

Simulació numèrica de fronts costaners nocturns a la conca de la Mediterrània

Jordi Mazon i David Pino

Departament de Física Aplicada, Universitat Politècnica de Catalunya

RESUM

Quan el Sol es pon, l'aire del prelitoral es refreda a un ritme major que l'aire situat sobre el mar i la costa, i es forma a mesura que avança la nit un moviment de l'aire més fred de l'interior cap a la costa a través de rius, torrents, i els vessants de les muntanyes situades a prop de la costa i orientades cap al mar. Aquest vent de drenatge porta aire relativament fred cap a la costa, que en arribar al litoral forma en determinades zones un front fred superficial. Aquest front es forma quant l'aire fred es troba sobre el mar una massa d'aire més càlida i humida, la qual ascendeix sobre la freda mentre aquella es desplaça mar endins. En determinades ocasions aquest ascens comporta la formació de núvols i fins i tot precipitació.

La simulació numèrica d'aquest fenomen mitjançant el model de mesoescala WRF a la conca de la Mediterrània ha permès analitzar i quantificar algunes variables d'aquests fronts, així com determinar el paper de diferents variables físiques, com ara la forma de la costa i la temperatura superficial de l'aigua del mar.

Doi: <http://dx.doi.org/10.2436/20.2001.01.5>

1 Introducció

La formació de línies de precipitació durant la nit a pocs quilòmetres o sobre la mateixa costa, les quals es desplacen mar endins a mesura que avança la nit, passa sovint desapercebuda per a la majoria de les persones. Com que la precipitació és principalment sobre el mar i en hores nocturnes, l'afectació a les activitats humanes, bàsicament diürnes i sobre terra ferma, acostuma a ser petita, cosa que ha fet que no hagin estat gaire estudiats en la Mediterrània aquest tipus de precipitació ni el mecanisme que les genera. D'altra banda, el fet que dins del mar no hi hagi una xarxa de pluviòmetres que registri la precipitació, i que els radars situats a prop de la costa només cobreixin una petita part de la costa de la Mediterrània on es formen aquestes línies, fa complicada la recerca d'aquest fenomen.

En aquestes situacions, en les quals l'obtenció de mesures és complexa, la simulació numèrica resulta una eina essencial per comprendre i estudiar un fenomen. En el cas de les bandes de precipitació nocturna, la xarxa de radars meteorològics situats sobre terra a prop de la costa i els situats en el satèl·lit TRMM (descriu amb més detalls a la secció 4) poden ser d'utilitat per detectar la precipitació i així tenir informació de la zona i l'hora en què es produeixen. A partir d'aquestes dades, la simulació numèrica mitjançant el model Weather Research Forecast (WRF model, vegeu la secció 3) permet analitzar i obtenir informació sobre la gènesi i la dinàmica d'aquest fenomen. A més a més, la simulació numèrica permet fer el que s'anomena *anàlisis de sensibilitat*, consistents a modificar alguna de les variables que intervenen en un procés per estudiar

com afecten el fenomen. En el cas dels fronts costaners, per exemple, el fet de variar la temperatura de l'aigua del mar permet fer-se una idea del paper que té en la formació i les característiques del front. O modificar la topografia (reduint l'alçada, o directament suprimint-la, per exemple) permet analitzar-ne el paper que exerceix en el fenomen.

Aquest article pretén donar una visió de com la simulació numèrica mitjançant el model de mesoescala WRF ha ajudat a conèixer millor els fronts costaners a la Mediterrània. L'article s'estructura de la manera següent. La secció 2 fa una breu descripció dels fronts costaners. La secció 3 està centrada a descriure el model numèric WRF. La secció 4 mostra diferents exemples de simulacions fetes en diferents àrees de la conca de la Mediterrània, centrant-se en la divergència/convergència de l'aire, el camp de precipitació, la determinació de l'alçada del front, la importància de les costes còncaues, i el paper de la temperatura superficial de l'aigua del mar. La secció 5 resumeix les principals conclusions.

2 El fenomen del front costaner

Els fronts costaners són causats per la interacció entre l'aire fred de l'interior refredat durant la nit, impulsat cap al mar pels vents de drenatge —també coneguts com a *vents catabàtics* o *gravity winds*— amb l'aire més càlid i humit situat a la costa i sobre el mar, que sovint és desplaçat cap a la costa per un flux predominant. El vent de drenatge és originat pel refredament de l'aire situat als vessants i els cims de les muntanyes durant la nit. En re-

fredar-se augmenta la seva densitat i comença a fluir vessant avall de les muntanyes, pels torrents i rius cap a la plana. Inicialment és un vent fluix, però a mesura que la nit avança i el refredament de l'aire és major, la velocitat d'aquest vent s'incrementa fins a valors que en algunes zones de l'Àrtic i l'Antàrtic, i valls properes a grans elevacions, poden fregar els 100 km h^{-1} .

En zones properes al litoral, l'aire fred nocturn guiat pel vent de drenatge pot arribar a la costa. Quan l'aire fred arriba al litoral es troba amb una massa d'aire que, generalment, és més càlida i humida. Aleshores es forma un front fred, ja que dos fluids amb diferent temperatura (i, per tant, densitat) quan entren en contacte no es barregen. La frontera entre ells en meteorologia s'anomena *front*. En aquest cas un front fred, ja que l'aire fred és el que avança. A mesura que l'aire fred associat al front avança mar endins, l'aire relativament càlid i humit és forçat a ascendir per sobre de la falca d'aire freda. En aquest ascens, depenent de l'estabilitat atmosfèrica, l'aire càlid i humit pot formar núvols i fins i tot precipitacions sobre la frontera que divideix les dues masses d'aire.

Aquest mecanisme nocturn de formació de precipitació ha estat força estudiat en zones tropicals ([8]; [19]; [10]; [17]; [21]), on presenta una gran regularitat.

A la zona de la Mediterrània aquest mecanisme no ha estat gaire estudiat. Tot i això, [18] va suggerir que durant les nits d'hivern a la zona sud del litoral d'Israel es formava precipitació per aquest mecanisme. En aquesta mateixa zona, [5] van argumentar que la forma còncava de la costa entre Israel i Egipte facilitava la convergència del vent de drenatge mar endins. [3] descriuen precipitació nocturnal d'àmbit local en aquesta zona durant la tardor i l'hivern, causades per fronts nocturns costaners generats pels vents de drenatge. Aquestes precipitacions tenen un pes important en el còmput anual al sud d'Israel.

[1] argumenten teòricament la convecció nocturna detectada mitjançant imatges de radar en la desembocadura dels rius Llobregat, Besòs i Tordera, i atribueixen a la formació de fronts nocturns la causa d'aquesta precipitació. [11] descriuen l'anomalia pluviomètrica del delta del Llobregat basant-se en la formació de fronts costaners a la desembocadura del Llobregat, fet que queda confirmat mitjançant la simulació d'alguns episodis per mitjà del model MM5. Mazon et al. ([12], [13], [14]) descriuen i simulen episodis en la conca de la Mediterrània per mitjà del model WRF. Han trobat deu zones de la Mediterrània on es forma aquest mecanisme.

3 El model WRF

La versió 3.3 del model de mesoescala Weather Research Forecast- Advanced Research WRF, més conegut

com a WRF-ARW [15], és un model no hidrostàtic de diferències finites, desenvolupat pel National Center of Atmospheric Research (NCAR) dels Estats Units. Està dissenyat per ser aplicat tant en el pronòstic meteorològic com en la recerca de fenòmens meteorològics. En funció del fenomen meteorològic que es pretén simular, l'usuari pot utilitzar unes parametritzacions determinades que corresponen a unes o altres aproximacions en les equacions fonamentals de la dinàmica atmosfèrica, així com definir el nombre de nivells verticals de la troposfera. En el cas de les simulacions de fronts costaners nocturns s'han definit 42 nivells verticals, dels quals 23 es troben per sota d'1 km. La capa límit (*boundary layer*) s'ha parametritzat mitjançant l'esquema MRF [7]; per a la longitud d'ona llarga l'esquema utilitzat ha estat l'RRTM [16] i l'MM5 [2] per a la longitud d'ona curta; la microfísica és parametritzada per mitjà de l'esquema WSM [6]. Per a la convecció no s'ha usat cap parametrització específica en els dominis inferiors als 5 km de resolució espacial, que són la majoria dels definits.

El model s'inicialitza amb dades obtingudes de la reanàlisi del model del centre europeu (ECMWF) cada 6 h.

Les simulacions s'han fet usant els recursos del Centre de Supercomputació de Catalunya (CESCA).

4 Alguns exemples de simulacions de fronts nocturns a la Mediterrània

La principal dificultat per estudiar els fronts costaners és la seva detecció. El fet de donar-se en hores nocturnes i en zones on no hi ha una xarxa de pluviòmetres que detectin la precipitació associada a aquests fronts, en fa difícil la detecció. Els radars meteorològics són una bona eina per detectar l'inici de les línies de precipitació. Malauradament no cobreixen totalment la Mediterrània; d'altra banda, les dades de reflectivitat dels radars d'alguns països no són de fàcil accés i a efectes pràctics no són útils. La manera més efectiva de detectar-los ha estat mitjançant l'ús de les imatges de radar obtingudes pel satèl·lit TRMM (Tropical Rainfall Measurement Radar), un satèl·lit fruit d'un projecte japonès (JAXA) i nord-americà (NASA) posat en òrbita l'any 1997 i dissenyat específicament per mesurar la precipitació en zones tropicals ([4], [9]). Amb una resolució horitzontal de 5 km és capaç de detectar intensitats de precipitació de fins a $0,7 \text{ mm h}^{-1}$, suficient per detectar la precipitació associada als fronts costaners de la Mediterrània.

Mitjançant aquesta eina s'han detectat una dotzena d'aquest fronts costaners nocturns a la conca de la Mediterrània en diferents zones. La figura 1 mostra la distribució de fronts costaners simulats.

Un cop detectades les línies de precipitació, fent servir les dades del satèl·lit TRMM, el pas següent és fer una

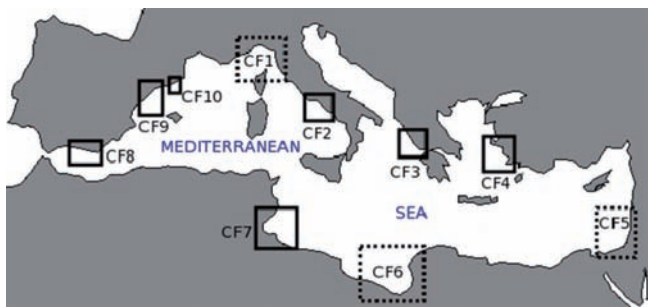


Figura 1: Distribució dels fronts nocturns costaners simulats en la conca de la Mediterrània. Els requadres indiquen les àrees on s'han detectat fronts costaners (indicats com a CF, coastal fronts) i corresponen aproximadament —excepte en el cas CF2— als dominis definits amb el model WRF. Els requadres traçats en línia discontinua indiquen els tres casos de fronts quasi estacionaris

simulació numèrica amb el model WRF per esbrinar-ne la causa i, en el cas que es tracti efectivament d'un front costaner, caracteritzar-lo i descriure'l.

Tot seguit es mostren algunes de les variables meteorològiques a l'àrea en estudi, com ara el camp de vent, de convergència, de precipitació. A més a més, a partir de la simulació s'ha pogut caracteritzar l'alçada de l'aire fred drenat, el paper de la forma còncava de la costa i, mitjançant anàlisis de sensibilitat, el paper de la temperatura superficial de l'aigua del mar en la formació dels fronts costaners.

4.1 La divergència (CF5, 6 de gener de 2011)

Segons la mesura del satèl·lit TRMM, la nit del 5 i durant la matinada del 6 de gener del 2011 diverses taques de reflectivitat paral·leles a la costa van aparèixer pocs quilòmetres mar endins de la costa d'Israel i el Líban, i van desaparèixer a primera hora del matí del dia 6 de gener del 2011. Quatre dominis niats amb una resolució horitzontal de 27, 9, 3 i 1 km s'han definit per estudiar aquest episodi mitjançant la simulació del model WRF.

La figura 3 mostra el camp de divergència negativa, és a dir, allà on l'aire convergeix (en colors) i el camp de vent (fletxes) en el domini 3 a les 0400 UTC (0600 LT) del 6 de gener del 2011. S'aprecien dues zones on l'aire convergeix. La primera és localitzada terra endins, com a conseqüència del complex moviment de l'aire per la influència de l'orografia. La segona zona de convergència se situa paral·lelament a la costa, pocs quilòmetres mar endins, com a conseqüència de la interacció entre el vent de drenatge (de terra cap a mar) amb un vent dominant, de component oest, de mar cap a terra. Aquesta línia roman estacionària entre les 0000 i les 0900 UTC.

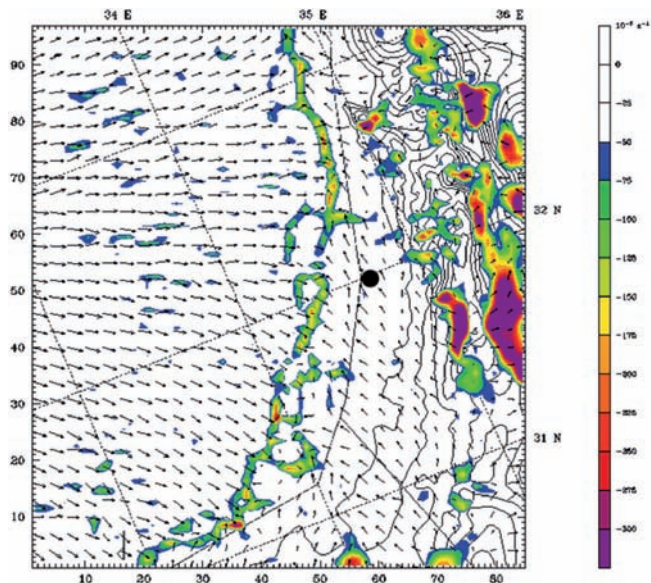


Figura 2: Camp de convergència (en colors) i de vent (fletxes) a les 0400 UTC del 6 de gener del 2011. El punt negre indica la posició de la ciutat de Tel Aviv. La màxima velocitat del vent és de $6,8 \text{ m s}^{-1}$

4.2 La precipitació (CF5, 6 de gener del 2011)

Perquè es formi nuvolositat l'aire ha d'ascendir fins arribar a l'anomenat nivell de condensació per elevació (més conegut com a LCL, lifted condensation level). L'aire ascendeix en zones on hi ha convergència d'aire, i així ho simula el model WRF. La figura 3 mostra la precipitació acumulada

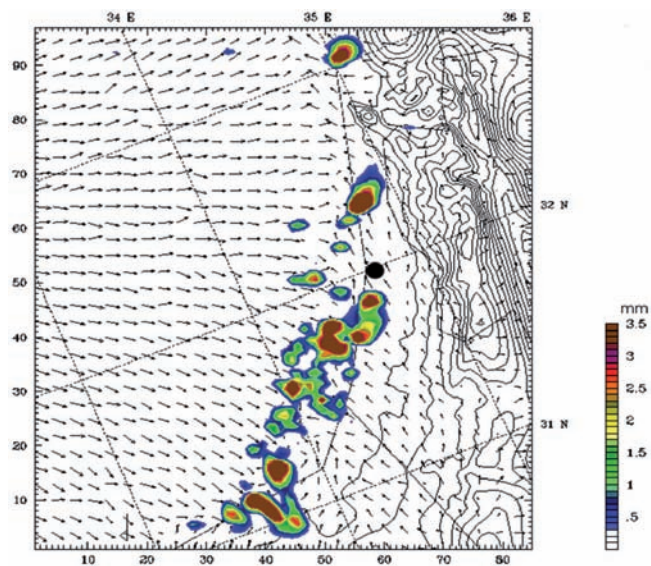


Figura 3: Camp de precipitació (en colors) i de vent (fletxes) a les 0400 UTC del 6 de gener del 2011. El punt negre indica la posició de la ciutat de Tel Aviv

da en una hora (en colors) i el camp de vent (fletxes) a les 04 UTC davant la costa d'Israel. La precipitació es forma al voltant de la línia de convergència mostrada en la figura 2, formant una línia de precipitació, que roman quasi estacionària fins aproximadament les 08 UTC. A partir d'aleshores les cèl·lules de precipitació es mouen cap a la costa, a mesura que es dissipen.

L'estacionalitat de la línia de precipitació és argumentada per [13]. Segons aquests autors la intensitat dels vents de drenatge d'aquella nit, que assoleixen segons el model els 7 m s^{-1} , era similar a la d'un vent sinòptic de l'oest. Aquest vent de drenatge estava associat a un elevat gradient tèrmic entre l'aire de l'interior (282 K) i el situat a sobre del mar (290 K). A mesura que el gradient tèrmic va anar disminuint, la banda de precipitació es va anar debilitant i desplaçant terra endins impulsada pel vent sinòptic de l'oest, fins que cap a primera hora del matí la banda de precipitació es va dissipar.

4.3 L'alçada del front (CF9, 6 de setembre del 2011)

L'alçada del front costaner és una variable clau per a la formació de nuvolositat, que la simulació numèrica permet analitzar a través dels talls atmosfèrics verticals. Per mostrar-ho s'ha triat el cas del CF9 ocorregut la nit del 5 i la matinada del 6 de setembre del 2011. El radar de l'Agència Estatal de Meteorologia, mostrava, avançada la matinada del 6 de setembre del 2011, una línia de reflectivitat mar endins a prop de la costa que s'estenia aproximadament uns 200 km cap al sud a partir del delta de l'Ebre.

Per estudiar aquesta banda de precipitació es va fer una simulació amb el model WRF amb 3 dominis niats de 2, 6 i 18 km de resolució horitzontal, que va confirmar que la banda de precipitació fou causada per la interacció de vents catabàtics que portaven aire fred amb una massa d'aire més càlida i humida situada sobre el mar. La figura 4a mostra la topografia del domini 2 definit en la simulació. Una de les eines que permet la modelització mitjançant el model WRF és fer talls verticals de l'atmosfera en una direcció definida per l'usuari, i així analitzar el comportament de determinades variables atmosfèriques. La línia blava que uneix els punts AA' en la figura 4a indica la direcció del tall vertical fet, i que es mostra en la figura 4b, el 6 de setembre del 2011 a les 03 UTC. S'hi representa la temperatura potencial (colors), el camp del vent (fletxes), la temperatura potencial equivalent (línies negres contínues) i l'anomenada *cloud water mixing-ratio*, és a dir, els núvols —grams d'aigua atmosfèrica per kg d'aire sec— (línies negres discontinües).

Una massa d'aire freda (colors blaus i violetes) cau pel vessant de la muntanya movent-se mar endins, guiada per vents de terra cap a mar (catabàtics) que assoleixen els 9 m s^{-1} en aquesta hora. Aquesta massa d'aire entra en contacte amb una massa més càlida (colors verds) trans-

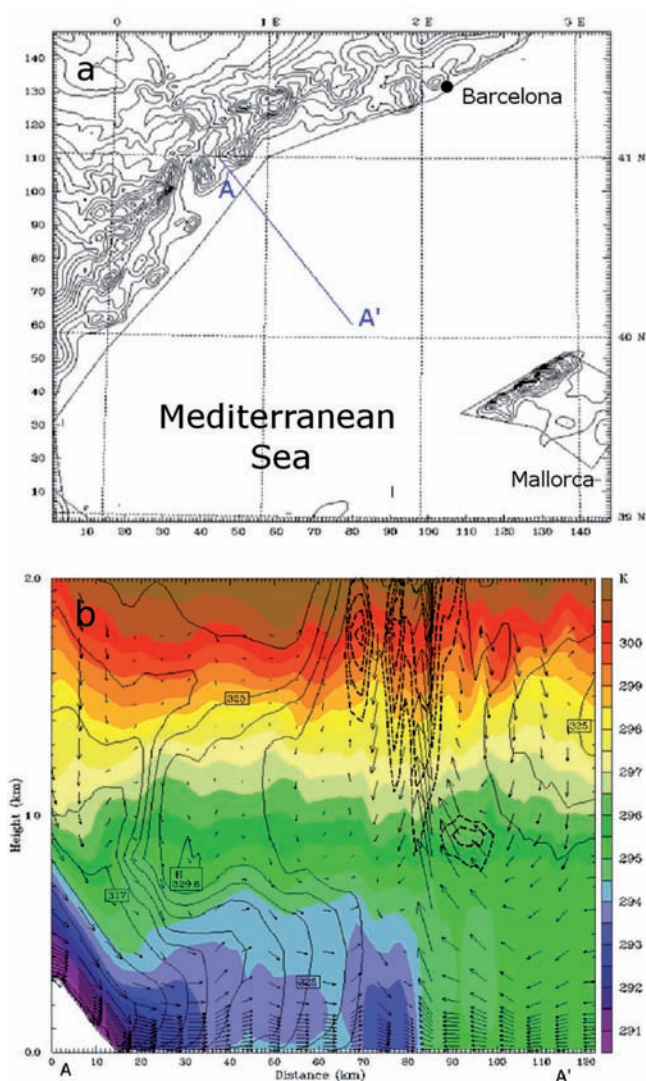


Figura 4: Domini 2 definit en la simulació (a). La línia AA' indica la direcció del tall vertical fet en la simulació. En (b), tall vertical segons la línia AA' de la temperatura potencial (colors), camp de vent (fletxes), temperatura potencial equivalent (línies contínues) i cloud mixing-ratio (línies discontinües) el 6 de setembre del 2011 a les 0300 UTC. La màxima velocitat del vent és de $9,8 \text{ m s}^{-1}$

portada per un vent de mar cap a terra d'aproximadament la mateixa velocitat, de l'ordre dels 10 m s^{-1} . Com a conseqüència de la interacció, es produeix un ascens de l'aire per sobre del front. El fet que la temperatura potencial equivalent disminueixi amb l'alçada sobre el front indica un cert grau d'instabilitat atmosfèrica i que, per tant, l'ascens de l'aire sobre el front no s'aturi sinó que segueixi, fins a assolir la condensació i la consegüent formació de núvols, indicada per les línies negres discontinües sobre del front. Aquest tipus de talls verticals permeten, entre altres coses, estimar l'alçada del front costaner. Tenint en compte que l'alçada de la massa d'aire fred es pot definir

com la màxima alçada on existeix un gradient horitzontal de temperatura, l'alçada del front a les 0300 UTC s'estima en uns 500 m.

4.4 El paper de les costes cònques (CF6, 30 de gener del 2008)

La forma de la costa té un paper important en la convergència o divergència de l'aire mar endins. Les costes convexes fan divergir l'aire quan aquest es mou de terra cap a mar (com és el cas del terral o els vents de drenatge), mentre que tendeixen a fer-lo convergir quan ho fan de mar cap a terra (marinada). Així, les costes cònques, com ara els golfs, actuen de forma oposada, tendint a fer convergir l'aire que es dirigeix de terra cap a mar, i a divergir el que procedeix del mar cap a terra endins. Per estudiar aquest fet s'ha seleccionat el cas ocorregut al golf de Sidra (Líbia) el 30 de gener del 2008, quan el satèl·lit TRMM va mesurar petites cèl·lules de precipitació a l'est d'aquest golf. La simulació numèrica d'aquest episodi ha permès determinar que la forma de la costa és important en la formació de precipitació nocturna associada a fronts costaners. S'han definit tres dominis niats de 2, 6 i 18 km. La figura 5 mostra el domini 2 utilitzat per analitzar aquest episodi. La línia AA' defineix la direcció de la secció vertical emprada per a l'anàlisi.

La concavitat del golf de Sidra té un paper rellevant en la formació de les cèl·lules de precipitació en aquest episodi. La figura 6 mostra la temperatura potencial (en colors), el camp de vent (fletxes) i la temperatura potencial equivalent (línies de contorn) al tall vertical en la direc-

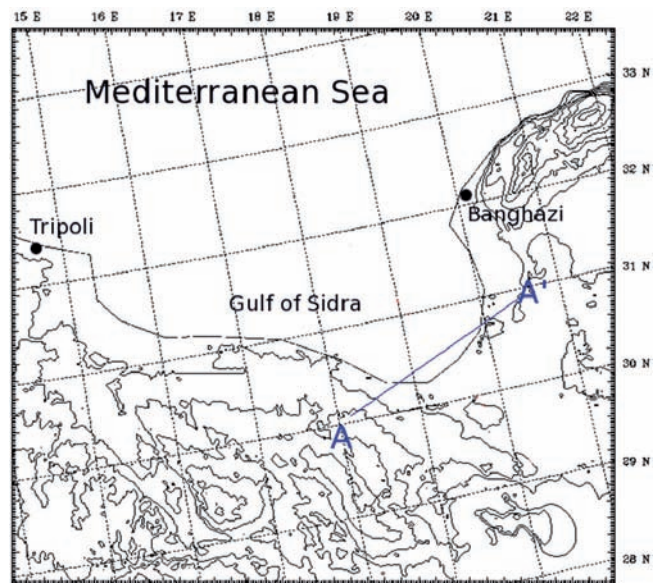


Figura 5: Domini 2 definit en la simulació numèrica. La línia AA' indica la direcció del tall vertical fet per estudiar aquest episodi

ció AA' indicada en la figura 5, a les 0300 UTC (figura 6a) i 0600 UTC (figura 6b). L'aire fred drenat a través de les costes oposades E-W es troba mar endins, cosa que incrementa la convergència de l'aire. Això afavoreix l'ascens vertical de la massa d'aire càlida i humida de la Mediterrània amb una màxima velocitat vertical d' $1,2 \text{ m s}^{-1}$. Aquesta elevada velocitat és suficient per superar l'estabilitat atmosfèrica i assolir el nivell de convecció lliure (*level of free convection*, LFC), situat segons el model entre 800 i 1100 metres d'altura entre la 0100 i les 0700 UTC. En aquestes hores la temperatura potencial equivalent decreix amb l'alçada, mentre que la temperatura potencial s'incrementa amb l'alçada sobre l'aire fred. Conseqüentment, l'atmosfera presenta una estratificació estable. Tot i això la

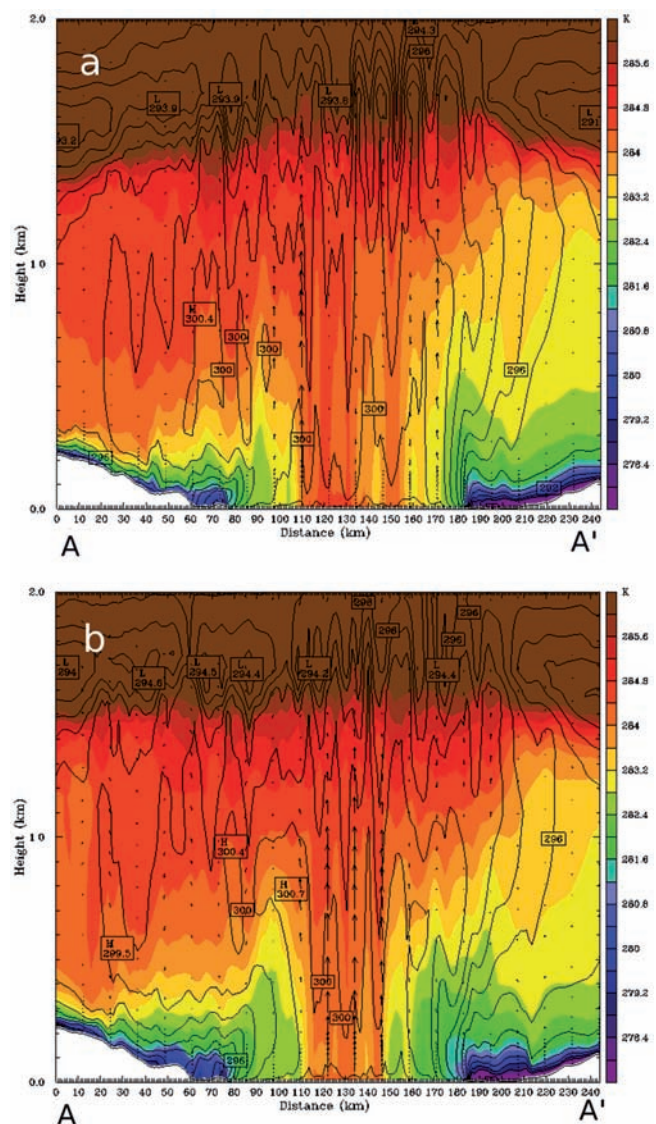


Figura 6: Tall vertical a través de la línia AA' de la temperatura potencial (colors), en camp de vent (fletxes) i la temperatura equivalent (línies contínues) a les 0300 UTC (a) i 0600 UTC (b) del 30 de gener del 2008

convergència de l'aire en superfície fa que l'ascens de l'aire pugui superar aquesta capa estable. Cap a les 0800 UTC ambdues masses d'aire s'uneixen i una capa freda sobre el mar al golf de Sidra estabiliza l'atmosfera; desapareixen els ascensos d'aire i es produeixen descensos. Les cel·les de precipitació desapareixen. Sobre la massa freda la temperatura potencial equivalent s'incrementa amb l'alçada, i això indica una estratificació estable als nivells baixos.

4.5 El paper de l'SST (CF2, 28 de setembre del 2004)

Com canviaria el camp de precipitació d'un determinat episodi meteorològic causat per fronts costaners, si la temperatura superficial de l'aigua del mar (SST) augmentés? La resposta a aquesta pregunta permet conèixer quina és el paper de l'SST en la formació de precipitació associada als fronts costaners. Per resoldre-la, les anàlisis de sensibilitat fetes amb el model WRF són una bona eina. En aquest cas s'han dut a terme dues simulacions —l'una anomenada *de control* (sense modificar cap paràmetre) i l'altra en què s'ha modificat l'SST—, per tal de comparar-les i extreure'n conclusions.

Segons les dades del TRMM, la nit del 28 de setembre del 2004, entre les 0000 i les 0300 UTC, diverses cèl·lules de precipitació es van formar al voltant de la península Itàlica, als mars Tirrè, Iònic i Adriàtic.

S'ha definit un sol domini de 3 km de resolució horitzontal per a les dues simulacions fetes amb el model WRF. En la segona simulació (no control), la temperatura superficial de l'aigua del mar s'ha incrementat en 2,7 °C, seguint l'increment que indiquen altres models climàtics i que pronostiquen aquest increment en l'SST en aquesta zona de la Mediterrània en aquesta època de començaments de la tardor [20]. Els resultats de la simulació de control confirmen que bona part de les cèl·lules de precipitació nocturnes es van generar per fronts costaners.

La figura 7 mostra la precipitació acumulada durant 10 h (color) i el camp de vent (fletxes) simulat a les 08 UTC per a la simulació de control (a) i per a la simulació amb l'SST incrementada (b). S'observa un clar increment del camp de precipitació, en més de 20 mm per a aquesta darrera. Una SST major és una font d'humitat i de calor latent major cap a l'atmosfera, i faria que aquesta contingui una major quantitat d'aigua precipitable.

5 Conclusions

El present article ha mostrat alguna de les opcions utilitzades per a l'estudi dels fronts costaners mitjançant el model de mesoescala WRF. Aquest model ha resultat una eina molt útil i completa per comprendre el mecanisme de formació de fronts costaners a la conca de la Mediterrània.

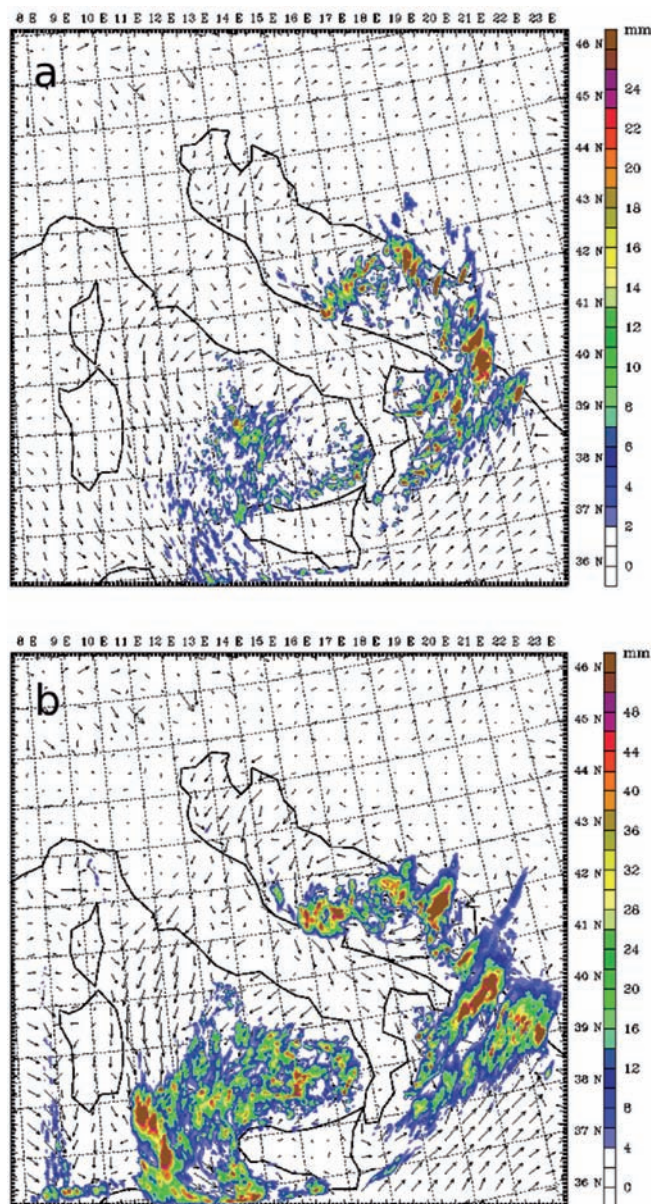


Figura 7: Precipitació acumulada en 10 h (colors) i el camp de vent (fletxes) a les 08 UTC del 28 de setembre del 2008 en (a) la simulació de control i (b) incrementant l'SST en 2,7 °C

S'han detectat i simulat numèricament aquests fronts en deu zones a la conca de la Mediterrània i se n'han estudiat les característiques. En aquests casos el model ha simulat la formació de línies de convergència de l'aire en superfície, al voltant de la qual el model simula bandes de precipitació. Tant la posició com l'hora en què es formen aquestes línies té una bona correlació amb el que mesura el radar meteorològic, tant els de superfície com el satèl·lit TRMM.

El camp de vent permet comprovar que, efectivament, la interacció entre els vents de drenatge amb un vent si-

nòptic és la causa d'aquesta convergència, i l'ascens de l'aire que es condensa i forma núvols, i precipitació.

El perfil vertical de la temperatura potencial al llarg d'una direcció determinada permet establir l'alçada del front nocturn. En el cas mostrat, designat com CF9 i que va ocórrer el 6 de setembre del 2011, l'alçada assoleix els 500 m (en altres casos s'assoleixen alçades compreses entre els 300 i 1000 m).

L'important paper de la concavitat de la costa també ha quedat palès en l'episodi del 30 de gener del 2008 (CF6), on dues costes properes i oposades fomenten la convergència dels drenatges mar endins.

D'altra banda, l'experiment numèric en el CF2 el 28 de setembre del 2008 ha permès determinar el paper de l'SST en el fenomen: s'ha observat que incrementant-la el camp de precipitació associada als fronts costaners s'estén i s'intensifica, al mateix temps que s'allunya de la costa.

La recerca futura dels fronts costaners segueix per detectar i simular més zones dins la Mediterrània, i avaluar el paper de la precipitació associada a aquests fronts al balanç hídric global en algunes zones costaneres, on aquesta pugui tenir un paper rellevant, com són les zones més àrides de la conca de la Mediterrània.

Agraïments

El projecte d'estudi de fronts costaners s'emmarca dins dels projectes MICINN CGL2009-08609 i CGL2012-37416-C04-03. La simulació numèrica s'ha fet usant els recursos del Centre de Supercomputació de Catalunya (CSUC).

Bibliografia

[1] CALLADO, A. i PASCUAL, R., Storms in front of the mouth rivers in north-eastern coast of Iberian peninsula. In: *Proceedings of the 4th Plinius Conference on Mediterranean Storms*. Mallorca (2002), Spain, pp. 59-62.

[2] DUDHIA, M., Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107 (1989)

[3] GOLDREICH, Y., MOZES, H. i ROSENFELD, D., Radar analysis of cloud systems and their rainfall yield in Israel. *Isr. J. Earth Sci.*, **53**, 63-76 (2004).

[4] HADDAD, Z. S., SMITH, E. A., KUMMEROW, C. D., IGUCHI, T., FARRAR, M. R. i coauthors, The TRMM day-1 radar/radiometer combined rain profiling algorithm. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **75**, 799-809 (1997).

[5] HEIBLUM, R. H., KOREN, I. i ALTARATZ, O., Coastal precipitation formation and discharge based on TRMM observations. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 13201-13217 (2011).

[6] HONG, S., DUDHIA, J. i CHEN, S., A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon. Weather. Rev.*, **132**, 103-120 (2004).

[7] HONG, S.-Y. i PAN, H.-L., Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Weather. Rev.*, **124**, 2322-2339 (1996).

[8] HOUZE, R. A., GEOSTIS, S. G., MARKS, F. D. i WEST, A. K., Winter monsoon convection in the vicinity of north Borneo. Part I: structure and time variation of the clouds and precipitation. *Mon. Weather. Rev.*, **109**, 1595-1614 (1981).

[9] HUFFMAN, G.J., ADLER, R.F., BOLVIN, D.T., GU, G., NELKIN, E.J. i coauthors, The TRMM Multi-satellite precipitation analysis: quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. *J. Hydrometeorol.*, **8(1)**, 38-55 (2007).

[10] MAPES, B., WARNER, T., XU, M. i NEGRI, A., Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part III: diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore. *Mon. Weather. Rev.*, **131**, 830-844 (2003).

[11] MAZÓN, J. i PINO, D., Pluviometric anomaly in the Llobregat delta. *J. Meteor. Clim. Med.*, **5**, 31-50 (2009).

[12] MAZON J. i PINO D., The role of nocturnal Low-Level-Jet in nocturnal convection and rainfalls in the west Mediterranean coast: the episode of 14 December 2010 in northeast of Iberian Peninsula. *Adv. Sci. Res.*, **8**, 27-31. (2012)

[13] MAZON, J. i PINO, D., The role of sea-land air thermal difference, shape of the coastline and sea surface temperature in the nocturnal offshore convection. *Tellus A*, **65**, 20027 (2013a).

[14] MAZON, J. i PINO D., Nocturnal offshore precipitation near the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **120(1-2)**, 11-28 (2013b).

[15] SKAMAROCK, W. C., KLEMP, J.B., DUDHIA, J., GILL, D. O., BARKER, D.M., DUDA, M., HUANG, X. Y., WANG, W., i POWERS J. G., *A description of the advanced research WRF, version 3*. NCAR Technical Note, 113 pp. (2008).

- [16] MLAWER, E. J., TAUBMAN, S. J., BROWN, P. D., IACONO, M. J. i CLOUGH, S.A., Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 663-682 (2008).
- [17] MORI, S., HAMADA, J.I., TAUHID, Y.I., YAMANAKA, M.D., OKAMOTO, N. i coauthors, Diurnal land–sea rainfall peak and migration over Sumatra Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Weather. Rev.*, **132**, 2021-2039 (2004).
- [18] NEWMANN, J., Land breezes and nocturnal thunderstorms. *J. Meteor.*, **8**, 60-67 (1951).
- [19] OHSAWA, T., UEDA, H., HAYASHI, T., WATANABE, A. i MASUMOTO, J., Diurnal variations of convective activity and rainfall in tropical Asia. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **79**, 333-352 (2001).
- [20] SOMOT, S., SEVAULT, F., DÉQUÉ, M., CRÉPONT, M., 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model. *Global and Planetary Change*, **63**(2-3), 112-126 (2008).
- [21] YU, C.-K. i JOU, B. J.-D. Radar observations of the diurnally forced offshore convective lines along the southeastern coast of Taiwan. *Mon. Weather. Rev.*, **133**, 1613-1636 (2004).