Ciclo diurno das nuvens costeiras na costa oeste da Península Ibérica e a sua relação com as circulações térmicas

The diurnal cycle of coastal cloudiness over west Iberia and its relationship with sea-breeze and mountain-breeze flows

João Paulo A. Martins[1,2], Rita Cardoso[2], Pedro M. M. Soares[2], Isabel F. Trigo[1,2], Margarida Belo Pereira[1], Nuno Moreira[1]
[1] Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA) , Lisboa, joao.p.martins@ipma.pt
[2] Universidade de Lisboa, Instituto Dom Luiz (IDL), Lisboa

SUMMARY

During the summer, synoptic scale conditions allow the maintenance of stratocumulus decks off the coast. These decks frequently penetrate inland during night time, and tend to dissipate during the morning, causing overcast and often foggy conditions in coastal regions overnight. The aim of this study is to further explore and characterize this process, since little climatological information about it exists so far.

The EUMETSAT Satellite Application Facility on Clime Monitoring (CM SAF) has recently released a Climate Data Record of cloud properties (CLAAS) based on 8 years (2004-2011) of SEVIRI measurements. Their monthly mean diurnal cycle of cloud fraction product are used here to explore the coastal diurnal cycle.

The results are compared to regional climate simulations performed with WRF over Iberia with 9km resolution and forced by ERA-Interim reanalysis. The model reproduces the main features of the observed diurnal cycle of clouds in the summer, allowing its use to get further insight about the processes governing the diurnal cycle.

1. Introdução

Durante o verão, o anticiclone dos Açores costuma situar-se a oeste da península Ibérica, causando vento dominante de norte e subsidência de larga escala. Ao mesmo tempo, sobre a península forma-se frequentemente uma depressão térmica, reforçando a advecção de ar relativamente frio de norte, afloramento costeiro no oceano e consequentemente águas mais frias nas regiões costeiras. Todos estes fatores contribuem para o aumento da estabilidade da baixa troposfera, que se correlaciona com a presença de grandes regiões de nuvens baixas (e.g. Klein e Hartmann, 1993; Zhang *et. al.*, 2009). Estas nuvens penetram para o interior do continente durante a noite e tendem a dissipar-se nas primeiras horas da manhã, causando céu encoberto e muitas vezes nevoeiro no litoral durante a noite (Figura 1). O objectivo deste estudo é a caracterização deste processo, dada a sua relevância em atividades como o turismo, aviação, energia solar e gestão de risco de incêndio, e visto que pouca informação climatológica existe sobre este assunto.

2. Dados CM-SAF CLAAS

A EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM SAF) lançou recentemente um conjunto de dados denominado *Cloud property data set using SEVIRI* (CLAAS; Stengel *et al.*, 2014) que agrega um conjunto de propriedades de nuvens com base em imagens do instrumento SEVIRI, a bordo do satélite MSG ao longo de 8 anos (2004-2013). Neste estudo usou-se o produto que contem a média mensal da nebulosidade para averiguar com que frequência podemos esperar condições de nebulosidade elevadas nas regiões costeiras.

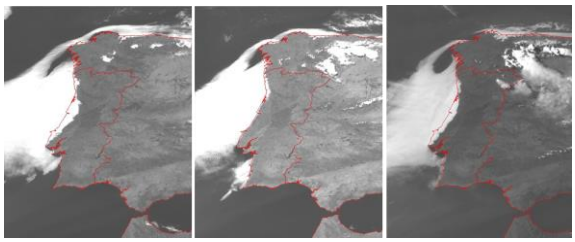

Figura 1 – *Nebulosidade observada no dia 10/07/2013 às 0900, 1300 e 1730 UTC (Imagens SEVIRI - HRV).*

Na Figura 2 pode observar-se o ciclo diurno médio da nebulosidade, amostrado a cada 3h, para o período JJA com base na totalidade do conjunto de dados do CLASS. Verifica-se que a região a noroeste do sistema Sintra-Montejunto-Estrela, a região a norte da península e a região do vale do Ebro apresentam a maior variabilidade diurna. Em particular, no noroeste a nebulosidade aumenta durante a noite atingindo um máximo entre 50-60% entre as 0600 e as 0900 UTC. As regiões a sul apresentam menor variabilidade diurna bem como

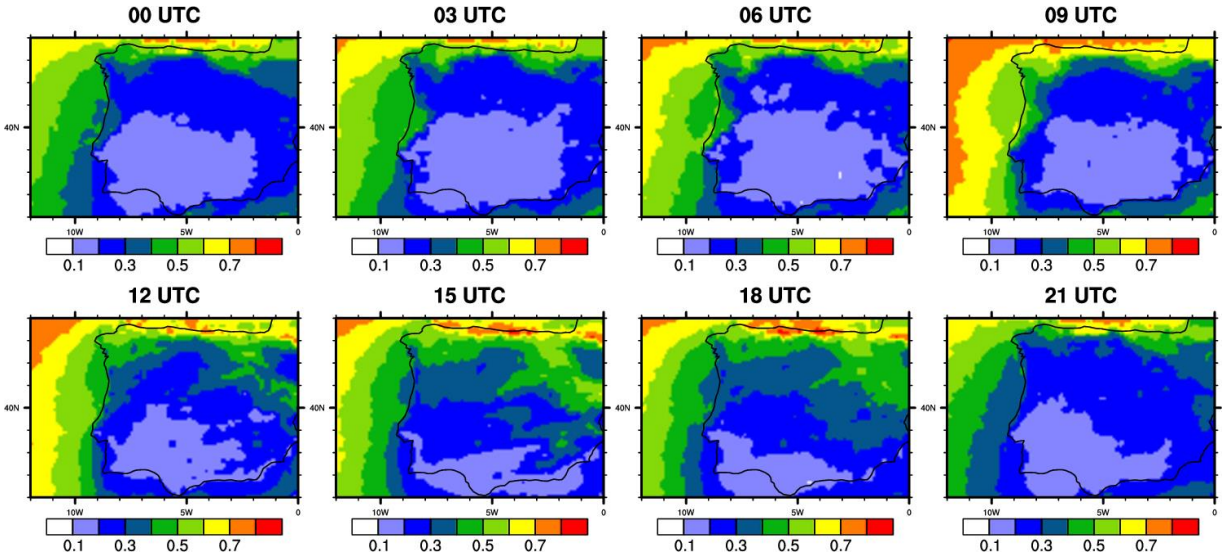

Figura 2 – Ciclo diurno médio da nebulosidade (0-1) com base no dataset CLAAS da CM-SAF.

menores valores de nebulosidade em geral (rondando os 0-0.2), com valores um pouco mais altos durante a tarde devido à formação de cúmulos, que por vezes se desenvolvem verticalmente provocando aguaceiros ao final da tarde. Assim, junto à costa noroeste tem-se predominantemente convecção associada a estratocúmulos, enquanto nas regiões do interior domina a convecção associada a cúmulos, sendo a separação entre os dois regimes o sistema Sintra-Montejunto-Estrela.

3. Dados da simulação de clima regional

De modo a averiguar os mecanismos responsáveis pela progressão do bloco de nuvens para o interior, foram utilizadas simulações de um modelo de clima regional (WRF) num domínio localizado na região de estudo com uma resolução espacial de 9km, e forçado por reanálise ERA-Interim (Soares *et al.*, 2012). A Figura 3 mostra uma comparação da nebulosidade obtida com o WRF e os dados CLAAS. Na comparação efetuada apenas se utilizou o período comum a ambos os conjuntos de dados (2004-2007). O modelo subestima a nebulosidade sobre a península Ibérica em geral, uma característica comum a diversos modelos regionais e globais (e.g. Teixeira *et al.*, 2011). A exceção é a região do Alentejo, que durante a manhã apresenta um viés positivo, indicando que o modelo permite a penetração da nebulosidade para o interior mais frequentemente do que o observado com os dados CLAAS. Considera-se que no entanto, o modelo reproduz realisticamente as principais características do ciclo diurno observado no verão, pelo que se torna indicada a sua utilização para explicar os fatores que o controlam.

Para isolar os casos em que existiu penetração noturna de blocos de estratocúmulos, definiram-se dois critérios de seleção: 1) calculou-se para cada hora o valor médio do integral vertical da humidade específica da água líquida entre a superfície e os 600m, entre as longitudes 11º W e 9º W (QL600); 2) calculou-se mesma média mas integrando a humidade específica da água líquida entre os 1500m e 4000m (QL1500). Com estes diagnósticos, escolheram-se apenas os dias em que QL600 > 30 gm^{-2} [limite mínimo para detetar a presença de uma camada de estratocúmulos de acordo com Wood e Hartmann (2006)] entre as 0h e as 6h assim como foram excluídos dias em que QL1500 > 0, por se considerar que nesses casos é detetada convecção profunda. Com esta seleção, apenas cerca de 1/3 do período foi utilizado. A Figura 4 exemplifica alguns dos diagnósticos que foram feitos a partir destes dados. Em particular, foi estudada uma secção zonal que intersecta a região da Serra da Estrela de modo a exemplificar o papel da orografia na extensão do bloco de nuvens para o interior. A parte esquerda do painel ilustra a humidade específica média da água líquida, em quatro fases do ciclo diurno. É possível verificar que o bloco de nuvens ao largo se mantem durante todo o ciclo diurno, perdendo espessura nas regiões junto à costa durante o dia, confirmando os dados observacionais do CLAAS. Durante o dia, sobre terra, é possível observar alguma água líquida, o que indica a ocasional formação de cúmulos. Durante a noite, verifica-se que o bloco de nuvens se estende para o interior do continente. Na região caracterizada por orografia mais suave, existe uma intensificação da nebulosidade, ao passo que na região mais interior, correspondente à Serra da Estrela, a nebulosidade média é quase inexistente. No painel à direita, encontram-se representadas secções da temperatura potencial nas mesmas fases do ciclo diurno. Nesses gráficos é possível identificar a camada limite marinha, caracterizada

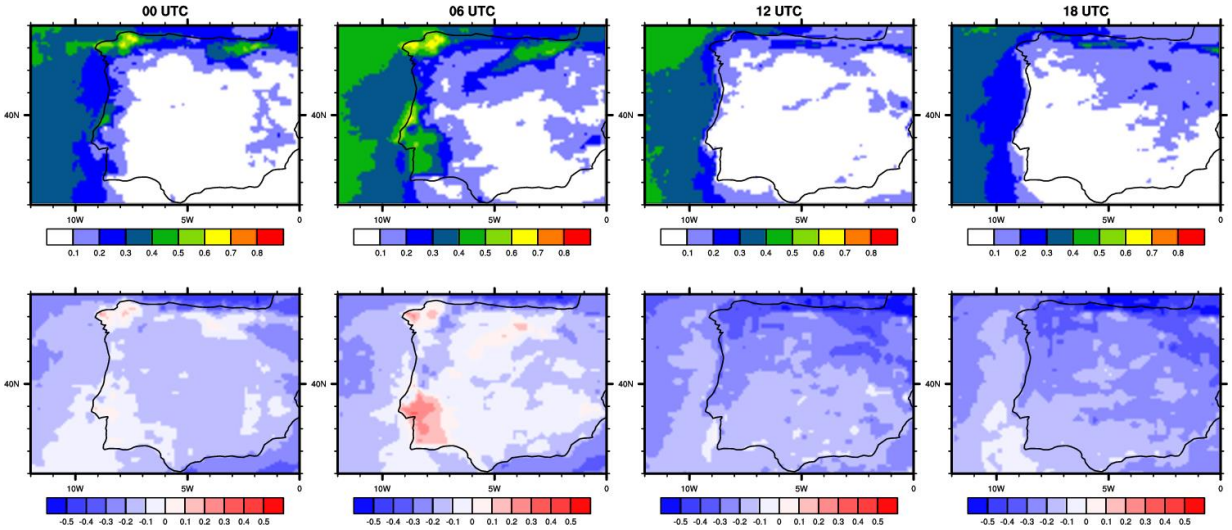

Figura 3 - (Topo) Ciclo diurno médio da nebulosidade para a simulação de clima regional WRF (JJA, 2004-2007). (Em baixo) diferenças relativamente aos dados CLAAS para o mesmo período.

por valores mais baixos de temperatura potencial e por maiores valores de humidade relativa (não ilustrado). Esta camada de ar penetra o continente com o desenvolvimento da brisa marítima durante a tarde, mas devido ao forte aquecimento durante o dia sobre terra, perde progressivamente as suas propriedades, misturando-se com a camada limite terrestre, mais quente e seca. Ao final da tarde, é possível verificar que as propriedades da camada ao largo são conservadas no percurso sobre terra, o que torna possível a formação de nuvens junto à costa e progressivamente em direção ao interior. Esta camada de ar comporta-se como uma corrente gravítica (Grandpeix e Lafore, 2009; Robinson *et al.*, 2012), o que explica os efeitos dinâmicos observados: em orografia suave, a camada de ar marinho consegue em geral transpor as irregularidades do terreno, o que favorece algum movimento vertical e consequentemente um aumento da condensação. Quando a camada atinge montanhas de maior dimensão, não as consegue transpor, devido ao bloqueio dinâmico do escoamento (Kottmeier *et al.*, 2000), prevenindo a propagação do bloco de nuvens para regiões mais interiores.

A circulação de brisa induzida pelo contraste térmico entre a massa continental e o oceano adjacente tem um papel fundamental neste processo, sendo reforçada pelas circulações térmicas induzidas pela orografia costeira. A simulação de clima regional mostrou que durante o dia a escala das circulações é bastante superior à registada apenas devido à brisa marítima (não ilustrado). Além disso, verificou-se também que durante a noite, sobre as montanhas costeiras mais pronunciadas ocorre tipicamente movimento descendente que se explica pela continuidade do escoamento catabático em altitude. Esta subsidência tem um papel relevante no bloqueio ao progresso do bloco de nuvens para regiões do interior: uma análise baseada na equação de balanço da energia mostrou que o aquecimento devido à subsidência é parcialmente utilizado na evaporação de gotículas, dissipando-se assim quaisquer nuvens nas proximidades. Este processo encontra-se discutido com maior detalhe no estudo de Martins *et al.* (2015).

4. Conclusões

Variações diurnas de nebulosidade nas regiões costeiras do oeste da península Ibérica são frequentemente registadas no verão, com impactos ao nível do turismo, atividades aeroportuárias, gestão de risco de incêndio, energia solar, etc..

A disponibilização recente de conjuntos longos de dados de grande qualidade, resolução espacial e temporal, tanto de observação remota como de modelação numérica permitiu uma caracterização climatológica deste fenómeno.

Mostrou-se que as regiões costeiras a noroeste do sistema montanhoso Sintra-Montejunto-Estrela apresentam os ciclos diurnos pronunciados, com 50 a 60% das manhãs com céu muito nublado por nuvens baixas, tornando-se pouco nublado ou limpo durante a tarde. Nas regiões a sul e no interior, o ciclo diurno é muito menos pronunciado e está associado a convecção sob a forma de cúmulos (por vezes de grande desenvolvimento vertical). Nessas regiões a nebulosidade média varia entre 10 e 50%, com o máximo atingido ao fim da tarde.

As simulações de clima regional permitiram apontar fundamentalmente dois mecanismos que limitam a propagação de nuvens para o interior, ambos associados a orografia costeira: por um lado, as montanhas com maior dimensão bloqueiam a progressão da camada limite marinha, visto que esta se comporta como uma corrente gravítica que por possuir uma densidade relativamente elevada,

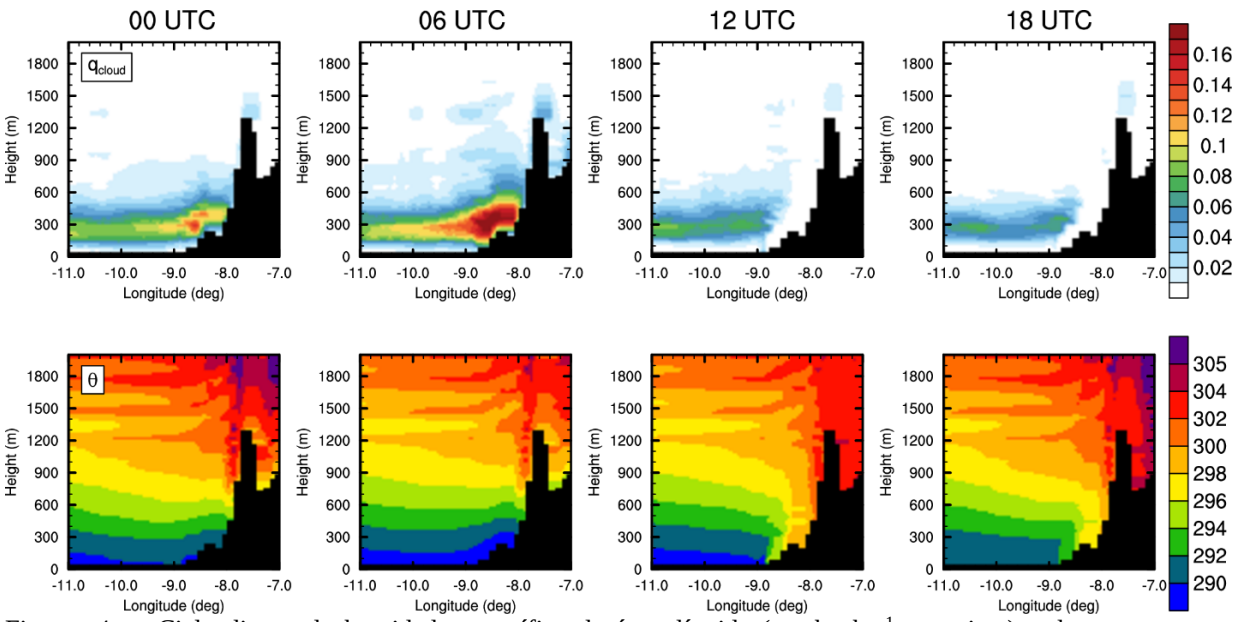

Figura 4 – Ciclo diurno da humidade específica da água líquida (em kg kg^{-1}, em cima) e da temperatura potencial (em K, em baixo), numa secção zonal que intersecta a serra da Estrela (lat: 40.32º N).

não consegue transpor certos obstáculos. Por outro lado, mostrou-se que sobre estas montanhas, o escoamento catabático induz subsidência, que por sua vez induz aquecimento, que provoca evaporação das gotículas das nuvens, impedindo a sua progressão para o interior.

Este estudo demonstrou ainda o potencial do conjunto de dados CLAAS da CM-SAF na validação de simulações de clima regional, nomeadamente em termos de variáveis associadas a nuvens e radiação.

5. Referências

Grandpeix J-Y, Lafore J-P. 2009. A density current parameterization coupled with Emanuel's convection scheme. Part I: the Models. *J. Atmos. Sci.* **67(4)**: 881–897, doi: 10.1175/2009 JAS3044.1.

Klein SSA, Hartmann DDL. 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Clim.* **6(8)**: 1587–1606, doi: 10.1175/1520-0442 (1993)006<1587:TSCOLS>2.0.CO;2.

Kottmeier C, Palacio-Sese P, Kalthoff N, Corsmeier U, Fiedler F. 2000. Sea breezes and coastal jets in southeastern Spain. *Int. J. Climatol.* **20(14):** 1791–1808, doi: 10.1002/1097-0088

Martins JPA, Cardoso RM, Soares PMM, Trigo IF, Belo-Pereira, M, Moreira N e Tomé R, 2015: The summer diurnal cycle of coastal cloudiness over west Iberia using Meteosat/SEVIRI and a WRF regional climate model simulation. Int. J. Climatol. (Early View) DOI: 10.1002/joc.4457

Robinson FJ, Patterson MD, Sherwood SC. 2012. A numerical modeling study of the propagation of idealized sea-breeze density currents. *J. Atmos. Sci.* **70(2)**: 653–668, doi: 10.1175/JAS-D-12-0113.1

Soares PMM, Cardoso RM, Miranda PMA, de Medeiros J, Belo-Pereira M, Espirito-Santo F. 2012. WRF high resolution dynamical downscaling of ERA-Interim for Portugal. *Clim. Dyn.* **39(9–10)**: 2497–2522, doi: 10.1007/s00382-012-1315-2.

Stengel M, Kniffka A, Meirink JF, Lockhoff M, Tan J, Hollmann R. 2014. CLAAS: the CM SAF cloud property data set using SEVIRI. *Atmos. Chem. Phys.* **14(8)**: 4297–4311, doi: 10.5194/acp-14-4297-2014.

Teixeira J, Cardoso S, Bonazzola M, Cole J, DelGenio A., DeMott C, Franklin C, Hannay C, Jakob C, Jiao Y, Karlsson J, Kitagawa H, Köhler M, Kuwano-Yoshida A., LeDrian C, Li J, Lock A., Miller MJ, Marquet P, Martins JPA, Mechoso CR, Meijgaard E V., Meinke I, Miranda PMA, Mironov D, Neggers R, Pan HL, Randall DA, Rasch PJ, Rockel B, Rossow WB, Ritter B, Siebesma AP, Soares PMM, Turk FJ, Vaillancourt PA., Von Engeln A., Zhao M. 2011. Tropical and Subtropical Cloud Transitions in Weather and Climate Prediction Models: The GCSS/WGNE Pacific Cross-Section Intercomparison (GPCI). *J. Clim.* **24(20)**: 5223–5256. DOI: 10.1175/ 2011JCLI3672.1

Wood R, Hartmann DL. 2006. Spatial variability of liquid water path in marine low cloud: the importance of mesoscale cellular convection. *J. Clim.* **19(9)**: 1748–1764, doi: 10.1175/JCLI3702.1

Zhang Y, Stevens B, Medeiros B, Ghil M. 2009. Low-cloud fraction, lower-tropospheric stability, and large-scale divergence. *J. Clim.* **22(18)**: 4827–4844, doi: 10.1175/2009JCLI2891.1.