

Simulació numèrica de fronts costaners nocturns a la conca del Mediterrani

Jordi Mazon i David Pino

Departament de Física Aplicada – Universitat Politècnica de Catalunya

Correspondència: jordi.mazon@upc.edu

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, formant-se 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 les 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 la forma de la costa i la temperatura superficial de l'aigua del mar.

Paraules claus: front costaner, vent de drenatge, Mediterrània, model WRF

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. En precipitar principalment sobre el mar i en hores nocturnes la seva afectació a les activitats humanes, bàsicament diürnes i

sobre terra ferma, acostuma a ser petita, el que ha fet que aquest tipus de precipitació i el mecanisme que les genera no hagi estat gaire estudiat en la Mediterrània. 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 cobreixen 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 a 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 detall a la secció 4) poden ser d'utilitat per a la detecció de la precipitació i així, tenir informació de la zona i l'hora en que es produeixen. A partir d'aquestes dades, la simulació numèrica mitjançant el model Weather Research Forecast (WRF model, veure 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 realitzar el que s'anomenen anàlisis de sensibilitat, consistents en modificar alguna de les variables que intervenen en un procés per estudiar com afecten al fenomen. En el cas dels fronts costaners, per exemple, variant la temperatura de l'aigua del mar permet fer-se una idea del paper d'aquesta en la formació i característiques del front. O modificar la topografia (reduint l'alçada, o directament suprimint-la, per exemple) permet analitzar el rol d'aquesta 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 següent forma. La secció 2 fa una breu descripció sobre fronts costaners. La secció 3 està centrada en descriure el model numèric WRF. La secció 4 mostra diferents exemples de simulacions realitzades 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 còncaves, 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, impulsats 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 a les vessants i els cims de les muntanyes durant la nit. En refredar-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 (Houze et al., 1981; Ohsawa et al., 2001; Mapes et al., 2003; Mori et al., 2004; Yu and Jou, 2004), on presenta una gran regularitat.

A la zona de la Mediterrània aquest mecanisme no ha estat gaire estudiat. Tot i això, Newmann (1951) va suggerir que durant les nits d'hivern la zona sud del litoral d'Israel es formava precipitació per aquest mecanisme. En aquesta mateixa zona, Heiblum et al. (2011) van argumentar que la forma còncava de la costa entre Israel i Egipte facilitava la convergència del vent de drenatge mar endins. Goldreich et al. (2004) 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.

Callado et al. (2002) argumenten teòricament la convecció nocturna detectada mitjançant imatges de radar en la desembocadura dels rius Llobregat, Besòs i Tordera, atribuïnt a la formació de fronts nocturns la causa d'aquesta precipitació. Mazon et al. (2009) 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. (2012, 2013a, 2013b) descriuen i simulen episodis en la conca de la Mediterrània per mitjà del model WRF. Han trobat 10 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 (Skamarock et al., 2008), és un model no hidrostàtic de diferències finites, desenvolupat pel National Center of Atmospheric Research (NCAR) dels Estats Units. Està dissenyat per a ser aplicat tant en el pronòstic meteorològic com per a 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 *boundary layer* s'ha parametritzat mitjançant l'esquema MRF (Hong i Pan, 1996); per a la longitud d'ona llarga, l'esquema utilitzat ha estat l'RRTM (Mlawer et al., 1997), i l'MM5 (Dudhia, 1989) per a la longitud d'ona curta; La microfísica és parametritzada per mitjà de l'esquema WSM (Hong et al., 2004). 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 obtinguda del reanàlisi del model del centre europeu (ECMWF) cada 6 hores.

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

4. Alguns exemples simulacions de fronts nocturns al Mediterrani

La principal dificultat per a l'estudi dels 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, 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; per 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). Aquest és un satèl·lit fruit d'un projecte japonès (JAXA) i nord-americà (NASA) posat en òrbita l'any 1997 i dissenyat específicament per la mesura de la precipitació en zones tropicals (Haddad et al., 1997; Huffman et al., 2007a). Amb una resolució horitzontal de 5 km és capaç de detectar intensitats de precipitació de fins a 0.7 mm h^{-1} , suficient com per a la detecció de 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.

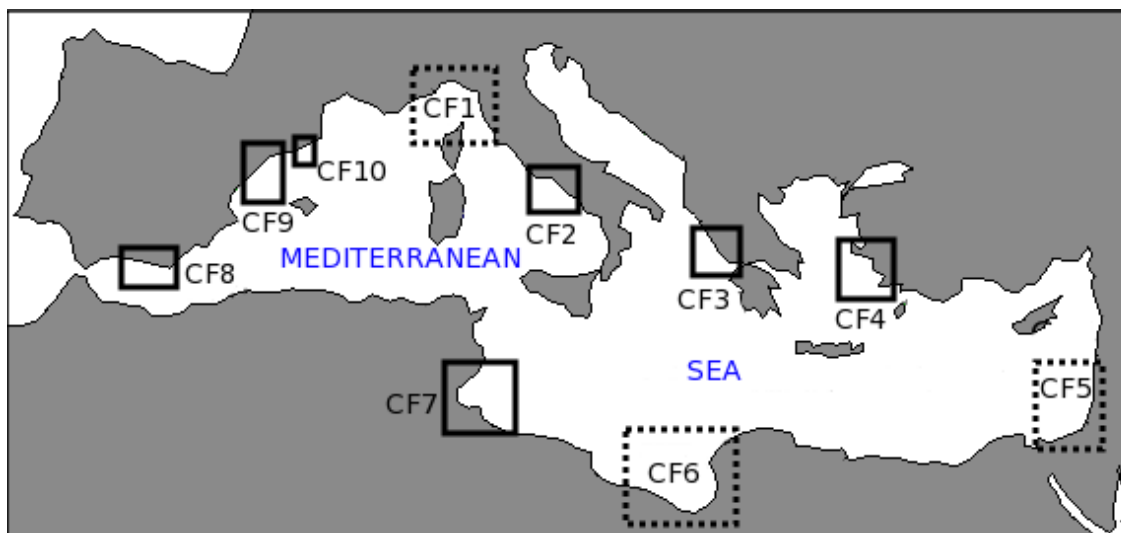


Figura 1. Distribució dels fronts nocturns costaners simulats en la conca de la Mediterrània. Els requadres indiquen les àrees on s'ha detectat fronts costaners (indicats com a CF, Coastal Fronts) i corresponen aproximadament –excepte en el cas CF2– als

dominis definits amb el model WRF. Els requadres traçats en línia discontinua indiquen els tres casos de fronts quasi-estacionaris.

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

Algunes de les variables meteorològiques a l'àrea en estudi es mostren tot seguit, com són el camp de vent, de convergència, el 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 del 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, desapareixent 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.

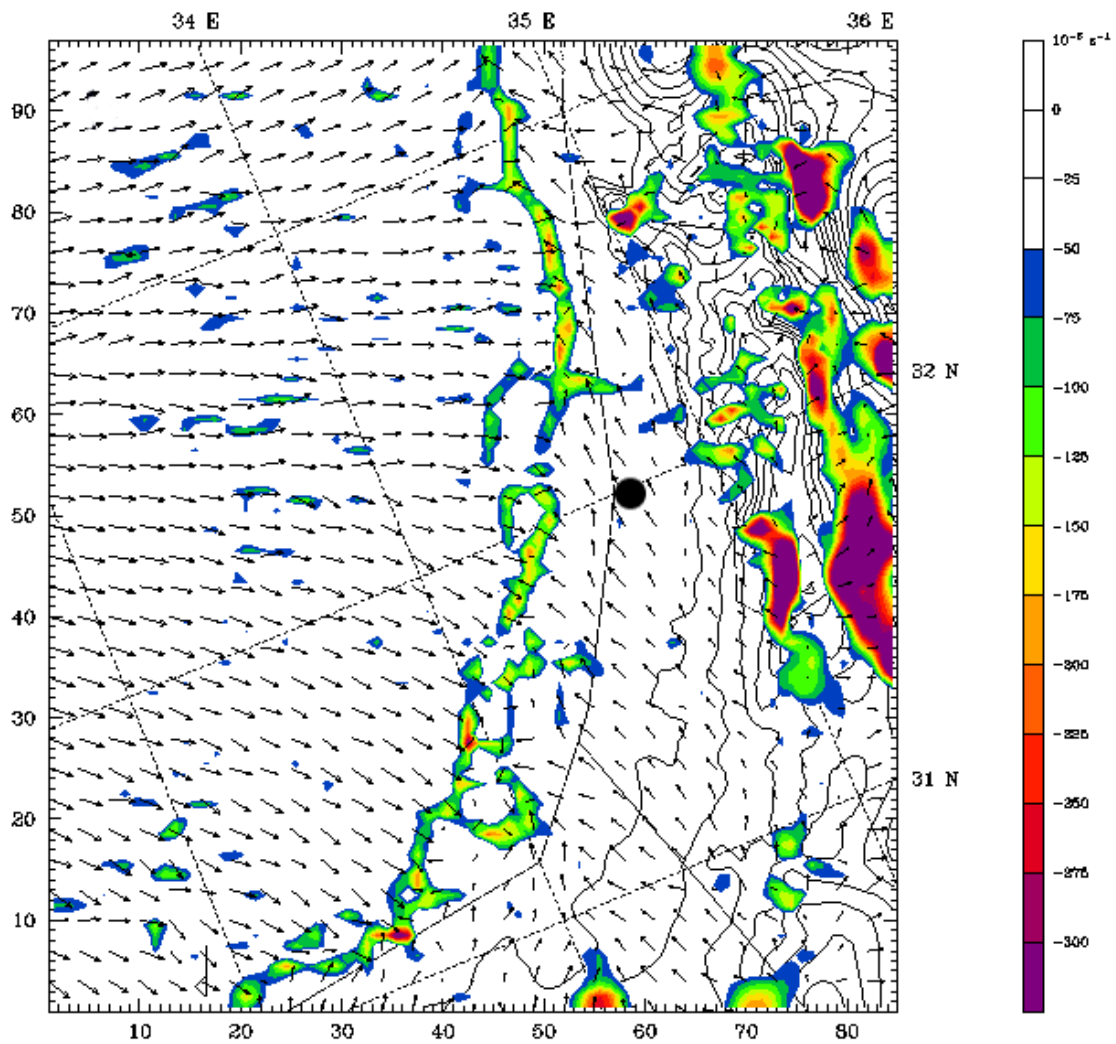


Figura 2. Camp de convergència (en colors) i de vent (fletxes) a les 0400 UTC del 6 de gener del 2011. El punt negre indica la posició de la ciutat de Tel Aviv. La màxima velocitat del vent és de 6.8 m s^{-1} .

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

Per a què es formi nuvolositat l'aire ha de ascendir i 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 en 1 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 mou cap a la costa, a mesura que es dissipen.

L'estacionalitat de la línia de precipitació és argumentada per Mazon and Pino (2013a). Segons aquests autors la intensitat dels vents de drenatge d'aquella nit, que assoleixen segons el model els 7 m s^{-1} , eren similars al 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 disminuir, 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.

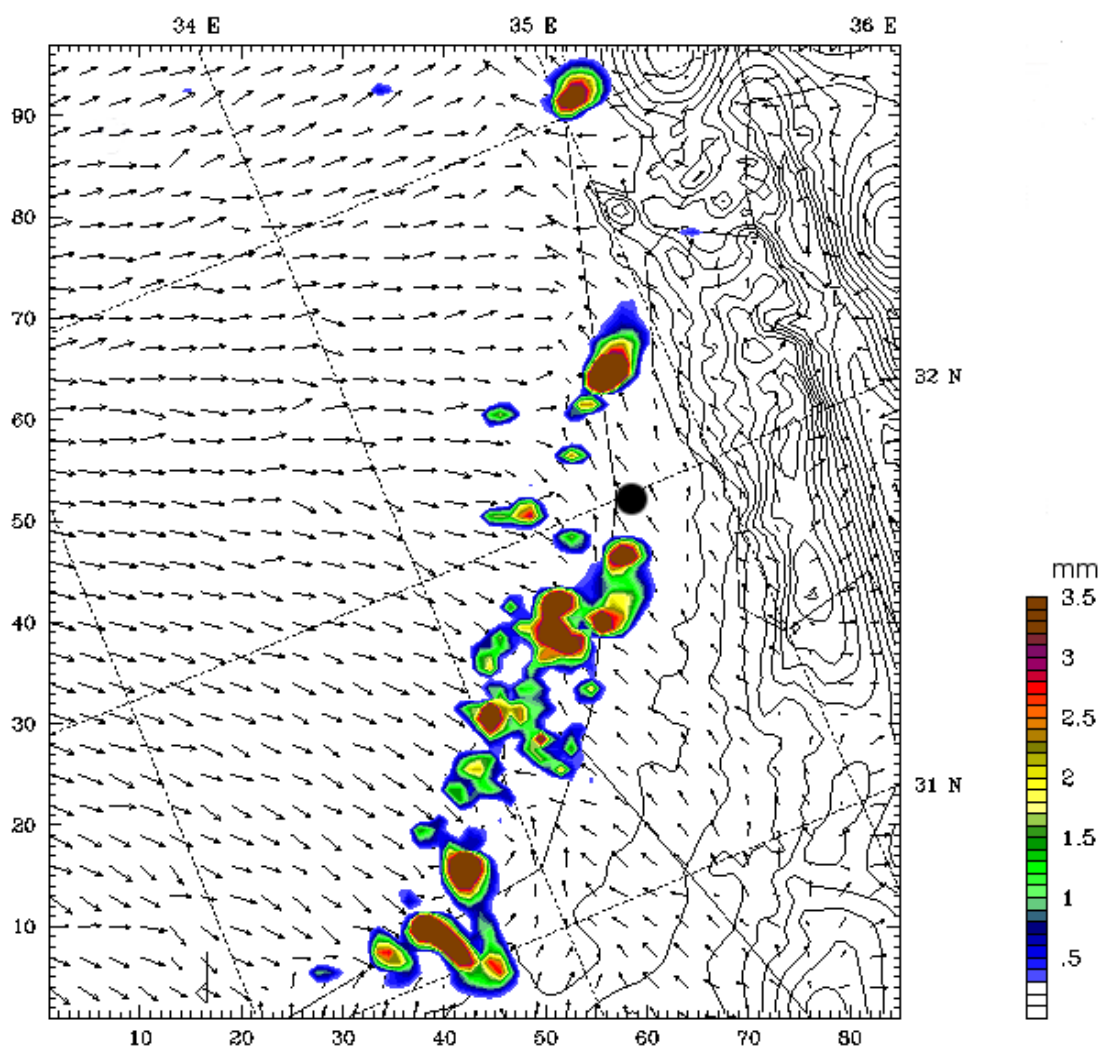
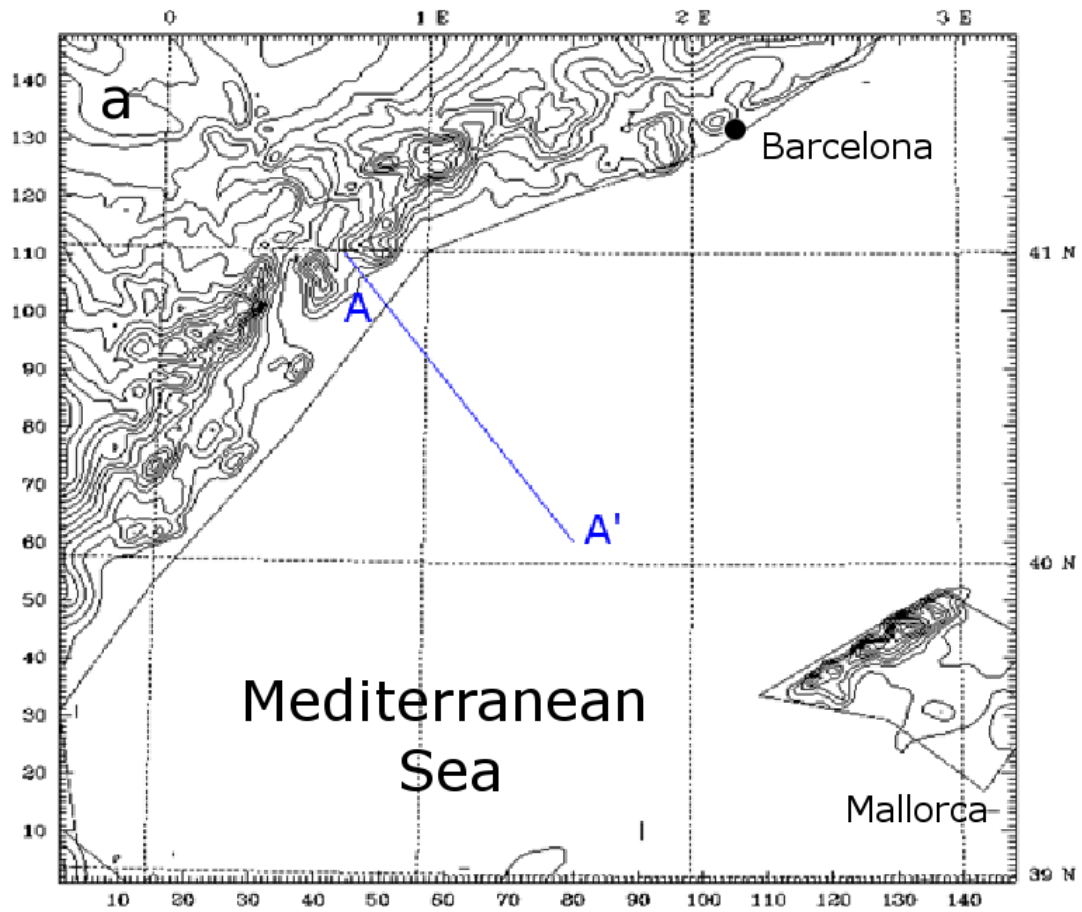


Figura 3. Camp de precipitació (en colors) i de vent (fletxes) a les 0400 UTC del 6 de gener del 2011. El punt negre indica la posició de la ciutat de Tel Aviv.

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 a 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 tal d'estudiar aquesta banda de precipitació es va realitzar una simulació amb el model WRF amb 3 dominis niats de 2, 6 i 18 km de resolució horitzontal, que va confirmar que la causa de 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 Fig. 4a indica la direcció del tall vertical realitzat, i que es mostra en la Fig. 4b, el 6 de setembre del 2011 a les 03 UTC. En aquesta s'hi representa la temperatura potencial (colors), el camp del vent (fletxes), la temperatura potencial equivalent (línies negres contínues) i l'anomenada *cloud wàter mixing-ratio*, és a dir, els núvols - grams d'aigua atmosfèrica per kg d'aire sec- (línies negres discontinúes).



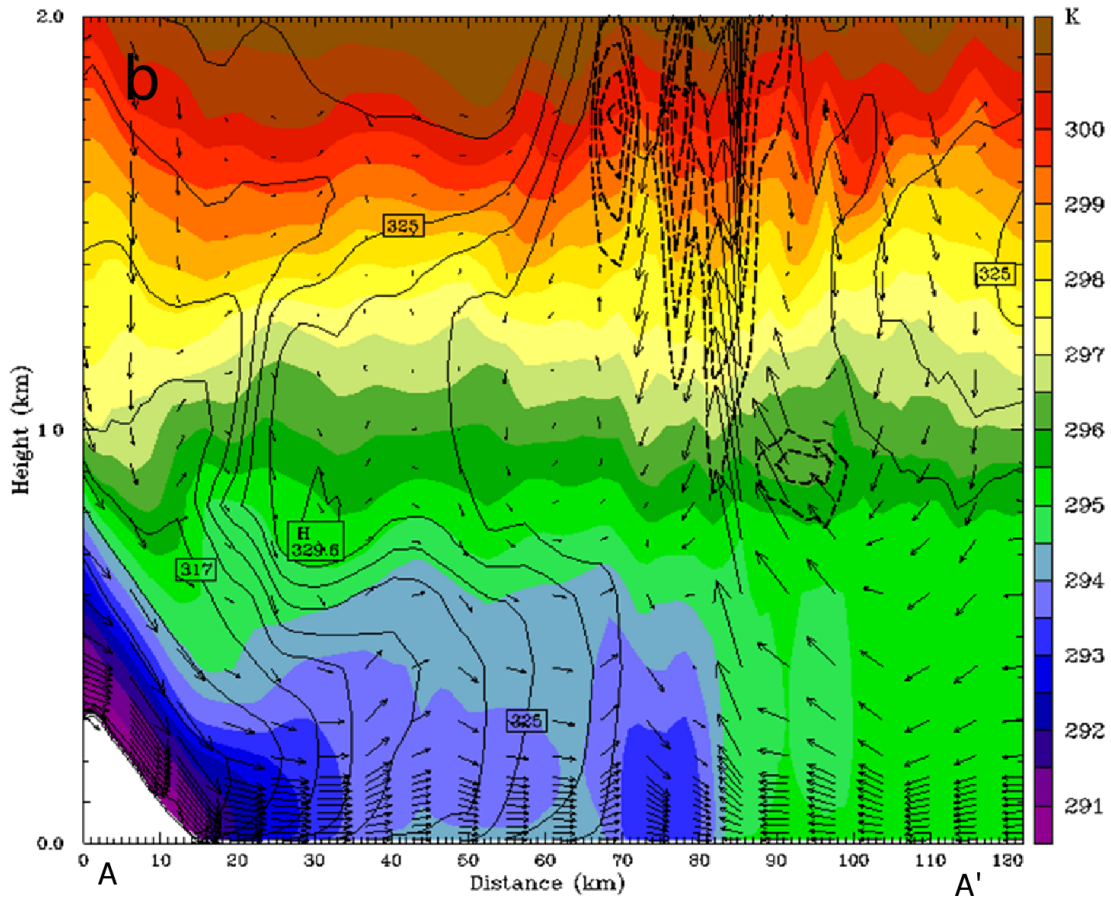


Fig. 4. Domini 2 definit en la simulació (a). La línia AA' indica la direcció del tall vertical fet en la simulació. En (b), tall vertical segons la línia AA' de la temperatura potencial (colors), el camp de vent (fletxes), la temperatura potencial equivalent (línies contínues) i la *cloud mixing-ratio* (línies discontinúes) el 6 de setembre del 2011 a les 0300 UTC. La màxima velocitat del vent és de 9.8 m s^{-1} .

Una massa d'aire freda (colors blaus i violetes) cau per la 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) transportada 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 assolir la condensació i la conseqüent formació de núvols, indicada per les línies

negres discontinües sobre del front. Aquest tipus de talls verticals permeten, entre d'altres, estimar l'alçada del front costaner. Tenint en compte que l'alçada 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 còncaves (CF6, 30 de gener del 2008)

La forma de la costa juga un paper important en la convergència o divergència de l'aire mar endins. Les costes convexes divergeixen l'aire quan aquest es mou de terra cap a mar (com és el cas del terral o els vents de drenatge), mentre el tendeixen a convergir quan ho fan de mar cap a terra (marinada). Així, les costes còncaves, com ho són els golfs, actuen de forma oposada, tendint a 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 petites cèl·lules de precipitació van ser mesurades pel satèl·lit TRMM a l'est d'aquest 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. Tres dominis niats de 2, 6 i 18 km s'han definit. La figura 5 mostra el domini 2 utilitzat per analitzar aquest episodi. La línia AA' defineix la direcció de la secció vertical emprada per l'anàlisi.

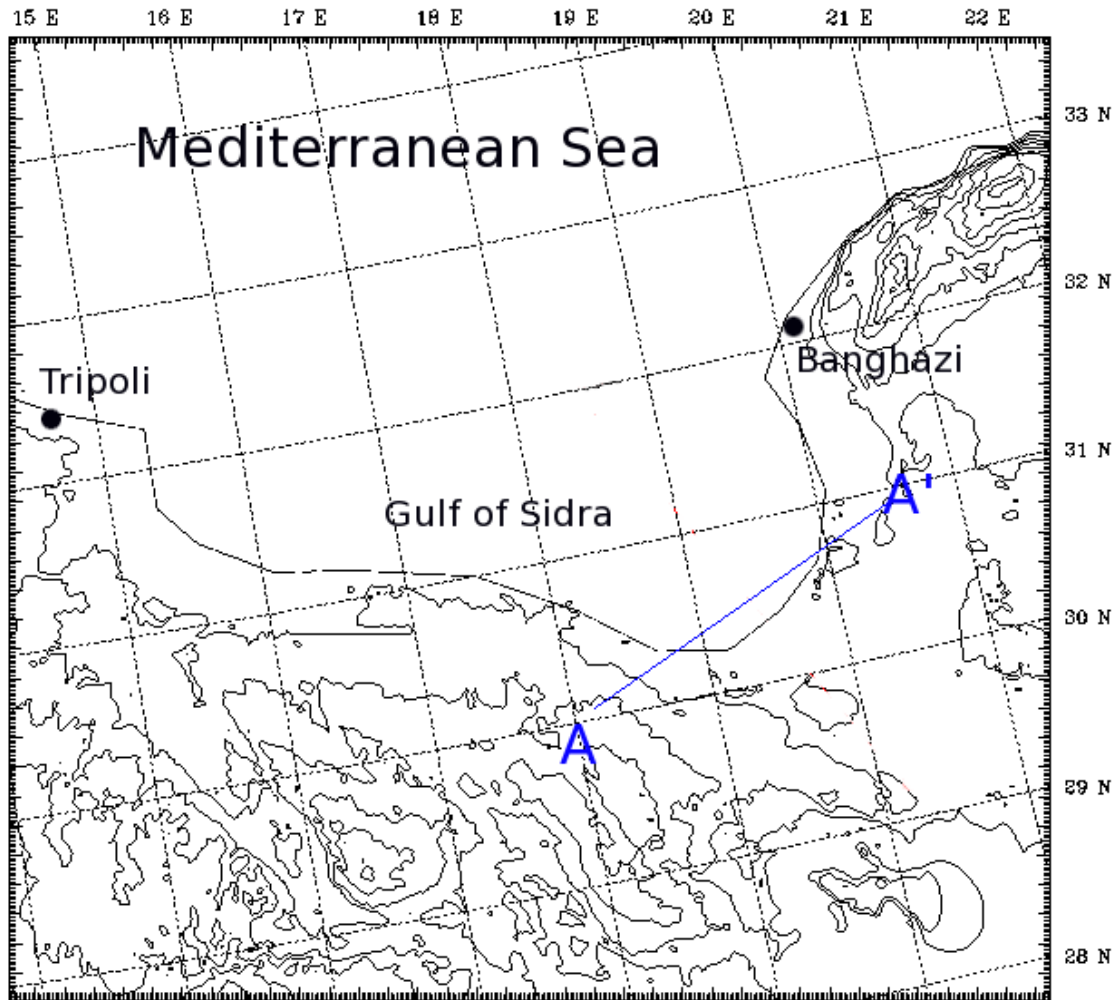
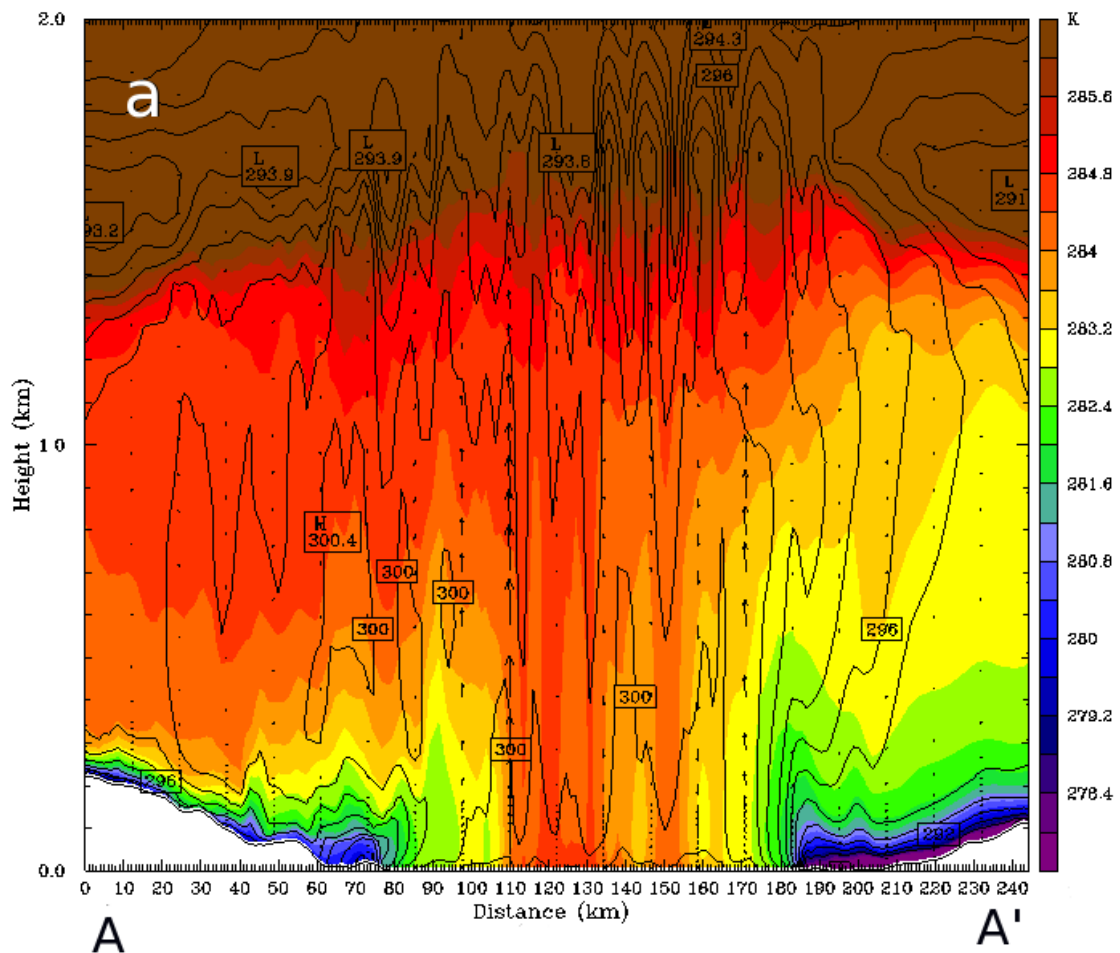


Figura 5. Domini 2 definit en la simulació numèrica. La línia AA' indica la direcció del tall vertical realitzat per estudiar aquest episodi.

La concavitat del golf de Sidra té un paper rellevant en la formació de les cèl·lules de precipitació en aquest episodi. La Fig. 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 direcció AA' indicada en la Fig. 5, a les 0300 UTC (Fig. 6a) i 0600 UTC (Fig. 6b). L'aire fred drenat a través de les costes oposades E-W es troba mar endins, incrementant 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 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 convergència de l'aire en superfície fa 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 estabilitza l'atmosfera, desapareixent els ascensos d'aire i produint-se descensos. Les cel·les de precipitació desapareixen. Sobre la massa freda la temperatura potencial equivalent s'incrementa amb l'alçada, el que indica una estratificació estable als nivells baixos.



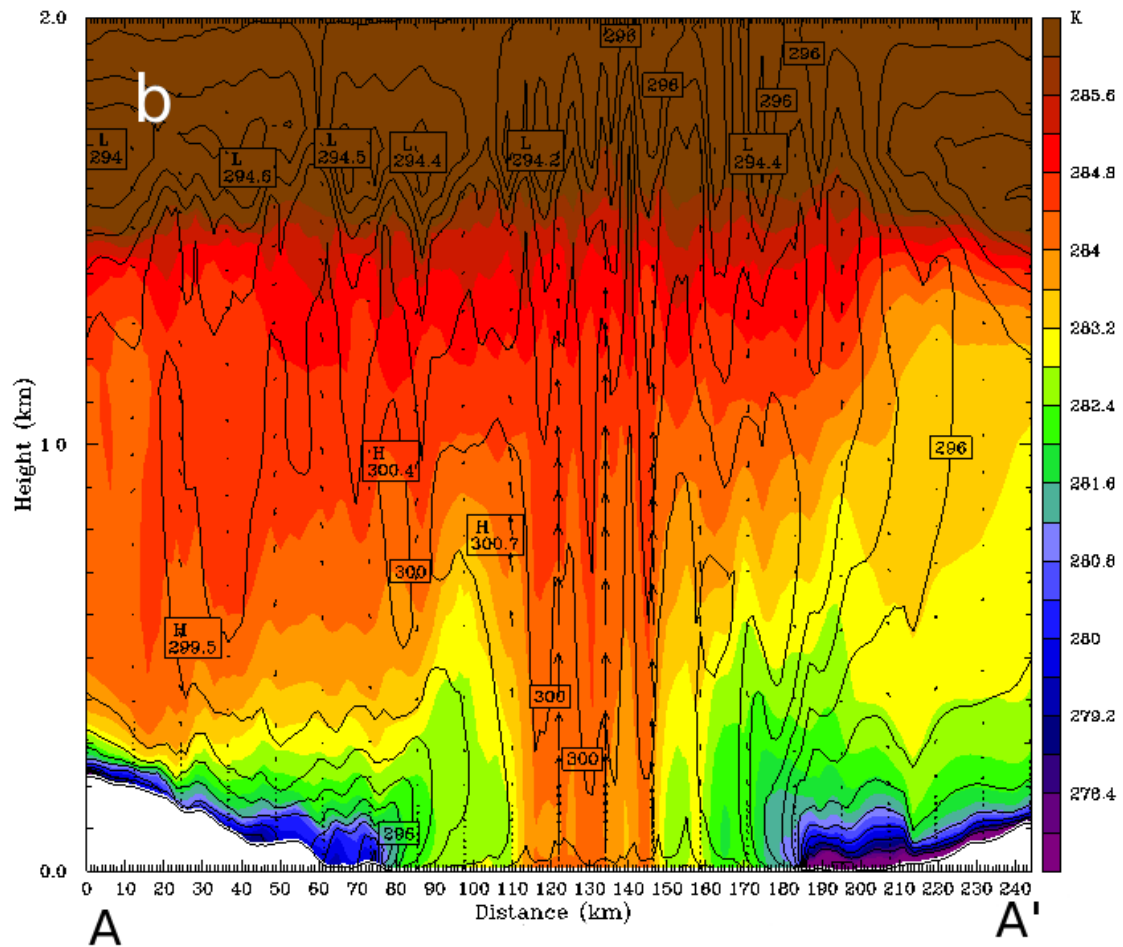


Fig. 6. Tall vertical a través de la línia AA' de la temperatura potencial (colors), en camp de vent (fletxes) i la temperatura equivalent (línies contínues) a les 0300 UTC (a) i 0600 UTC (b) del 30 de gener del 2008.

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

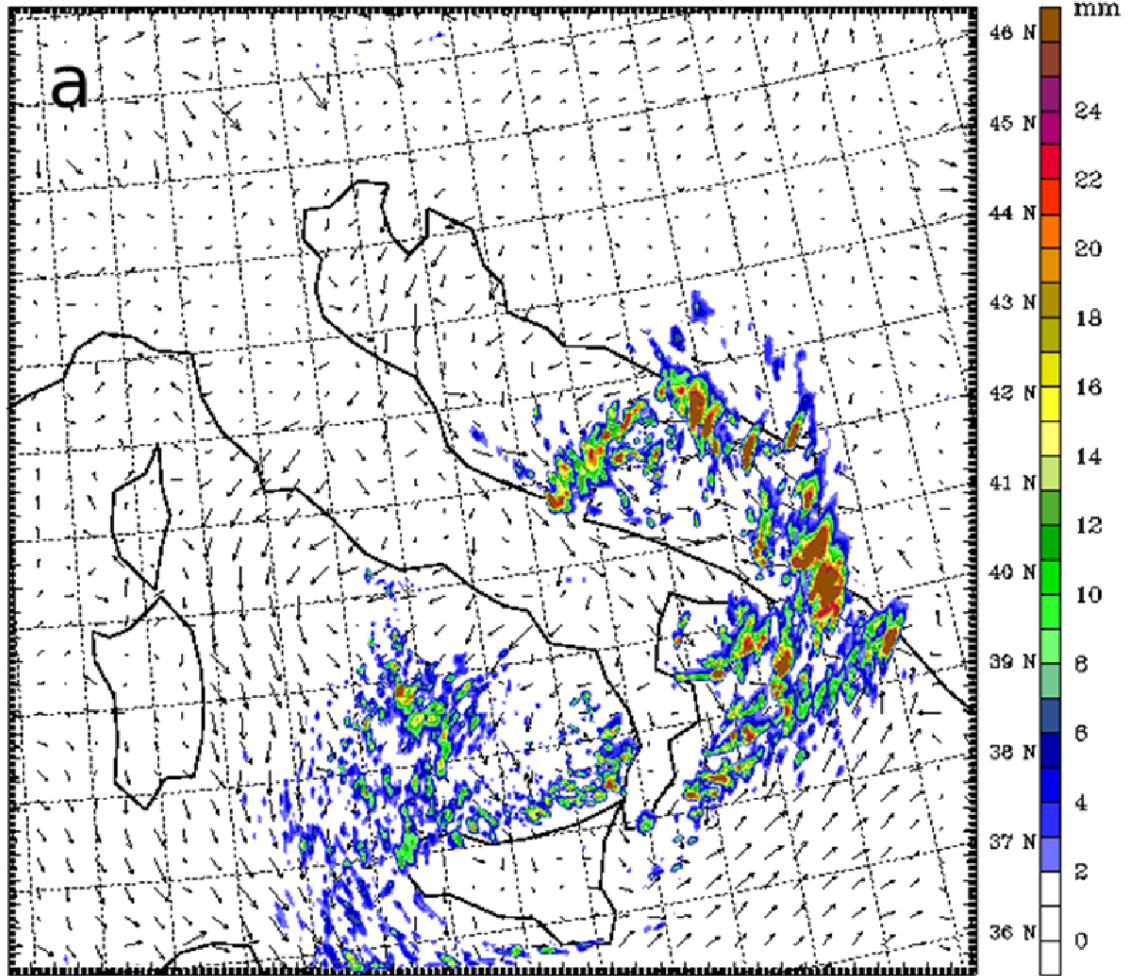
Com canviaria el camp de precipitació d'un determinat episodi meteorològic causat per fronts costaners, si la temperatura superficial de l'aigua del mar (SST) augmentés? La resposta a aquesta pregunta permet conèixer quina és el paper de la SST en la formació de precipitació associada als fronts costaners.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

Un sol domini de 3 km de resolució horitzontal s'ha definit per 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 un aquest increment en la SST en aquesta zona de la Mediterrània en aquesta època de començaments de la tardor (Somot et al., 2008). Els resultats de la simulació control confirmen que bona part de les cèl·lules de precipitació nocturnes es van generar per fronts costaners.

La Fig. 7 mostra la precipitació acumulada durant 10 hores (color) i el camp de vent (fletxes) simulat a les 08 UTC per la simulació control (a) i per la simulació amb l'SST incrementada (b). S'observa un clar increment del camp de precipitació, en més de 20 mm per 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.

8 E 9 E 10 E 11 E 12 E 13 E 14 E 15 E 16 E 17 E 18 E 19 E 20 E 21 E 22 E 23 E



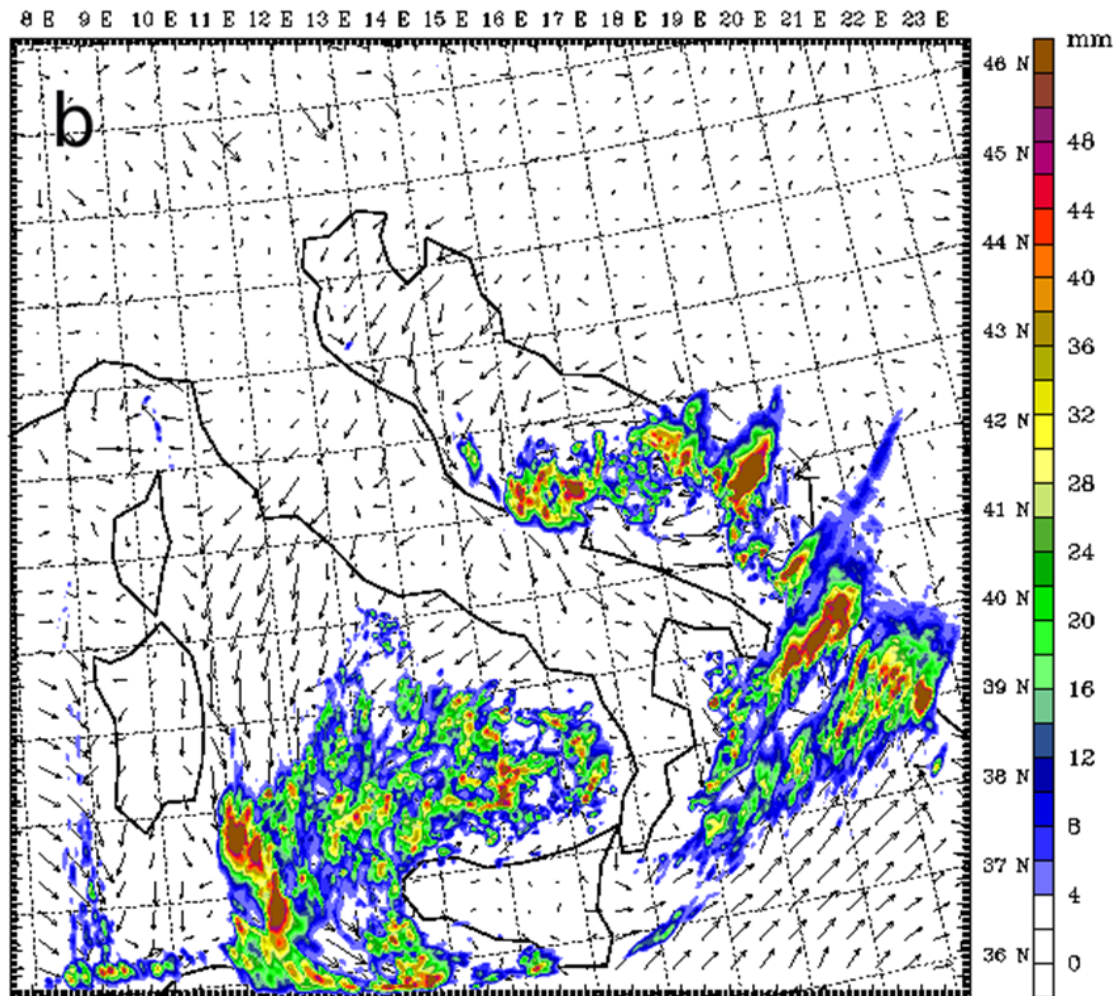


Fig. 7. Precipitació acumulada en 10 hores (colors) i el camp de vent (fletxes) a les 08 UTC del 28 de setembre del 2008 en (a) la simulació control i (b) incrementant la SST en 2.7°C.

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 ser una eina molt útil i completa per a comprendre el mecanisme de formació de fronts costaners a la conca del Mediterrani.

En deu zones a la conca de la Mediterrània s'han detectat i simulat numèricament aquest fronts, estudiant les seves 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 que 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 sinòptic 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 metres (en d'altres casos s'assoleixen alçades compreses entre els 300 i 1000 metres).

L'important paper de la concavitat de la costa també ha quedat palès en el 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 la SST en el fenomen, observant 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 realitzat usant els recursos del Centre de Supercomputació de Catalunya (CESCA).

Referències

- Callado, A. and Pascual, R. 2002. 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, Spain, pp. 59–62.
- Dudhia, M. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.* 46, 3077–3107.
- Goldreich, Y., Mozes, H. and Rosenfeld, D. 2004. Radar analysis of cloud systems and their rainfall yield in Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 53, 63–76. [Publisher Full Text](#)
- Haddad, Z. S., Smith, E. A., Kummerow, C. D., Iguchi, T., Farrar, M. R. and co-authors. 1997. The TRMM day-1 radar/radiometer combined rain profiling algorithm. *J. Meteor. Soc. Jpn.* 75, 799–809.
- Heiblum, R. H., Koren, I. and Altaratz, O. 2011. Coastal precipitation formation and discharge based on TRMM observations. *Atmos. Chem. Phys.* 11, 13201–13217. [Publisher Full Text](#)
- Hong, S., Dudhia, J. and Chen, S. 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon. Weather. Rev.* 132, 103–120.
- Hong, S.-Y. and Pan, H.-L. 1996. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Weather. Rev.* 124, 2322–2339
- Houze, R. A., Geostis, S. G., Marks, F. D. and West, A. K. 1981. 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.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J. and co-authors. 2007a. The TRMM Multi-satellite precipitation analysis: quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. *J. Hydrometeorol.* 8(1), 38–55.
- Mapes, B., Warner, T., Xu, M. and Negri, A. 2003. Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part III: diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore. *Mon. Weather. Rev.* 131, 830–844.
- Mazón, J. and Pino, D. 2009. Pluviometric anomaly in the Llobregat delta. *J. Meteor. Clim. Med.* 5, 31–50.

Mazon J. and Pino D., 2012. 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. doi:10.5194/asr-8-27-2012

Mazon, J. and Pino, D., 2013a. The role of sea–land air thermal difference, shape of the coastline and sea surface temperature in the nocturnal offshore convection. *Tellus A* 2013, 65, 20027, <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.20027>

Mazon, J. and Pino D., 2013b. Nocturnal offshore precipitation near the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula . *Meteorology and Atmospheric Physics* , 120 (1-2), 11-28

Skamarock, W. C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D.M., Duda, M., Huang, X. Y., Wang, W., Powers J. G. 2008. *A description of the advanced research WRF, version 3*. NCAR Technical Note, 113 pp.

Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J. and Clough, S. A. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.* 102, 663–682. Publisher Full Text

Mori, S., Hamada, J.I., Tauhid, Y.I., Yamanaka, M.D., Okamoto, N. and co-authors. 2004. 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.

Newmann, J. 1951. Land breezes and nocturnal thunderstorms. *J. Meteor.* 8, 60–67.

Ohsawa, T., Ueda, H., Hayashi, T., Watanabe, A. and Masumoto, J. 2001. Diurnal variations of convective activity and rainfall in tropical Asia. *J. Meteor. Soc. Jpn.* 79, 333–352.

Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., Crépont, M., 2008. 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model. *GlobL and Planetary Change.* 63(2-3), 112–126

Yu, C.-K. and Jou, B. J.-D. 2004. Radar observations of the diurnally forced offshore convective lines along the southeastern coast of Taiwan. *Mon. Weather. Rev.* 133, 1613–1636