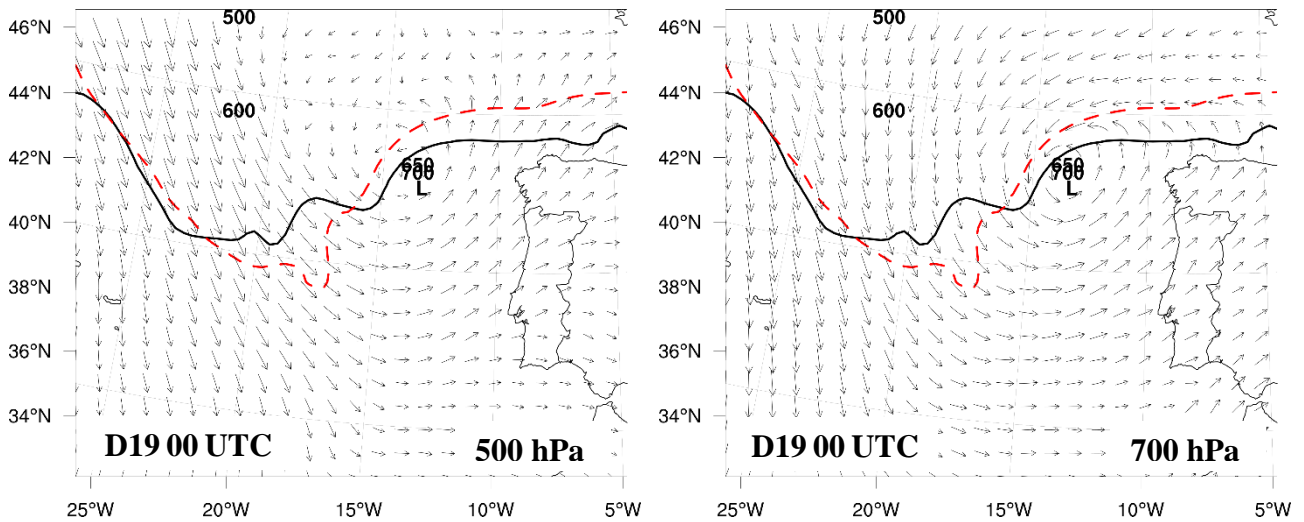


Figura 26. Sistema de velocidade relativa dos ventos aos (a) 500 e aos (b) 700 hPa, para o instante 00 UTC de dia 19. Os valores 500, 600, 650 e 700 presentes em ambas as figuras identificam a localização do máximo de PV no referido nível em hPa. Estes resultados são referentes ao domínio 1. Contudo a figura mostra somente a região de interesse.

Aos 650 e 700 hPa o máximo de PV coincide com o centro de rotação, conferindo deste modo um papel ativo por parte do filamento no sistema de ventos. O que sugere como resposta à questão, a hipótese (a), divergindo portanto do caso de estudo de Browning.

#### 4.4 Identificação de múltiplas circulações verticais inclinadas na *cloud head*

A figura 27 mostra a imagem do canal 9 do satélite SEVIRI (temperatura de brilho do topo das nuvens), a partir da qual podemos suspeitar da existência de circulações verticais inclinadas na cauda da *cloud head*, uma vez que Browning (2004) no seu caso de estudo atribuiu às bandas de *cirrus* presentes na cauda da *cloud head*, a existência de circulações verticais inclinadas.

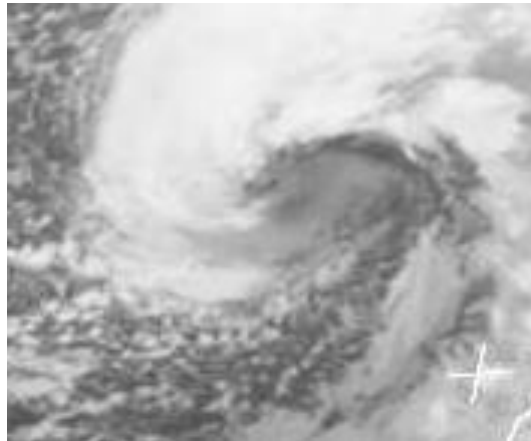


Figura 27. Imagem do satélite SEVIRI com a temperatura de brilho do topo das nuvens – canal 10, referente ao instante 00 UTC de dia 19. A imagem mostra a presença de *cirrus* na cauda da *cloud head*.

A figura 28 mostra o campo horizontal da componente vertical do vento aos 600 hPa e as linhas de humidade relativa correspondentes a 30%, 50% e 70 % para o instante 00 UTC de dia 19.

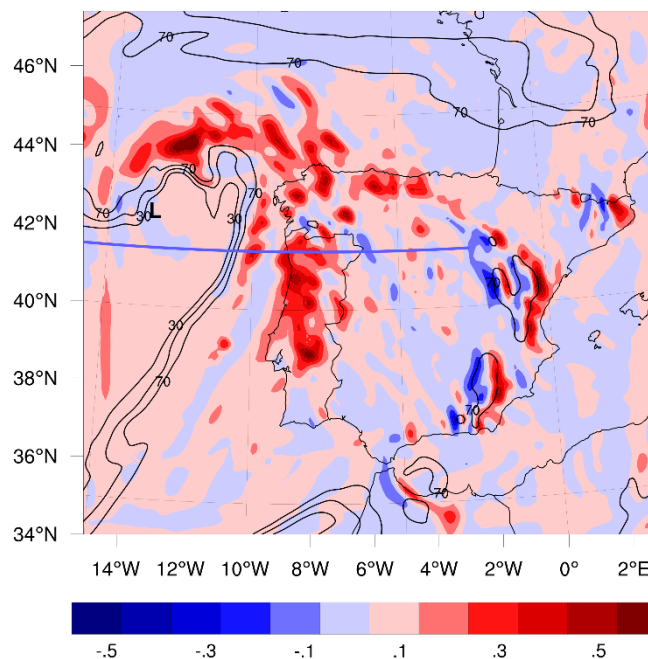


Figura 28. Campo horizontal simulado da componente vertical do vento e linhas de humidade relativa (30%, 50% e 70%) aos 600 hPa para o instante 00 UTC de dia 19. O segmento de reta roxo marca a localização da secção vertical ilustrada na figura 29. Este resultado é referente ao domínio 2.

Podemos constatar a presença de regiões de forte ascensão e subsidência de ar. Note-se que a interpretação direta da velocidade vertical sobre terra é particularmente complicada na medida em que a existência de ondas gravíticas forçadas pela orografia é bastante provável. Ainda assim, o padrão de distribuição destas regiões é consistente com a distribuição da humidade relativa e das nuvens (este último, conhecido a partir das imagens de satélite analisadas anteriormente). Na região da *cloud head* observamos um regime de forte ascensão que ultrapassa os 0.5 m/s. Na fronteira da intrusão de ar seco com a parte este da *cloud head* (região facilmente

identificada a partir do forte gradiente de humidade relativa que em apenas alguns quilómetros aumenta de 30 % para mais de 70 %) podemos observar também ascensão na ordem dos 0.3 m/s. Pelo que podemos concluir que apesar da recente história de subsidência do ar seco associado à intrusão estratosférica, a este nível este começa a subir até à fronteira entre a *dry slot* e a *cloud head*. Se seguirmos a estrutura da *cloud head*, desde o seu centro até à cauda, constatamos que o regime de ascensão enfraquece dando lugar à descida de ar associada à circulação vertical inclinada. Note-se ainda que o centro da depressão está aqui localizado.

A figura 29 contém uma secção vertical com o campo da velocidade vertical e linhas de humidade relativa (30%, 50% e 70%). A sua localização corresponde à reta horizontal marcada na figura anterior, compreendida entre 41°N-16°W e 41°N-2.6°W.

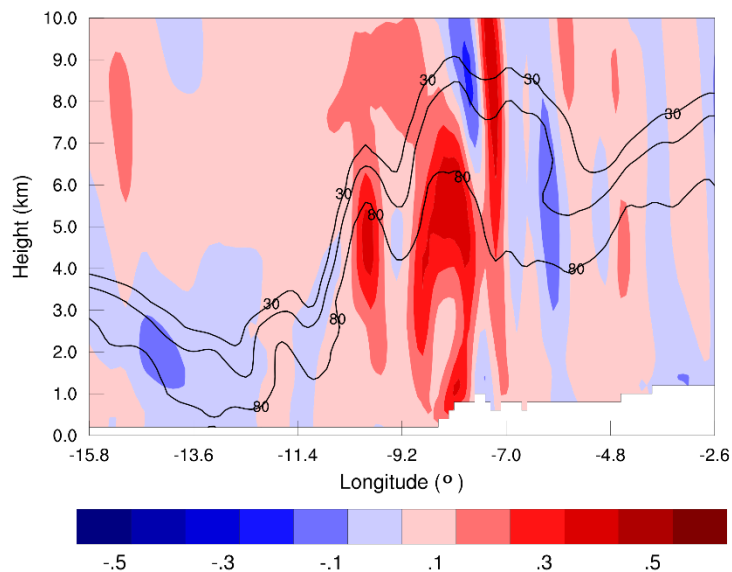


Figura 29. Secção vertical longitudinal do campo da velocidade vertical em m/s e linhas de humidade relativa (30%, 50% e 70%) para o instante 00 UTC de dia 19. A localização desta secção está marcada com um segmento de reta roxo na figura 28. Este resultado é referente ao domínio 2.

Podemos observar facilmente a presença do ar seco associado à intrusão no intervalo de longitudes 14°W e 11°W, onde a linha dos 30% de humidade relativa atinge a cota 1 km aproximadamente. Por outro lado, na vizinhança da longitude 8°W podemos constatar a presença do ar húmido associado à banda de nuvens da frente fria. Com as já referidas precauções nas ilações retiradas a partir do campo de velocidade vertical, a banda de forte ascensão localização na vizinhança da longitude 8°W deverá estar associada à *bent-back front*. As bandas de ascensão são intercaladas por bandas de descida indicando a possível presença de circulações verticais inclinadas. No entanto, na falta de marcação de isolinhas de  $\theta_w$ , não é possível diagnosticar as bandas inclinadas apresentadas por Clark et al. (2005), indicativas da importância de *slantwise convection*.

#### 4.5 Papel ativo da intrusão de ar seco no desenvolvimento do sistema

Os resultados apresentados anteriormente, em particular, os da secção 4.2 (Desenvolvimento de instabilidade potencial associada à intrusão estratosférica), apontam como causa influente no desenvolvimento do sistema, a intrusão estratosférica acompanhada por elevados valores de vorticidade potencial.

Posto isto, torna-se legítimo levantar a seguinte questão:

*Qual o fator de ciclogénese que “matou” a simulação numérica GD 0? Que influência teve a intrusão estratosférica nesta simulação?*

Para responder a esta questão, vejamos a figura seguinte onde é ilustrada a secção vertical na mesma localização da secção vertical da figura 29 para a simulação GD 0.

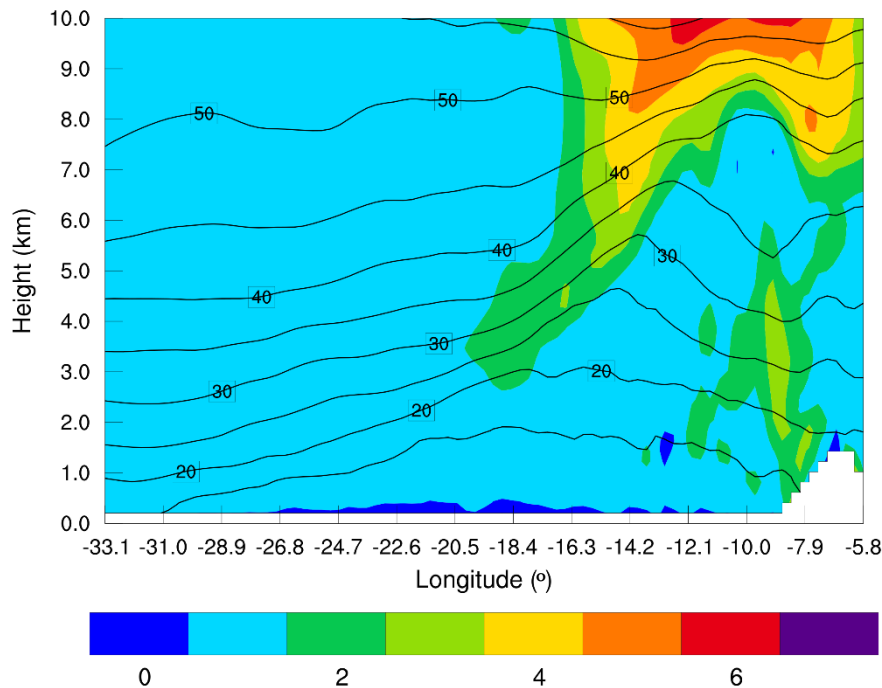


Figura 30. Secção vertical longitudinal sobre a coordenada do centro da depressão às 06 UTC de dia 19 referente à simulação GD 0. O campo representa a vorticidade potencial (PVU) permitindo deste modo identificar a intrusão de ar estratosférico identificado por valores de PVU superiores ou iguais a 2. As linhas a tracejado representa a temperatura potencial em Kelvin. Este resultado é referente ao domínio 1.

Aqui a intrusão estratosférica é menos pronunciada e apresenta menos vorticidade potencial que deverá ter sido suprimida pela maior atividade convectiva consequente do parâmetro  $cutd = 0$ . Contudo, existe intrusão e esta atinge igualmente níveis inferiores ao topo da camada limite. Ainda assim, este resultado é consistente com a ideia de que a intensidade da intrusão é um fator determinante neste sistema e que no presente caso.

#### 4.6 O jato à superfície – *Sting Jet*

No hemisfério norte, os ventos máximos associados aos ciclones extratropicais ocorrem maioritariamente a sul do centro da depressão. Browning (2004) a partir de um estudo centrado nos ventos máximos registados por meio de observações, durante a tempestade de 1987 em Inglaterra, identificou um máximo de vento característico que designou por *sting jet* (SJ). Contudo, foi Gronas (1995) quem primeiro reconheceu a tempestade do dia de Ano Novo de 1992 como um ciclone do modelo conceptual de Shapiro e Keyser, no qual identificou pela primeira vez a presença destes ventos muito intensos (~60 m/s aos 850 hPa), designando metaforicamente o fenómeno como a “cauda envenenada da *bent-back front*”. Desde então, a presença do jatos à superfície tem sido reconhecida em ciclones no Atlântico, Pacífico Norte e Europa. Martínez-Alvarado et al.

(2012) concluíram que um terço das tempestades de vento intenso no Atlântico Norte entre os invernos de 1989 e 2009 reuniram condições para desenvolver SJs. No entanto, para além do SJ, a ocorrência de ventos intensos à superfície parece poder estar associada ao próprio *cold conveyor belt*. Os mecanismos físicos destes dois tipos de ventos parecem diferentes, mas não estão completamente identificados (Schultz e Sinkiewicz, 2013). A análise e discussão que se seguem referem-se somente ao SJ.

Browning (2004) indicou dois processos físicos como os principais responsáveis pelo SJ. São eles, arrefecimento evaporativo, na camada debaixo da nuvem, e a instabilidade condicional simétrica. Quanto ao arrefecimento por evaporação, o raciocínio implícito consiste no arrefecimento do ar resultante da evaporação de hidrometeoros na região da *cloud head*, que consequentemente torna o ar mais denso e portanto forçado a descer, transferindo consigo momento até à superfície. Porém, estudos recentes onde foram simulados ciclones com SJ permitiram concluir que o processo principal para a ocorrência de SJ é a libertação de instabilidade, colocando assim o arrefecimento evaporativo em segundo plano (Baker et al., 2013a). A libertação de instabilidade condicional simétrica, segundo Browning, está associada à circulação vertical inclinada cuja assinatura é visível em imagens de satélite (ver figura 27 e respetiva análise). Porém, para que a instabilidade condicional simétrica seja libertada é necessário existir movimento vertical, sendo que a fonte de movimento vertical continua por identificar (Parton et al., 2009, citado por Schultz e Sinkiewicz 2013).

Schultz e Sinkiewicz (2013) publicaram no presente ano um caso de estudo de um intenso ciclone extratropical no Atlântico Norte com SJ, no qual propõem uma nova abordagem de diagnóstico de SJ através da frontogénese de Petterssen (1936), identificando assim a região capaz de o desenvolver, bem como o mecanismo responsável pelo SJ no caso de estudo em questão. Esta representa a mais recente abordagem proposta relativamente ao estudo deste fenómeno meteorológico. Por este motivo vamos aplicá-la ao nosso caso de estudo, percebendo deste modo se o mecanismo responsável pelo nosso SJ foi o mesmo.

A frontogénese,  $F$ , foi calculada a partir da equação proposta por Petterssen em 1936.  $F$  consiste na taxa de variação da intensidade do gradiente horizontal de temperatura potencial  $\theta$ , seguindo o escoamento:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla_H \theta|$$

onde

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}$$

As regiões positivas de  $F$  resultam numa aproximação das isolinhas de  $\theta$  resultante do escoamento horizontal, aumentando portanto o gradiente de  $\theta$  nessa região. Nas regiões negativas de  $F$ , i.e. de frontólise, acontece o oposto, ou seja, um afastamento das isolinhas de  $\theta$  resultante do escoamento horizontal, diminuindo assim o gradiente de  $\theta$ . Nas regiões de frontogénese, e devido a esta, ocorre circulação direta com ascensão de ar quente e subsidência de ar frio (Eliassen, 1962 e Keyser et al., 1988). Na presença de advecção de ar frio, a circulação direta desloca-se em direção ao setor quente e consequentemente a subsidência de ar frio ocorre na região de frontogénese (Keyser e Pecnick, 1985, citado por Schultz e Sinkiewicz 2013). Contrariamente, nas regiões de frontólise, ocorre circulação indireta com ascensão de ar frio e subsidência de ar quente. Na presença de advecção de ar frio, a subsidência desloca-se para a região de frontólise.

A figura 31 mostra a evolução temporal do SJ (vento horizontal  $> 30$  m/s) acompanhado pelas isolinhas de  $\theta$  aos 925 hPa (linhas a laranja) e pela pressão ao nível médio do mar (linhas a preta). Os ventos aqui ilustrados correspondem aos 925 hPa porque as estruturas frontais estão mais bem definidas a este nível que à superfície (Schultz et al., 2013). Ainda na figura, as linhas a tracejado representam o vento à superfície (isolinhas a

tracejado a partir de 20 m/s com um intervalo de 5 m/s) e com isto podemos constatar que este é cerca de 10 m/s inferior ao vento aos 925 hPa. Às 3 UTC, o vento aos 925 hPa excede os 40 m/s com um máximo de 42 m/s (não mostrado), sendo este o instante correspondente ao máximo de vento associado ao SJ. Considerando a região de SJ como a área correspondente a ventos superiores a 35 m/s, esta área está circundada por uma região maior de ventos intensos que circunda o centro do ciclone a oeste localizada na zona de maior gradiente de pressão. Ao analisar a evolução temporal deste SJ podemos constatar que este está situado na “cauda” da *cloud head* ao longo da *bent-back front* e que acompanha o desenvolvimento da *bent-back front* (isto é, o “enrolamento” da *bent-back front* durante a formação da seclusão quente) que entretanto se encontra entre o estágio III e IV do ciclo de vida do ciclone. Às 12 UTC o SJ encontra-se já na sua fase de maturação máxima, extinguindo-se por completo às 15 UTC (não mostrado). Note-se que este ainda atinge a costa norte de Portugal às 12 UTC.

A figura 32a mostra que o SJ foi formado numa região por estabilidade estática quase neutra na camada limite (0.5 K de diferença entre  $\theta_{900} - \theta_{950}$  indica que estamos na presença de uma camada bem misturada). A camada limite bem misturada deve-se à forte advecção fria ( $-10 \times 10^{-4} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) e fluxo de calor sensível à superfície presentes na região do SJ. Schultz e Sinkiewicz (2013) obtiveram no seu caso de estudo, valores de advecção fria ligeiramente mais baixos e de fluxo de calor sensível ligeiramente mais altos, comparativamente com os aqui apresentados. Os autores acrescentam ainda que os valores de fluxo de calor sensível por eles obtidos são comparáveis com os valores do mesmo fluxo, apresentados noutros estudos de ciclones extratropicais explosivos.

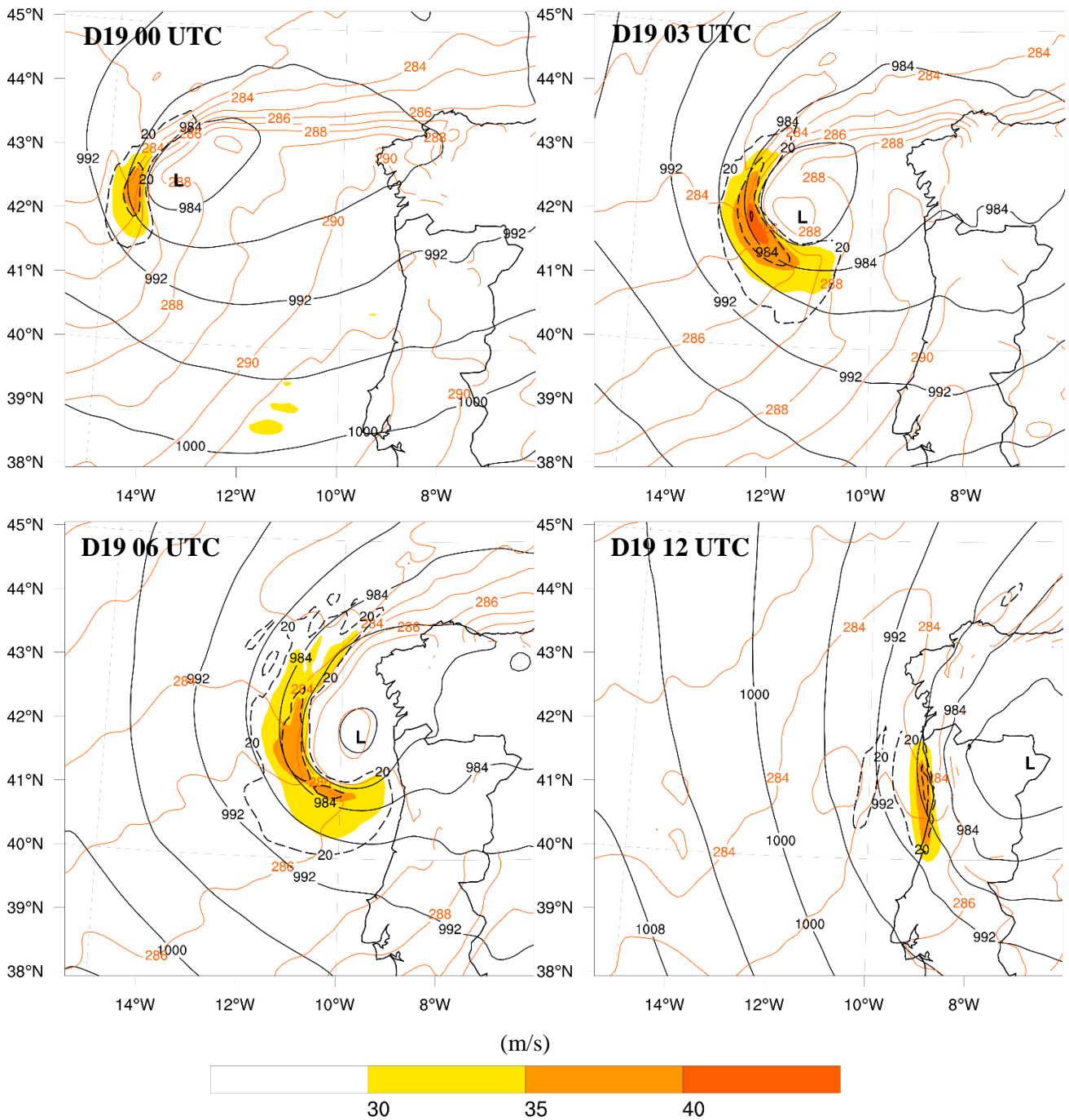


Figura 31. Evolução temporal do SJ para os instantes (a) 00 UTC, (b) 03 UTC, (c) 06 UTC e (d) 12 UTC do dia 19 de janeiro. Campo do vento aos 925 hPa a partir dos 30 m/s de acordo com a escala de cores indicada na figura, vento à superfície a partir dos 20 m/s com intervalo de 5 m/s (linhas pretas a tracejado), isolinhas de  $\theta$  aos 925 hPa com intervalo de 1 K (linhas a laranja) e pressão ao nível médio do mar (linhas a preto). Estes resultados são referentes ao domínio 2.

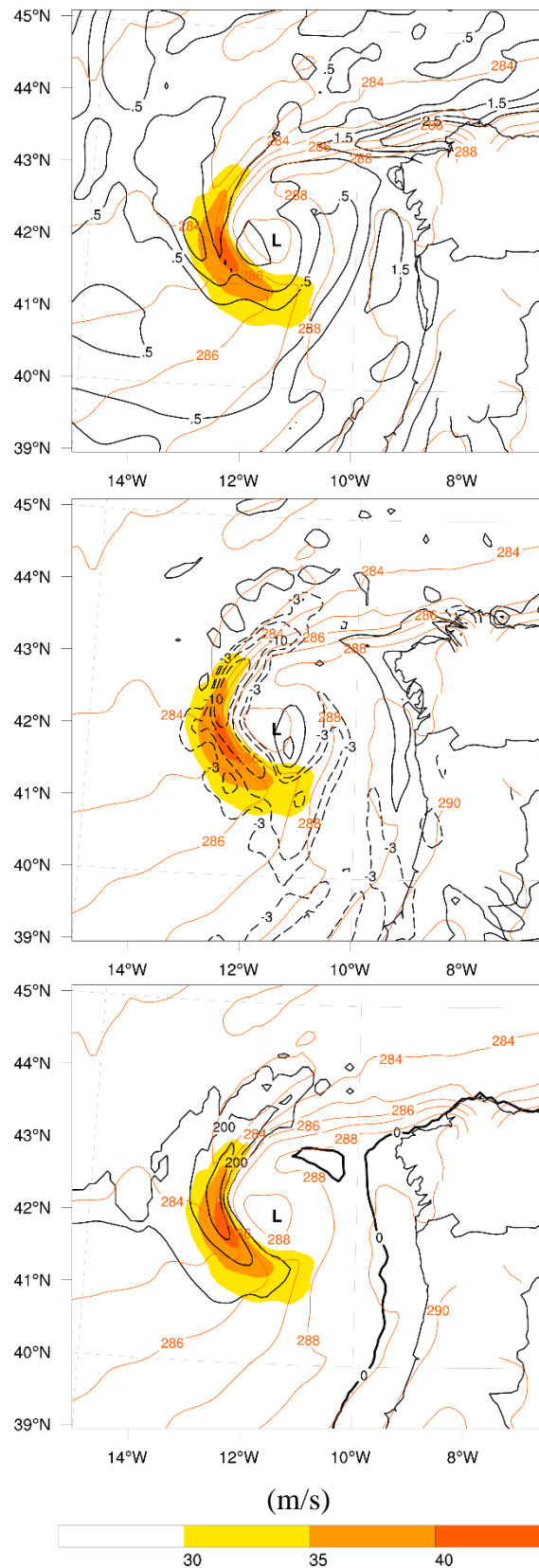


Figura 32. Campo do vento (m/s) de acordo com a escala de cores indicada na figura e de  $\theta$  aos 925 hPa (isolinhas com intervalo de 1 K) para o instante 03 UTC de dia 19 de janeiro. (a) Estabilidade estática medida a partir da diferença entre  $\theta$  aos 900 e aos 950 hPa (desde 0.5 K até 2.5 K com intervalo de 0.5 K), (b) Advecção de  $\theta$  aos 925 hPa (isolinhas aos -10, -5, -3, 1, 3, 5 e 10  $\times 10^{-4} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) e (c) fluxo de calor sensível à superfície ( $\text{W m}^{-2}$ ).

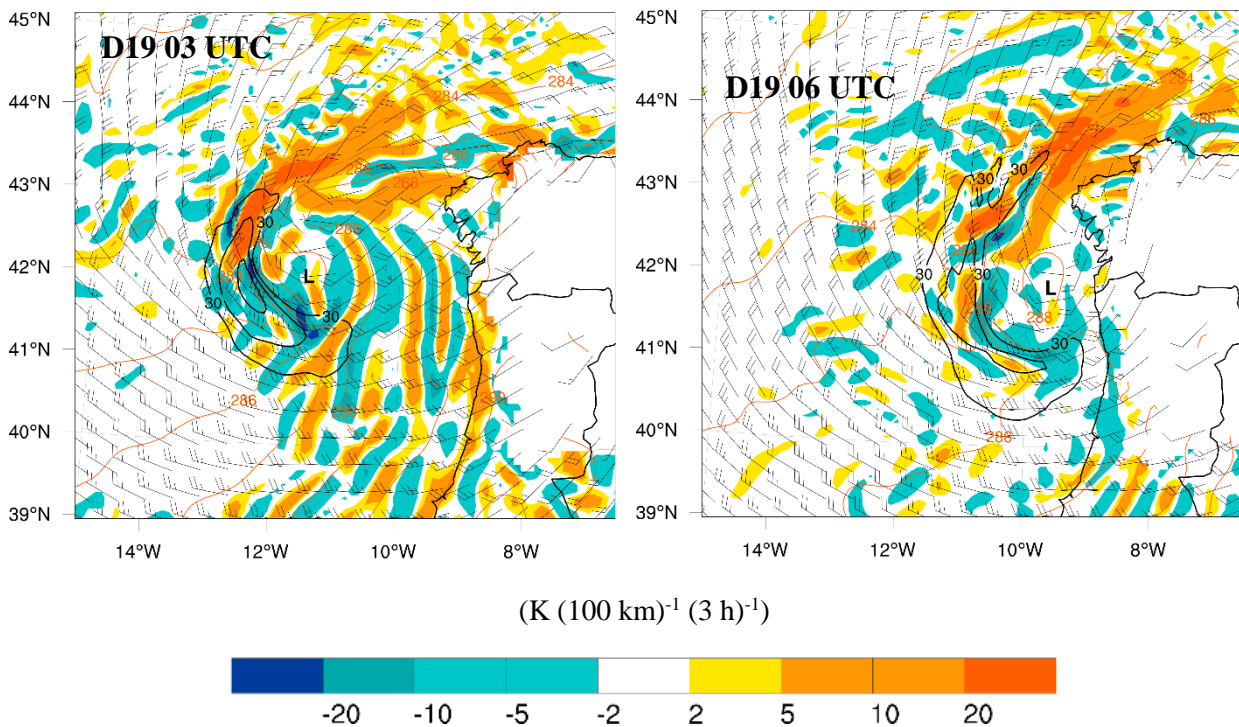


Figura 33. Vento aos 925 hPa (vectores e isotáxicas) e frontogénese para os instantes (a) 03 UTC, (b) 06 UTC, do dia 19 de janeiro. Campo da frontogénese aos 925 hPa de acordo com a escala de cores indicada na figura, vento aos 925 hPa a partir dos 30 m/s com um intervalo de 5 m/s (linhas pretas) e isolinhas de  $\theta$  aos 925 hPa com intervalo de 1 K. Estes resultados são referentes ao domínio 2.

A figura 33 apresenta o campo da frontogénese em dois instantes no auge da tempestade. As isolinhas de  $\theta$  e o campo do vento superior a 30 m/s permanece ilustrado na figura tratando-se dos mesmos campos já mostrados na figura 32. Às 3 UTC verifica-se que o jato ocorre a jusante da principal região de frontogénese, numa região de máxima frontólise, tal como proposto no modelo conceptual de Schultz e Sinkiewicz (2013, fig 6), indicando que se trata efetivamente de um *sting jet*. Em comparação com a figura conceptual, o diagnóstico apresentado na figura 33 apresenta forte bandeamento, parecendo a intensidade da frontogénese algo excessiva (quando comparada com a figura 2b do mesmo artigo). Dado que os cálculos aqui apresentados foram efetuados sobre output com intervalos de 20 minutos, sendo portanto afetados por uma propagação oeste-este do sistema em 40 minutos, é provável que eles sejam pouco precisos. Em trabalho futuro, far-se-á uma análise mais fina desta evolução temporal.

## 5 Conclusões

A tempestade Gong, que atravessou o território nacional no dia 19 de Janeiro de 2013, foi uma ciclogénesis explosiva, com um decaimento da pressão de 33hPa/24h, claramente descrita pelo modelo conceptual de Shapiro-Keyser, apresentando portanto as várias características particulares deste modelo, como *cloud head*, *bent-back front*, intrusão de ar seco, fratura frontal e núcleo quente. O ciclo de vida deste ciclone teve início às 6 UTC de dia 18 de janeiro, passando pelos quatro estágios típicos do ciclo de vida de um ciclone. O estágio IV que corresponde à fase de maturação do sistema foi atingido cerca das 06 UTC do dia 19 de janeiro. O valor do mínimo de pressão associado ao centro do sistema às 6 UTC de dia 18 foi de 1003 hPa (estágio I), decaindo para um mínimo absoluto de 967 hPa às 6 UTC do dia 19 (estágio IV).

Esta tempestade foi simulada em alta resolução pelo modelo WRF. Foi realizado um conjunto de simulações com várias parametrizações de *cumulus* e com o parâmetro *cust* a 5 e a 0. A simulação com a parametrização de *cumulus* BMJ comprovou ser a que melhor retratou a realidade através de uma validação que consistiu na comparação de campos simulados com imagens do satélite SEVIRI no canal 9 e 5 e do produto de radar SRI (precipitação à superfície em mm/hora). Os resultados com a parametrização GD, com o parâmetro *cust* = 5, mostram-se bastante semelhantes aos da simulação BMJ, no entanto quando se repetiu essa simulação com o parâmetro *cust* = 0, recomendado no manual, obteve-se um resultado muito pouco satisfatório.

Para além disto, mostrou-se também que os campos simulados no domínio 3 (3 km de resolução) e no domínio 2 (9 km de resolução), não apresentam diferenças significativas entre si para além de alguma perda de estrutura resultante da diminuição de resolução. Pelo que podemos concluir que o domínio com 9 km de resolução deverá ser satisfatório para análise deste tipo de fenómenos. Note-se que é esta a resolução da base de dados contínua de simulações meteorológicas desenvolvida no IDL.

Dada a sua invulgar intensidade e impacto em grandes áreas do território de Portugal, a tempestade Gong não se limitou a ser uma versão reforçada das tempestades comuns que afetam esta região durante o inverno. Diversas características indicam que ela se inclui numa classe relativamente pouco frequente de ciclones extratropicais descritos pelo modelo de Shapiro-Keyser (1990), capazes de desenvolver jatos muito intensos junto da superfície, designados por *sting jets* (Browning 2004). O modelo do *sting jet* propõe explicar a ocorrência de máximos localizados do vento junto da superfície a partir da subsidência de ar da troposfera média, na zona a sul de um ciclone de Shapiro-Keyser. A origem do movimento vertical que é necessário para produzir o jato é a questão chave a que é preciso responder. Os presentes resultados indicam que, no caso da tempestade Gong, se verificaram diversas das condições que têm sido indicadas na literatura: um sistema ciclónico com fratura frontal e uma forte intrusão de ar estratosférico, seguindo o modelo de Shapiro-Keyser; uma larga região de instabilidade potencial que se intensifica na fase inicial da tempestade e é libertada antes da intensificação do *sting jet*; a presença de uma camada limite quase neutra, favorecendo a mistura vertical e a descida do jato à superfície. Finalmente, o facto de o *sting jet* coincidir com uma região de forte frontólise parece confirmar a interpretação de Schultz e Sinkiewicz (2013) de que esse jato é ironicamente uma espécie de certidão de óbito de um sistema especialmente intenso.

Dada a relevância da tempestade Gong para a compreensão de fenómenos de vento extremo em Portugal, em geral bastante raros com esta escala espacial, tentou-se um primeiro diagnóstico da tempestade Gong na simulação de Cardoso et al. (2013), realizada continuamente com condições fronteira ERA-Interim e com uma resolução de 9 km para o período 1989-2008, e recentemente estendida até 28 de fevereiro de 2013 para incluir as tempestades recentes. Apesar de a simulação ter sido abundantemente validada contra observações pontuais de temperatura e precipitação (Soares et al. 2012), com excelentes resultados na representação de precipitação muito intensa (correspondente ao percentil 99.9), essa simulação não apresenta uma representação satisfatória

da tempestade Gong, apesar de conter diversos ingredientes relevantes, nomeadamente a intrusão de ar estratosférico, que, no entanto, apresenta uma geometria diferente da observada, menos intensa e mais estendida para Sul. Perceber se o não desenvolvimento do Gong resulta de deficiências nas condições fronteira (Era-Interim vs ECMWF Forecast), de detalhes das parametrizações ou do domínio, ou de diferenças na inicialização do interior (memória da simulação longa vs interpolação da análise), é um assunto que terá de ser resolvido antes de tentar utilizar a simulação climática para diagnósticos mais sistemáticos que permitam o desenvolvimento de uma metodologia de investigação de eventos extremos deste tipo em cenários de mudança climática.

Neste estudo mostrou-se a possibilidade de utilizar simulações numéricas em alta resolução para estudar os mecanismos responsáveis pelo desenvolvimento de tempestades intensas e sugere-se a sua utilização para fins climáticos. Diversos diagnósticos aqui ensaiados precisam ainda de algum desenvolvimento, nomeadamente os que se referem à análise tridimensional e lagrangiana destas tempestades, aqui realizada de forma ainda incipiente, e que é essencial para a compreensão dos processos físicos relevantes. Esta será, igualmente, uma tarefa a prosseguir no futuro. Uma vez estabilizada uma metodologia de análise, tentar-se-á aplicá-la a outras tempestades relevantes, nomeadamente à tempestade do Oeste de 2009, onde existe a primeira evidência observacional portuguesa de um *sting jet* (Pinto et al., 2010).

## 6 Referências

- Baker, L., Gray, S.L., Clark, P.A. 2013a: Idealised simulation of sting-jet cyclones. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, doi: 10.1002/qj.2131, in press
- Betts, A.K. 1986: A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 112, 677-691
- Betts, A.K., Miller, M.J. 1986: A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, and arctic air-mass data sets. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 112, 693-709
- Bjerkness, J., Solberg, H., 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofys. Pub.*, 3 (1), 3-18
- Browning, K. A., Roberts, N. M., 1994: Structure of a frontal cyclone. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120, 1535-1557
- Browning, K.A., Clough, S.A., Davitt, C.S.A., Roberts, N.M., Hewson, T.D., Healey, P.G.W., 1995: Observations of the mesoscale sub-structure in the cold air of a developing frontal cyclone. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 121, 1229-1254
- Browning, K. A., 1997: The dry intrusion perspective of extratropical cyclone development. *Meteorol. Appl.*, 4, 317-324
- Browning, K. A., Ballard, S. P., Davitt, C. S. A., 1997: High-resolution analysis of frontal fracture. *Mon. Wea. Rev.*, 125: 1212-1230
- Browning, K.A., 2004: The sting at the end of the tail: Damaging winds associated with extratropical cyclones. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130, 375-399
- Cardoso, R.M., Soares, P.M.M., Miranda, P.M.A., Belo-Pereira, M., 2013: WRF high resolution simulation of Iberian mean and extreme precipitation climate, *International Journal of Climatology*, 33, 2591- 2608
- Clark, P. A., Browning, K. A., Wang, C., 2005: The sting at the end of the tail: Model diagnostic of fine-scale three-dimensional structure of the cloud head. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 2263-2292
- Eliassen, A. 1962: On the vertical circulation in frontal zones. *Geofys. Publ*, 24, 147-160
- Fink, A.H., Pohle, S., Pinto, J.G., Knippertz, P., 2012: Diagnosing the influence of diabatic processes on the explosive deepening of extratropical cyclones, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L07803
- Gronas, S. 1995 : The seclusion intensification of the New Year's Day storm 1992. *Tellus*, 47A, 733-746
- Hazeleger, W., Severijns, C., Semmler, T., Stefanescu, S., Yang, S., Wang, X., Wyser, K., Dutra, E., Baldasano, J., Bintanja, R., Bougeault, P., Caballero, R., Ekman, A. M. L., Christensen, J. H., van den Hurk, B., Jimenez, P., Jones, C., Kallberg, P., Koenigk, T., McGrath, R., Miranda, P., Noije, T., Palmer, T., Parodi, J., Schmith, T., Selten, F., Storelvmo, T., Sterl, A., Tapamo, H., Vancoppenolle, M., Viterbo, P., Willén, U., 2010 : EC-Earth: A Seamless Earth System Prediction Approach in Action, *Bulletim of the American Meteorological Society*, 91, 1357-1363
- Hong, S.Y., Noh, Y., Dudhia, J. 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2318-2341
- Hong and Lim (2006, JKMS)

- Iacono, M.J., Delamere, J.S., Mlawer, E.J., Shephard, M.W., Clough, S.A., Collins, W.D. 2008: Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res.*
- Janjic, Z.I. 1994: The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 927-945
- Janjic, Z.I. 2002: Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Mesomodel, NCEP Office Note, No. 437, 61.
- Keyser, D., Pecnick, M.J. 1985: A two-dimensional primitive equation model of frontogenesis forced by confluence and horizontal shear. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1259-1282
- Keyser, D., Reeder, M.J., Reed, R.J. 1988: A generalization of Petterssen's frontogenesis function and its relation to the forcing of vertical motion. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 762-780
- Liberato, M.L.R., Pinto, J.G., Trigo, R.M., Ludwig, P., Ordóñez, P., Yuen, D., Trigo, I.F., 2013: Explosive development of winter storm Xynthia over the Southeastern North Atlantic Ocean, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, 1, 443-470
- Martínez-Alvarado, O., Gray, S.L., Clark, P.A., Baker, L.H. 2011: Objective detection of sting jets in low-resolution data sets. *Meteorol. Appl.*, 17, 340-354
- Monin, A.S., Obukhov, A.M. 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Tr. Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst.*, 24, 163-187
- Monk, G.A. 1992: Synoptic and mesoscale analysis of intense mid-latitude cyclones. *Meteor. Mag.*, 121, 269-283
- Neiman, P. J., Shapiro, M.A. 1993, The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part I: Frontal-cyclone evolution and thermodynamic air-sea interaction. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2153-2176
- Neiman, P. J., Shapiro, M.A., Fedor, L.S. 1993: The life of an extratropical marine cyclone. Part II: Mesoscale structure and diagnostic. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2177-2199
- Parton, G.A., Vaughan, G., Norton, E.G., Browning, K.A., Clark, P.A. 2009: Wind profiler observations of a sting jet. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135, 663-680
- Petterssen, S., 1936: Contribution to the theory of frontogenesis. *Geophys. Publ*, 11 (6), 1-27
- Paulo Pinto et al., 2010: Tempestade de vento no contexto de uma ciclogénese explosiva - 23 Dezembro 2009. Relatório V0. IPMA
- Sanders, Frederick, John R. Gyakum, 1980: Synoptic-Dynamic Climatology of the "Bomb". *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606
- Shapiro, M. A., Keyser, D. 1990: Fronts, jet streams and the tropopause. *Extratropical cyclones: the Eric Palmén memorial volume*. C. W. Newton and E. Holopainen, Eds., American Meteorological Society, 167-191
- Shutts, G.J. 1990: Dynamical aspects of the October storm, 1987: A study of a successful fine-mesh simulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 116, 1315-1347
- Schultz, D. M., Sienkiewicz, J. M. 2013, Using Frontogenesis to Identify Sting Jets in Extratropical Cyclones, *Weather and Forecasting*, 28, 603-613
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Grill, D.O., Barker, D.M., Wang, W., Powers, J.G. 2008: A description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Note TN-475+STR., 65-80

Soares, P.M.M., Cardoso, R.M., Miranda, P.M.A., Medeiros, J. de, Belo-Pereira, M., Espirito-Santo, F. 2012, WRF high resolution dynamical downscaling of ERA-Interim for Portugal. *Climate Dynamics*. 39, 2497-2522

Young, M.V., Monk, G.A., Browning, K.A. 1987, Interpretation of satellite imagery of a rapidly deepening cyclone. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 1089-1115

Young, M.V. 1997, Extratropical cyclones – a forecaster’s perspective, *Meteorol. Appl.*, 4, 293-300

Apresentação “Temporal no Continente 19 de janeiro de 2013” por Paulo Narciso et al., 8º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, Março de 2013