Tethys, 6, 51–67, 2009
Revista del temps i el clima de la Mediterrània occidental
www.tethys.cat
ISSN-1697-1523
eISSN-1139-3394
DOI:10.3369/tethys.2009.6.04

Revista editada per **ACAM**
(Associació Catalana de Meteorologia)

Convecció soma sobre terra: un estudi de simulació mesoescalar basat en experiments del WRF idealitzats

J. T. M. Lenaerts[1], **C. C. van Heerwaarden**[1] **i J. Vilà-Guerau de Arellano**[1]

[1]Departament de Meteorologia i Qualitat de l'Aire, Wageningen University and Research Center, The Netherlands

Rebut: 16-X-2008 – Acceptat: 10-III-2009 – **Versió Traduïda**

Correspondència a: J.Lenaerts@uu.nl

Resum

Els cúmulus soms sobre terra redistribueixen la calor i la humitat a la capa límit, però també són importants a escales més grans, ja que poden desencadenar fenòmens de convecció severa. A causa de la seva petita escala espacial (10^2 - 10^3 m), aquesta característica es defineix com a procés de submalla en models mesoescalars. L'objectiu d'aquesta recerca és el d'examinar la representació dels cúmulus soms en el model mesoescalar WRF reproduint una situació observada de cúmulus soms sobre terra. En especial, ens centrarem en el paper de la parametrització de la convecció del transport vertical d'energia a la capa límit. L'anàlisi es centra en l'estructura termodinàmica de la capa límit i les propietats dels núvols derivades d'una teoria del mètode de la bombolla simple. Aquest experiment numèric és molt similar a l'estudi d'intercomparació del model de Simulacions Explícites de Grans Remolins, Large Eddy Simulation (LES) en anglès, de Brown et al. (2002). Es va centrar en la representació dels cúmulus soms sobre terra en LES utilitzant les dades de mesures SGP ARM del 21 de juny de 1997. Per a imitar l'estructura dinàmica del LES, hem dissenyat una versió de Columna Única Múltiple, Multiple Single Column (MSC, segons les sigles angleses), del WRF. Utilitzant idèntics forçaments superficials i els perfils termodinàmics inicials, l'estructura de la capa límit del WRF mostra bona concordança amb els resultats del LES. Tanmateix, el mètode de la bombolla indica que una major inversió i l'absència d'una capa condicionalment inestable impedeixen un desenvolupament dels cúmulus soms al WRF. A més, el WRF no mostra cap desenvolupament de núvols pel que fa a aigua líquida de núvol. També mostrem que és necessària una parametrització convectiva per a representar el transport vertical de la capa límit augmentat pels cúmulus soms. S'analitzen i comparen diferents esquemes de parametrització convectiva (CPS, segons les sigles angleses).

Paraules clau: cúmulus soms, simulació mesoescalar, WRF - parametrització

1 Introducció

Els cúmulus soms no només són importants per a l'estructura de la capa límit, per la redistribució de la calor i la humitat verticalment al seu interior, sinó que també poden iniciar conveccions severes a regions sobre terra (Lenderink et al., 2004; d'ara endavant LE04). A la regió mediterrània, tota la precipitació de l'estiu s'associa amb una inestabilitat convectiva (Tudurí i Ramis, 1997). A escala global, la convecció de cúmulus soms forma una part substancial de la cèl·lula de Hadley, iniciant conveccions profundes als tròpics (Tiedtke, 1989).

Tanmateix els cúmulus soms es caracteritzen per escales espacials inferiors a 1 km i per tant la seva representació en els grans models de circulació mesoescalars actuals, utilitzats en l'estudi climàtic o amb propòsits operacionals, és relativament pobre (LE04). Per a una representació correcta dels transports verticals de calor i moment en circulacions típiques de la capa límit, es necessita una resolució de 4 km o menys (Kuo et al., 1997), un grau de detall poc utilitzat a la pràctica. Els fenòmens típics de la capa límit com els cúmulus soms tenen una escala de longitud més petita que la típica mida de malla d'un model mesoescalar, i per tant

2009 Autor(s). Aquest treball té llicència "Creative Commons".

hom s'ha referit a ells com a processos d'escala de submalla. Aquests processos no es detecten explícitament en aquesta mida de malla i s'han de parametritzar. En canvi, els models mesoescalars amb una resolució horitzontal i vertical alta i una parametrització física explícita s'han convertit en eines potents en la recerca i la simulació operacional (Kuo et al., 1997); pel que fa a això, Petch et al. (2002) conclouen que la resolució horitzontal no hauria de ser menor que un quart de la profunditat de la capa per sota dels núvols (100 - 500 m) per a resoldre explícitament els processos clau connectats a la convecció soma, cosa que resulta en grans temps de càlcul. Així doncs, s'han realitzat esforços considerables per tal de millorar les parametritzacions dels cúmulus soms en els models (Tiedtke, 1989, Kain, 2004, Zhu i Bretherton, 2004, Neggers et al., 2007, de Rooy i Siebesma, 2008), però així i tot la interacció típica entre la capa per sota dels núvols i la capa de núvols no s'entén bé del tot (Neggers et al., 2004). Utilitzant anàlisis teòriques i observacionals com el model de la capa de mescla (Zhu i Albrecht, 2002) o un model de Simulacions Explícites de Grans Remolins, *Large Eddy Simulation* (LES) en anglès (Brown et al., 2002; d'ara endavant BR02, Siebesma et al., 2003), s'han portat a terme recerques sobre el començament i la formació de cúmulus soms sobre terra. Altres van comparar el rendiment d'un conjunt de Models de Columna Única (SCM) per a representar els cúmulus (LE04).

En els darrers anys s'ha realitzat un major nombre d'estudis per a millorar el nostre coneixement de la física i la dinàmica dels cúmulus soms sobre terra (Zhu i Albrecht, 2002; BR02; Ek i Holtslag, 2004; LE04; Vilà-Guerau de Arellano, 2007). En contrast amb els cúmulus soms sobre el mar, els cúmulus humilis que es desenvolupen sobre terra depenen dels valors i la variabilitat temporal dels fluxos de superfície. La manca d'estacionarietat podria dificultar la simulació d'aquest cas (BR02). En aquest sentit, el LES pot proporcionar diagnòstics detallats i permetre anàlisis de sensibilitat de variables individuals. BR02 van avaluar la fiabilitat de 8 models LES independents simulant cúmulus soms sobre terra. Aquesta intercomparació ha resultat ser molt consistent amb les observacions i entre els models, i per tant ha demostrat ser un valuós conjunt de dades de referència. A més, LE04 han estudiat el comportament d'un conjunt de Models de Columna Única semioperacionals, en particular sobre els diferents esquemes de parametrització dels cúmulus (CPS, segons les sigles angleses) implicats. Els resultats mostren una àmplia dispersió, cosa que suggereix que es necessita conèixer millor el desenvolupament i la millora dels esquemes de parametrització, en especial en el cas del desenvolupament inestable de la capa límit. Ambdós estudis es basen en una idealització de les observacions fetes a l'emplaçament de mesures SGP ARM el 21 de juny de 1997. Aquell dia en especial, els cúmulus soms es van desenvolupar a la part superior de la capa límit convectiva (BR02).

Els models LES (BR02) permeten el càlcul explícit de processos de petita escala a l'atmosfera. Tanmateix els models mesoescalars, com el WRF, tenen longituds de malla més grans i representen moviments turbulents resolent les equacions mitjanades de Reynolds. Els processos de submalla s'han de parametritzar. Fins ara, no s'ha parat gaire atenció a la qualitat de les simulacions mesoescalars 3D pel que fa a la representació dels cúmulus soms i al paper del CPS en elles. En la nostra opinió, es tracta d'un pas essencial en el procés de millora dels esquemes de parametrització. Per a desenvolupar el present estudi, seleccionem i adaptem el model mesoescalar WRF (Skamarock et al., 2005) per a portar a terme un experiment numèric com BR02. La nostra metodologia es basa en un vectoritzador de malla de 3D de columnes verticals idèntiques, que es poden interpretar com Columnes Úniques Múltiples (MSC, segons les sigles angleses), que, a diferència de la metodologia del Model de Columna Única, interactuen entre elles permetent l'advecció horitzontal. El fet d'aplicar l'estratègia MSC elimina totes les heterogeneïtats de la superfície terrestre, que poden influir fortament en els patrons de convecció (p. ex. van Heerwaarden i Vilà-Guerau de Arellano, 2008). Cal destacar que l'experiment numèric està dissenyat per assemblar-se el màxim possible a l'estudi del LES de BR02.

El primer objectiu d'aquest estudi és el d'avaluar la representació dels cúmulus soms sobre terra amb el WRF. La nostra proposta es centra en l'anàlisi dels perfils termodinàmics utilitzat el mètode de la bombolla, posant un especial èmfasi en l'estabilitat atmosfèrica i la força de la inversió i l'evolució de les propietats importants dels núvols. Utilitzem els resultats de BR02 per tal d'avaluar els nostres resultats del WRF. En segon lloc, depenent d'aquests resultats, discutirem el rendiment de l'esquema de parametrització dels cúmulus en un model mesoescalar, ja que els cúmulus soms depenen de la parametrització dels cúmulus. En especial, recalquem el paper d'un CPS en el transport vertical de calor i d'humitat submalla dins de la capa límit amb cúmulus humilis. Per tant, s'analitzen i es comparen les simulacions del WRF amb i sense el CPS. El CPS Kain-Fritsch (Kain i Fritsch, 1990; d'ara endavant KF) s'ha actualitzat recentment amb un nou subesquema de cúmulus soms (Kain, 2004). Per aquesta raó, farem servir aquest esquema en el nostre estudi, però el seu rendiment també s'avaluarà en comparació amb el CPS de Grell (Grell, 1993). La tria del CPS pot afectar en gran manera el comportament convectiu resultant del model, com la localització i la intensitat dels patrons de precipitació convectiva a la Mediterrània occidental (Buzzi et al., 1994, Callado i Pascual, 2005).

Els continguts d'aquest article són els següents: a la Secció 2, explicarem la metodologia que hem utilitzat, descrivint el concepte de MSC i l'experiment de control. A continuació especificarem els detalls numèrics i farem una curta introducció dels esquemes de parametrització. A la Secció 3, mostrarem els resultats. Les conclusions i les observacions es poden trobar a la Secció 4.

2 Metodologia

2.1 Situació meteorològica seleccionada

El cas es basa en dades observacionals del centre de mesures *Southern Great Plains* (SGP, Grans Planes del Sud), Oklahoma, USA, dins del programa de la Mesura de Radiació Atmosfèrica (ARM, segons les sigles angleses) el 21 de juny de 1997. Per a aquest estudi, només farem servir les dades obtingudes a la Instal·lació Central (N 36°36', W 97°29'). A causa de la gran quantitat de dades disponibles i de l'homogeneïtat de la superfície terrestre, aquest emplaçament és molt apropiat per a aquest tipus d'estudi. A més, el dia 21 de juny de 1997 mostra les condicions ideals per a la formació de cúmulus soms. Durant el matí, els fluxos de superfície van augmentar fins arribar a un màxim al voltant del migdia i com a conseqüència es va desenvolupar una capa límit convectiva. La direcció del vent no va canviar amb l'altura o el temps (BR02). Com a conseqüència, les observacions mostren la formació de cúmulus soms al matí (al voltant de les 10 hores, hora local), que van persistir durant la tarda i es van anar esvaint a la matinada. Les dades de la cobertura de núvols indiquen que aquesta no va passar del 50%. Basat en aquest resultat, es va dissenyar un estudi intercomparatiu del LES (BR02). Aquí reutilitzarem una gran quantitat d'entrades del model que s'ha descrit en aquest estudi per tal d'obtenir una comparació vàlida.

2.2 Experiment de control

El nostre objectiu és el de reproduir el cas descrit prèviament mitjançant un experiment de control. Hem escollit el model mesoescalar WRF (Skamarock et al., 2005), que és molt utilitzat en recerca i per a objectius operacionals. A la Mediterrània, s'utilitza el WRF, entre altres, per a simular la qualitat de l'aire a Catalunya (Jimenez-Guerrero et al., 2008) i per a les prediccions climàtiques (Hahmann et al., 2008). Aquest model pot ser representatiu de l'habilitat dels models mesoescalars a l'hora de reproduir la convecció soma sobre terra d'escala de submalla i la microfísica implicada. A continuació exposarem breument les característiques del model WRF. Hem fet servir la versió 2.2 del WRF-ARW. En la configuració normal (operacional), el model de mesoescala com el WRF s'alimentaria de les condicions inicials i de contorn d'un model global. Tanmateix, en la configuració actual, hem escollit fer funcionar el WRF amb condicions de contorn periòdiques en direccions horitzontals, semblants a les simulacions del LES. Tot i que les condicions de contorn periòdiques no ens permeten simular les capes límit del món real (Moeng, 2006), aquesta tècnica podria ser valuosa per a avaluar la capacitat del WRF a l'hora de reproduir els efectes dels cúmulus soms i determinar la influència potencial de la heterogeneïtat de la superfície en la formació de núvols. A més, es recomanen els mateixos perfils termodinàmics inicials i la mateixa velocitat del vent a cada cel·la de malla en tots els dominis.

Vam fer servir 3 dominis, amb la mida de domini més gran 656 x 656 km^2 (41 cel·les de malla d'una longitud de malla de 16 km), el segon domini 164 x 164 km^2 (41 cel·les de malla d'una longitud de malla de 4 km) i el tercer d'uns 41 x 41 km^2 (41 cel·les de malla d'una longitud de malla d'1 km). A cada domini vam fer servir 60 nivells verticals, dels quals 30 estaven definits a la capa límit, per tal d'assegurar una resolució vertical suficient. El segon i tercer dominis estan encaixats unidireccionalment amb llur domini principal. Els dominis estan centrats en l'Emplaçament Central d'ARM. La Figura 1 mostra la instal·lació de l'experiment numèric del WRF, definint tres dominis amb una inicialització idèntica dels perfils termodinàmics verticals.

El model es va executar des del 21 de juny a les 11 UTC (6 LT = 6 Hora Local = UTC - 5 hores) fins el 21 de juny a les 21 UTC (18 LT) per tal de reproduir l'evolució diària. Els resultats es guardaven cada hora completa. Cal mencionar que tots els resultats presentats aquí estan mitjanats espacialment dins del tercer domini. En aquest sentit, assumim que a causa de l'homogeneïtat dels dominis, les dades mitjanades espacialment són idèntiques a les dades del punt de malla centrat. Observem també que BR02 (domini 6.4 x 6.4 km^2) van fer la mateixa suposició i, segons els resultats, queda justificada la utilització de la mateixa a causa de l'homogeneïtat de la superfície terrestre.

Els perfils inicials (6 LT) de la temperatura potencial i la humitat específica, que es prescriuen per a cada cel·la de malla a tots els dominis, es mostren a la Figura 1. BR02 van suggerir aquests perfils basant-se en les observacions d'ARM. També els van fer servir LE04. Ens referim a BR02 per a més detalls sobre la construcció dels perfils inicials. Observem que aquell dia el sol surt al voltant de les 6:10 LT. En resum, en aquest perfil es poden distingir 4 regions específiques: (a) una capa de superfície estable soma al matí; (b) una capa límit de primera hora del matí (fins a 800 m); (c) una regió condicionalment inestable que permet a CBL (capa límit convectiva, segons les sigles angleses) créixer durant el dia (800 - 2700 m) i (d) una regió estable representant la troposfera (2700 - 5500 m). Hauríem de recalcar que, en contrast amb el LES, el model WRF consisteix en columnes d'aire verticals, que s'estenen fins a la troposfera, que en aquest cas es troba a uns 16 km d'altura. Mentre que els perfils inicials del LES només arriben fins a 5.5 km (BR02), hem d'extrapolar els perfils verticalment; una disminució constant de la temperatura potencial entre una altura de 5.5 i 16.5 km de 3.772 K km^{-1} i una raó de mescla per a la humitat específica linealment decreixent de 3 a 0 g kg^{-1} de 3 a 5.5 km i s'ha imposat el valor zero per a la humitat específica per sobre d'aquesta altura. De manera semblant a BR02, hem iniciat la simulació amb un vent de U = (10,0). La longitud de rugositat s'ha fixat al valor suggerit per BR02, cosa que va portar a una millora dels valors dels fluxos de superfície comparats amb el cas amb una longitud de rugositat per defecte.

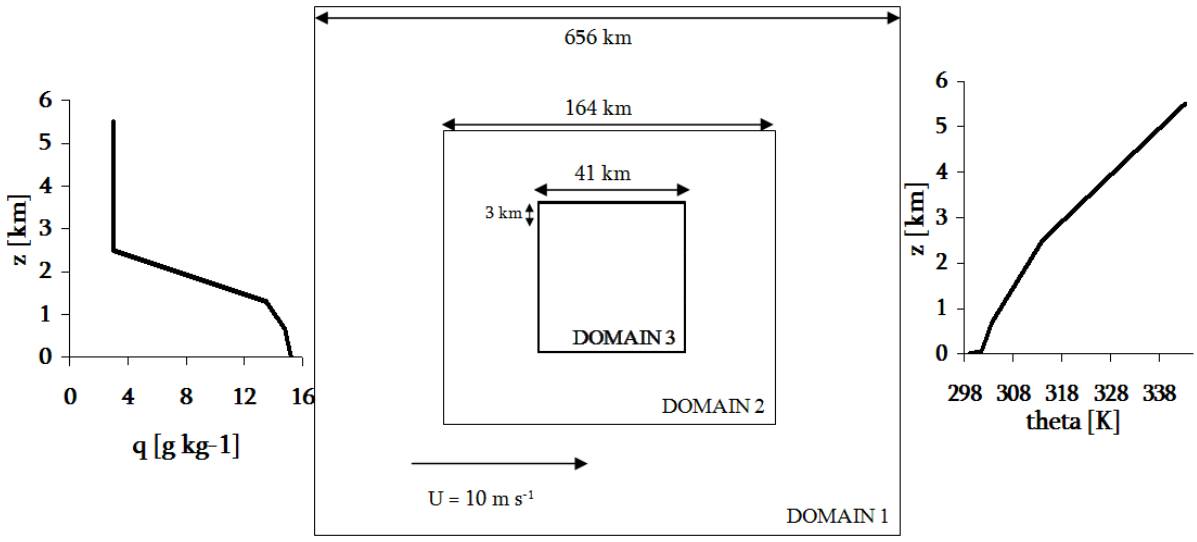

Figura 1. Esbós del sistema numèric al model mesoescalar WRF (no a escala). S'hi mostren els perfils inicials de la humitat específica (esquerra), la temperatura potencial (dreta) i la velocitat del vent.

A BR02 els fluxos turbulents de superfície són prescrits durant tota la simulació. En el nostre estudi, decidim permetre que el flux de superfície interactuï amb les condicions del sòl i atmosfèriques, però per a ajustar-la el màxim possible als forçaments de la superfície utilitzats a BR02. Es pot trobar una descripció detallada de l'esquema de la superfície a Braun i Tao (2000) (Apèndix B) i a Steeneveld et al. (2008). Per tant, hem modificat alguns paràmetres de superfície del flux de calor latent i sensible. A la Taula 1, es donen els valors d'aquests paràmetres recomanats. La humitat del sòl és un paràmetre important, perquè s'utilitza directament en la parametrització de la superfície per a calcular el flux de calor latent.

En els nostres experiments, la temperatura de superfície s'ha agafat més baixa que el valor de referència, perquè els valors de matí del flux de calor sensible van mostrar grans valors negatius, fins i tot després de la sortida del sol, cosa intuïtivament poc realista. Aparentment, amb una temperatura de superfície per defecte, el problema va resultar que a primeres hores del matí, amb una petita diferència inicial entre la temperatura de superfície i la de l'aire, aquesta darrera va començar a augmentar, mentre que la temperatura de superfície es mantenia constant. Com a conseqüència, la diferència de temperatura va baixar massa, el mateix que li va succeir al flux de calor sensible.

Per tant, les temperatures del sòl s'ajusten per tal d'assegurar una partició del flux de calor sensible i latent inicial realista. La primera capa està 1 K més calenta que la temperatura de superfície. D'aquesta manera assegurem que el flux de calor del sòl és dirigit cap amunt abans de la sortida del sol. L'evolució de la temperatura mostra un comportament realista: la temperatura de superfície es propaga al primer nivell de terra a les 7:30 LT -corresponent a un flux positiu de calor sensible, que té lloc al voltant d'1.5 hora després de la sortida del sol.

Els fluxos advectius de gran escala eren relativament petits comparats amb el forçament de superfície local, i les anàlisis del model LES van demostrar que aquests termes només tenen un impacte menor en les simulacions (BR02). Per tant, hem omès els fluxos de gran escala en les nostres simulacions.

En aquest estudi ens centrem a simular la convecció soma amb un model mesoescalar. En aquest sentit, sorgeix el problema que un cúmulus som té una grandària típica més petita que la mida de la malla del model. Els cúmulus humilis són una característica d'escala de submalla. Això significa que els efectes de la convecció soma no estan representats pel model i que cal utilitzar una parametrització per tal d'explicar el transport conduït per la convecció de cúmulus soms.

Treballs anteriors han demostrat l'avantatge d'un CPS que calculi directament els corrents d'aire ascendent per convecció humida, en especial Kain-Fritsch i Grell (Wang i Seaman, 1997). L'esquema desenvolupat per Grell (Grell, 1993; Grell et al., 1995) està actualment considerat per la comunitat de simulació mesoescalar com un esquema que representa adequadament mides de malla típiques de pocs quilòmetres (Kuo et al., 1997). L'esquema recentment actualitzat està fent servir una tècnica de conjunt utilitzada al WRF (Grell i Devenyi, 2002). D'altra banda, estudis anteriors mostren resultats positius amb KF CPS, comparant diferents parametritzacions (Gochis et al., 2002); altres informen sobre el fet que KF va proporcionar una representació

Taula 1. Paràmetres de superfície recomanats a les simulacions del WRF per tal de reproduir el forçament de superfície de BR02.

Variable/paràmetre	Unitats	Valor
Paràmetres fixats		
Albedo	-	18%
Disponibilitat de humitat del sòl	-	48%
Longitud de rugositat	m	0.035
Inèrcia tèrmica	cal cm^{-2} k^{-1} $s^{-1/2}$	4
Capacitat de calor de superfície per unitat de volum	J m^{-3} K^{-1}	25 .10^5
Paràmetres variables		
Pressió de la superfície	Pa	100562.9
Temperatura de superfície	K	297
Temperatures del terra	K	Profunditat = 1 cm: 298
		2 cm: 298.1
		4 cm: 298.3
		8 cm: 298.7
		16 cm: 293.3

molt realista de la convecció humida d'escala de submalla, estudiant els ciclons atlàntics intensos (Kuo et al., 1996); un altre estudi va concloure que l'esquema KF és el més robust simulant sis diferents casos en el continent dels EEUU (Wang i Seaman, 1997). Tanmateix, segueix sense quedar clar quins mecanismes físics provoquen que l'esquema KF superi altres esquemes en aquests casos. Liang et al. (2004) van estudiar l'evolució diürna de la precipitació als EEUU, utilitzant KF i Grell en el model MM5. Van concloure que els dos esquemes tenen els seus punts forts i els seus punts dèbils, però cap esquema va superar l'altre. Es van atribuir les diferències al fet que KF és sensible al forçament de la capa límit, mentre que Grell és més reactiu al forçament troposfèric de gran escala (Liang et al., 2004). A més, tal com es descriu en detall a sota, la nova versió de KF-ETA (Kain, 2004) inclou un sub-esquema especial de convecció soma. Per aquestes raons, en aquest estudi hem escollit centrar-nos en l'esquema de parametrització KF. Per tal de justificar la nostra tria, hem inclòs una curta comparació entre Grell i KF als resultats.

L'esquema Kain-Fritsch, utilitzat en aquest estudi, s'ha obtingut a partir de l'esquema original de Fritsch-Chappell (Fritsch i Chappell, 1980). Fins ara, ha estat actualitzat i millorat diverses vegades (Kain i Fritsch, 1990 i 1992). L'última versió, inclosa al codi del model WRF, s'ha comprovat amb èxit al model ETA (Kain, 2004). Aquesta versió conté un nou esquema de convecció dels cúmulus soms. Breument, el KF CPS és un esquema de flux de massa que inclou càlculs de corrents d'aire ascendents i descendents. Utilitza el mètode de la bombolla lagrangià, que determina en quins nivells verticals del model hi ha inestabilitat, si aquella capa estaria disponible per al creixement de núvols (capa de font de corrent d'aire ascendent), i, en cas de ser així, quin tipus de núvols satisfà les condicions ambientals (Kain, 2004).

Tal com hem esmentat, a la versió KF-ETA (Kain, 2004), s'ha implementat una nova parametrització per a la convecció de cúmulus soms. La convecció soma s'activa només si s'han satisfet totes les condicions per a una convecció profunda, tret que no s'excedeixi la profunditat mínima dels núvols. Aquesta profunditat dels núvols varia com una funció linear de la temperatura del nivell de condensació per ascens (entre 2 - 4 km). La capa de núvols "soms" més profunda (amb una profunditat dels núvols>0) s'activa aleshores. En contrast amb la convecció profunda, la decaiguda final del flux de massa de càlculs del corrent d'aire ascendent es fa lineal amb la pressió decreixent a dins de la capa de núvols; al menys això és comparable qualitativament amb els resultats anteriors del LES (Kain, 2004). Els cúmulus humilis estan representats de manera diferent que la parametrització dels cúmulus originats pel procés de convecció profunda. S'assumeix que el flux de massa a la base del núvol M_{u0} és una funció d'Energia Cinètica Turbulenta (TKE, segons les sigles angleses). El valor màxim de TKE_{max} a la capa per sota dels núvols (típicament menys de 10 m^2 s^{-2}) s'utilitza per a quantificar aquest flux de massa.

2.3 Mètodes per a analitzar els resultats del model

Abans de discutir els resultats, convé definir les principals variables i mètodes utilitzats per a analitzar els resultats. En aquest estudi, ens centrem en l'anàlisi de l'estructura dels perfils termodinàmics verticals, per tal de discutir si, des del punt de vista de la teoria termodinàmica, potencialment poden formar-se núvols. A més, discutim l'evolució temporal d'aquests núvols, posant èmfasi en la identificació del nivell important i l'aigua líquida dels núvols. En aquest sentit, definim quatre condicions importants per a la formació de cúmulus soms (Vilà-Guerau de Arellano, 2007): (a) un nivell de condensació per ascens per sota de la inversió; (b) absència d'un salt de temperatura en la inversió; (c) un pendent de temperatura condicionalment inestable i (d) la possibilitat que un núvol potencial creixi verticalment fins al límit

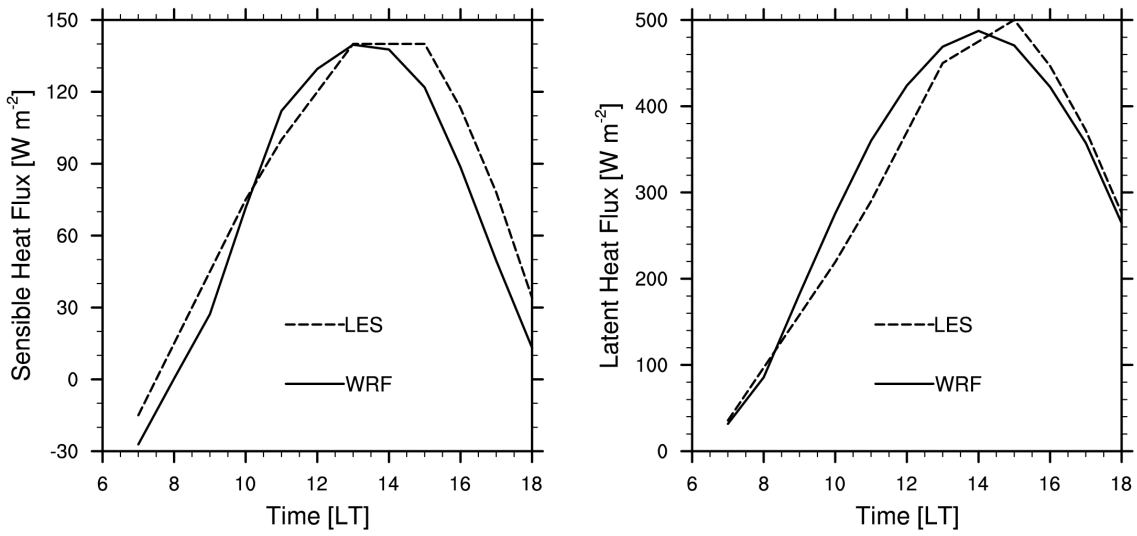

Figura 2. Fluxos de superfície simulats i els prescrits pel model LES per al WRF el 21 de juny de 1997. Els fluxos simulats (mitjanats per sobre del domini més petit) es mostren en línies contínues. Les línies discontínues representen els forçaments de superfície prescrits, ajustats a través dels valors observacionals de flux (BR02). Els valors a les 6 LT no es mostren, perquè estan absents al LES i són zero al WRF.

de la convecció. Observem que aquestes condicions també s'utilitzen per a definir el perfil de la temperatura potencial inicial (BR02). La nostra anàlisi es basa en la determinació de l'estructura vertical dels perfils de θ_v i q_T en relació a les condicions esmentades més amunt.

A l'anàlisi posarem èmfasi en la força de la inversió i la identificació dels règims d'estabilitat a l'interior de la capa límit, en relació a les condicions anteriors. A sota, descrivim breument l'anàlisi aplicada per calcular l'estabilitat de l'estratificació dels perfils termodinàmics. La nostra anàlisi es basa en el mètode de la bombolla: el mètode es basa en calcular les condicions termodinàmiques d'una bombolla d'aire que puja segons un perfil adiabàtic sec. Si comparem el perfil adiabàtic de la bombolla amb el perfil de l'ambient, podem identificar l'estabilitat de cada part diferent de la capa límit. Relacions ben conegudes descriuen els perfils adiabàtics secs i humits. Veure p. ex. Stull (2000) per a les definicions i més detalls.

Per tal d'assegurar la formació i el desenvolupament vertical dels núvols (veure condició (d)), cal que a la capa de núvols, la bombolla es mantingui més calenta que el seu entorn a mesura que puja, és a dir flotabilitat positiva. Per tant, hi hauria d'haver una capa condicionalment inestable (condició (c)), o sigui una capa amb un gradient de temperatura que no sigui superior a l'adiabàtica humida (estable). Si el gradient de l'entorn és estable, la convecció quedarà amortida.

L'anàlisi també es centra en la identificació dels nivells importants que defineixen la profunditat de la capa de núvols. Per a l'aire a una pressió P, el nivell de saturació es troba per l'ascensió adiabàtica seca d'una bombolla d'aire no saturat, al nivell de pressió, P_{sp}, on la bombolla només està saturada sense aigua líquida de núvol (Stull, 1988). Aquest nivell també es coneix com nivell de condensació per ascens (LCL, segons les sigles angleses). En els perfils, el LCL és el límit entre el règim no saturat (la capa per sota dels núvols) i el règim saturat (la capa de núvols). L'altura del LCL es pot calcular de diferents maneres; en aquest estudi estem utilitzant la fórmula empírica desenvolupada per Bolton (Bolton, 1980):

$$R_{LCL} = \frac{1}{\frac{1}{T_d - 56} + \frac{\ln \frac{T}{T_d}}{800}} + 56 \qquad (1)$$

on T i T_d són la temperatura absoluta i de punt de rosada (°C), respectivament, al nivell vertical del primer model. Com que l'aire es manté no saturat, i per tant segueix una adiabàtica no saturada, podem fer servir la forma integrada de l'Equació 1 per tal d'obtenir l'altura del LCL. Aquesta altura identifica la posició del LCL. En conseqüència, podem avaluar la condició (a) comparant l'altura del LCL i la de la capa límit Z_i. A més, l'altura del LCL és l'altura en què comença la condensació; per tant, utilitzarem l'altura del LCL com a base del núvol.

A part de l'anàlisi de les característiques termodinàmiques de la capa límit convectiva, convé determinar la possible incidència dels núvols i analitzar llurs propietats. Per tant, calcularem la base del núvol, el cim del núvol i el seu desenvolupament vertical i compararem el WRF amb els resultats del LES. A més a més, analitzem l'energia potencial convectiva disponible (CAPE, segons les sigles angleses) ja que és una variable adient per a definir l'energia de la capa de núvols, perquè és una mesura de la intensitat del moviment vertical de les bombolles d'aire individuals. A més, la

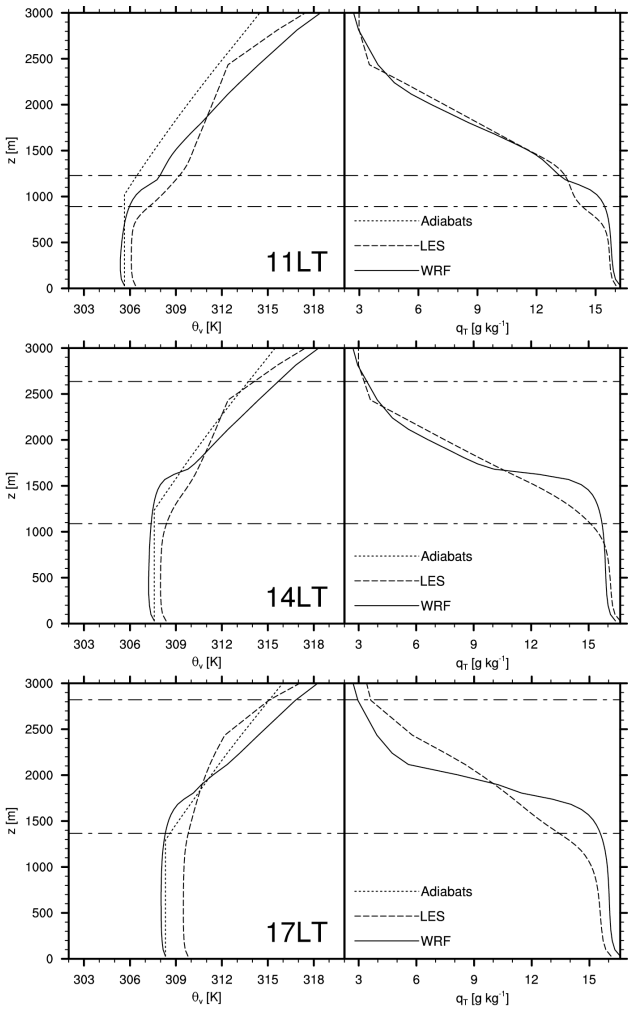

Figura 3. Perfils verticals de temperatura potencial virtual (θ_v, esquerra) i humitat específica total (q_T, dreta) del WRF (contínues) i del LES (discontínues), per a tres instants durant el 21 de juny de 1997: 11 LT (a dalt), 14 LT (al mig) i 17 LT (a baix). També s'hi inclouen les adiabàtiques seques i humides que pertanyen als perfils del WRF (puntejada). Les línies horitzontals representen la base i el cim del núvols calculats pel LES. Estan definits com el nivell més baix i més alt en el qual $q_L > 0$, respectivament.

CAPE s'utilitza com a variable per tancar l'esquema del flux de massa a Kain-Fritsch, tal com n'hem parlat abans.

3 Resultats

3.1 Avaluació dels fluxos turbulents de superfície

La formació de cúmulus soms sobre terra depèn fortament de l'evolució diürna dels fluxos turbulents de superfície. En aquest sentit, el nostre objectiu era el d'obtenir fluxos similars al WRF comparats amb el LES. La Figura 2 mostra el flux de calor sensible i el flux de calor latent calculats pel WRF i recomanats pel LES. Observem que els fluxos de superfície del WRF es calculen assumint que hi ha una interacció terra-atmosfera. Tal com hem dit abans, els paràmetres de superfície es van ajustar per tal d'obtenir uns fluxos turbulents de superfície similars. Cal destacar que la capa de superfície es caracteritza per una velocitat de fricció, en relació amb la longitud de rugositat, que ha estat recomanada en simulacions amb un valor similar al de BR02 (veure Taula 1). El valor màxim del flux de calor sensible s'acosta a 140 W m^{-2} i el valor màxim del flux de calor latent s'acosta a 490 W m^{-2}, tots dos molt comparables als fluxos recomanats al LES.

3.2 Estructura de la capa límit diürna

La similar magnitud i l'evolució diürna dels fluxos turbulents de superfície calculats al WRF amb els resultats del LES mostrats a la subsecció anterior ens permeten estendre l'anàlisi comparant l'evolució de l'estructura de la capa límit del WRF i del LES durant el dia. La Figura 3 mostra els perfils verticals θ_v i q_T del LES i del WRF per a tres passos de temps: 11 LT, 14 LT i 17 LT, per tal d'analitzar el desenvolupament, l'activitat màxima i la desfeta dels cúmulus soms durant el dia, respectivament. Observem que es fa de dia a les 6:10 LT i el sol es pon sobre les 20:50 LT. També s'hi inclouen els perfils adiabàtics secs i humits, construïts tal com es descriu a la secció anterior. Resulta interessant observar la diferència entre l'anàlisi amb el mètode de la bombolla i els resultats del model. Per tant, també hem afegit la base i el cim del núvol calculats pel LES.

Els resultats del WRF estan mitjanats a partir del tots els punts de malla a dins del domini (més petit). Cal remarcar que en aquesta anàlisi no vam incloure les dades observacionals ja que assumim que el LES és coherent amb les observacions (BR02). Les dades del LES representen un estat atmosfèric temporalment i espacial mitjanat més detallat que les observacions.

A les 11 LT, s'ha desenvolupat una capa límit ben mesclada amb una temperatura mitjana a la capa d'uns 305.5 K per KF i uns 306 K pel LES. En els dos models, la humitat específica total de la capa mesclada és d'uns 16 g kg^{-1}; en el LES és lleugerament més sec que en el WRF. La capa de mescla calculada pel LES s'estén fins a 800 m, mentre que el perfil del WRF mostra una capa de mescla més profunda a partir d'uns 1200 m. Aquesta diferència pot venir provocada pel fet que vam utilitzar l'esquema de la capa límit del *Medium-Range Forecast* (MRF, Predicció de Mitjà Abast; Hong i Pan, 1996) al WRF, que tendeix a sobreestimar el creixement de la capa límit (Zhong et al., 2007). Una anàlisi de sensibilitat utilitzant l'esquema de la capa límit Eta-Mellor-Yamada (ETA; Janjić, 1994) va mostrar alguns millors resultats respecte de la determinació de l'altura de la capa límit, perquè crea una capa límit més soma, però també va mostrar un gran biaix a la temperatura i la humitat de la capa de mescla. Analitzant els resultats del LES, si ens centrem en la regió a sobre de la capa límit, trobem el gradient vertical de temperatura més petit al LES entre el cim

del núvol i 2500 m; això indica una capa troposfèrica condicionalment inestable, una condició necessària per al creixement dels cúmulus soms durant el dia, tal com hem dit a la secció anterior. El núvol pot créixer cap amunt potencialment fins al nivell on s'acaba aquest règim (uns 2.5 km d'altura), i fins i tot més amunt, quan perd tota la seva flotabilitat positiva ultrapassant els límits i entrant a la regió estable. En canvi, el gradient vertical de temperatura del WRF és més alt que l'adiabàtica humida i per tant es defineix com totalment estable; aquest règim impedeix el creixement dels núvols. Un altre efecte de la diferència entre el gradient vertical de temperatura per sobre de la capa de mescla al WRF i al LES és que la temperatura és clarament més baixa a la regió entre 2 i 3 km d'altura per al LES comparat amb WRF. Per tant, una bombolla amb una temperatura semblant podria pujar molt més amunt en aquesta capa al LES comparat amb el WRF, perquè la seva flotabilitat es manté positiva a més altura.

Tant la capa condicionalment inestable al LES com la capa totalment estable al WRF per sobre de la inversió també s'observen a les 14 LT i les 17 LT. És sorprenent com, malgrat els perfils inicials equivalents, el WRF i el LES mostren un perfil clarament diferent entre 2000 i 3000 m més tard, durant el dia.

Analitzant els resultats del LES pel que fa a la formació de núvols, trobem que els cúmulus soms ja s'han desenvolupat, amb llur base a uns 900 m i llur cim a uns 1200 m. A primer cop d'ull, això es correspon amb la capa de núvols que podem esperar del perfil del LES, assumint gradients tèrmics adiabàtics semblants al WRF. En canvi, les adiabàtiques indiquen que la capa de núvols segueix absent al WRF, i una clara capa d'inversió ja apareix a uns 1200 m. La temperatura creix uns 2 K en només 200 m. Observem que la inversió de temperatura dificultarà l'aparició i el desenvolupament vertical de núvols. Així doncs, és una raó important per a l'absència d'una capa de núvols.

A les 14 LT, la capa ben mesclada s'ha desenvolupat fins al nivell de 1700 m en el cas del WRF i fins a 900 m en el cas del LES. La temperatura de la capa de mescla també ha augmentat: ara la temperatura és d'uns 307 K per al WRF i de 308 K per al LES. La humitat específica és d'uns 16 g kg^{-1} en els dos models.

La capa d'inversió del WRF es troba a uns 1700 m. Entre la capa de mescla i la troposfera existeix una diferència de temperatura d'uns 3 K i un assecament de 15 a 9 g kg^{-1}; així doncs la inversió que afecta negativament la formació de cúmulus soms s'ha desenvolupat més endavant. El LES mostra una petita inversió sobre el núvol, que s'estén verticalment entre 1100 i 1600 m. La inversió és menys forta que la del WRF; només hi ha una diferència de temperatura d'uns 2.5 K per sobre dels 500 m. La humitat específica ni tan sols mostra inversió, sinó més aviat una transició entre la capa ben mesclada -amb una constant q amb l'altura- i la capa de núvols -q decreixent amb l'altura.

Si ens concentrem en les adiabàtiques seques i humides, trobem que una bombolla començant amb els valors de superfície del WRF pujaria fins a 1200 m fins que se saturés. Potencialment allà pot formar núvols, fins a 1600 m, on la bombolla torna a ser més freda que el seu entorn. Així, una possible capa de núvols es podria formar entre 1200 i 1600 m. Segons el LES, la base del núvol es troba a uns 1100 m, lleugerament per sota de l'altura assenyalada pel WRF. Si fem servir el mateix gradient tèrmic adiabàtic que al WRF, esperem una capa de núvols estenent-se fins a 2500 m d'altitud. Això es correspon amb els resultats del model del LES: la profunditat de la capa de núvols és molt més gran que al WRF, amb el cim del núvol a 2550 m, assolint una profunditat de més de 1.5 km. En efecte, es pot veure, tal com acabem de descriure, que el núvol se surt i entra a la regió estable de sobre.

A les 17 LT, la capa de mescla del WRF és uns 2 K més freda i 1 g kg^{-1} més humida que la capa de mescla del LES. A més, la inversió de la temperatura del WRF sembla ser menys forta, cosa que indicaria unes millors condicions per a la formació de núvols. D'altra banda, pel que fa a la humitat, veiem un assecament extrem de la capa que es troba sobre la capa de núvols. La humitat específica baixa ràpidament de 15 g kg^{-1} a 1700 m a 3 g kg^{-1} a 2100 m. El perfil d'humitat específica del LES no mostra aquesta forta inversió; la humitat baixa lentament amb l'altura en tota la capa de núvols. Veiem que a causa de la manca d'humitat, la capa de núvols que es desenvolupa al WRF és soma. Les adiabàtiques mostren que una capa de núvols existeix entre 1300 m i 1800 m. Intuïtivament, aquesta capa de núvols es torna a correspondre a la capa de núvols que es podria construir amb els perfils adiabàtics. L'altura de la base del núvol està d'acord amb el LES, però de nou podem veure que els núvols del LES estan més desenvolupats verticalment (fins a 2800 m).

És interessant comparar els nostres resultats del WRF amb els resultats obtinguts a l'estudi d'intercomparació del model de columna única fet per LE04. En aquest sentit, ens centrem en un SCM amb un esquema de parametrització de cúmulus semblant a l'utilitzat en aquest estudi. MESO-NH (Lafore et al., 1997, Sánchez i Cuxart, 2004) també fa servir Kain-Fritsch per a parametritzar la convecció i per tant l'utilitzarem com a model de referència. Observem que aquests SCM tenen 40 nivells en els 4 km de més avall. Així la resolució vertical és comparable al model utilitzat en aquest estudi.

- (a) Els resultats de MESO-NH mostren una temperatura mitjana de la capa de mescla de 304 K a les 11:30 LT i de 306.5 K a les 15:30 LT, una temperatura més baixa comparada amb els nostres resultats obtinguts a partir del LES, especialment al matí. Tanmateix, es comparen bé amb l'altre SCM i el model KNMI-LES mostrat a LE04.
- (b) Els perfils de q_T es comparen satisfactòriament amb els resultats mostrats aquí, amb un valor mitjà de la capa de mescla d'uns 16 g kg^{-1} a les 11:30 LT i de 16.5 g kg^{-1} a les 15:30 LT. Observem que MESO-NH mostra el perfil de q, el que més s'assembla al model KNMI-LES de tots els SCM mostrats a LE04.

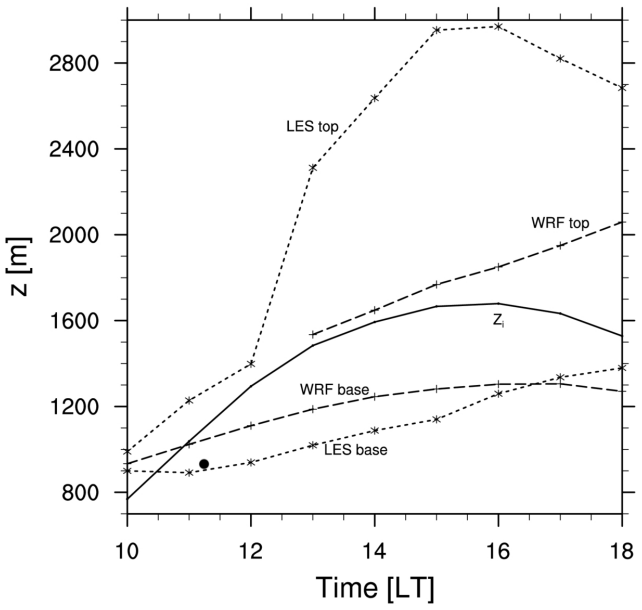

Figura 4. Evolució temporal de la base i el cim del núvol calculada amb el WRF i basada en els resultats del LES. Observem que en el cas del WRF, aquí la base del núvol es defineix com el LCL. L'altura de BL calculada pel WRF, utilitzant el mètode de números de Richardson, també es dóna (Z_i, línia contínua). El temps i l'altura del LCL en què el model de capa de mescla va arribar a la saturació ve indicat amb un punt negre.

- (c) L'estructura general de la capa límit de MESO-NH és molt comparable al LES al matí (altura de la capa de mescla a 800 m; gradients verticals de temperatura semblants), així com a la tarda (altura de la capa de mescla a 1200 m, gradients verticals de temperatura semblants). Mostra una capa condicionalment inestable, en contrast amb altres models, que creen una clara capa d'inversió, semblant al WRF (en especial HIRLAM, però també ECMWF i ECHAM4). Això es pot relacionar amb el comportament del flux de massa dels esquemes de parametrització dels cúmulus.

A causa de la gran dispersió en els resultats mostrats per LE04, queda clar que els esquemes de parametrització afecten en gran manera la representació de l'estructura de la capa límit. En aquest sentit, el desenvolupament dels núvols també es veu influït pels esquemes de parametrització. A més a més, els resultats de MESO-NH indiquen que Kain-Fritsch mostra un bon rendiment pel que fa a les característiques de la capa límit. A la secció següent, posarem més èmfasi en la representació dels núvols al WRF.

3.3 Propietats dels núvols

A part de l'anàlisi dels perfils termodinàmics, podem aprofundir en les propietats dels cúmulus soms al LES i al WRF. A la secció anterior, hem introduït el rerafons teòric per tal d'analitzar els núvols. Comencem amb l'anàlisi addicional de les condicions per als cúmulus soms esmentades a la secció anterior, per tal d'analitzar les propietats dels núvols que podem extreure del comportament teòric. Després, comparem aquesta teoria amb les propietats reals dels núvols que podem extreure dels resultats del model.

Una condició necessària per a la formació dels cúmulus soms és que el nivell de condensació per ascens hauria de ser per sota de l'altura de la capa límit (condició (a)); si les condicions d'humitat són tals que les bombolles d'aire se saturen abans que llur ascensió estigui limitada per una inversió damunt del núvol, els núvols es podrien desenvolupar. La Figura 4 mostra la base i el cim del núvol del LES i del WRF, així com l'altura de la capa límit calculada pel WRF. Assumim que l'altura de la capa límit per als dos models té valors comparables durant la primera hora del matí. Tal com hem dit abans, la base del núvol i el LCL tenen altures equivalents. Si apliquem la condició LCL$<Z_i$, els núvols es podrien formar potencialment al voltant de les 10:30 LT per a un LCL a uns 900 m per al LES i al voltant de les 11 LT amb un LCL a uns 1000 m per al WRF. Per a corroborar aquests resultats s'ha realitzat una simulació de model de capa de mescla (Tennekes, 1973), basat en la teoria de la bombolla simple i utilitza la mateixa condició LCL$<Z_i$ per tal d'identificar l'inici de la formació del núvol. A més, es fan servir els mateixos forçaments de superfície que els mostrats a la Figura 2. Si ens basem en aquests resultats, la formació del núvols començaria al voltant de les 11:30 LT a una altura de 920 m. La considerable semblança entre aquests resultats indica que, basant-nos en condicions típiques per a les condicions dels cúmulus soms, podria esperar que llur formació comencés al voltant de les 10 - 11 LT.

D'altra banda, ens centrem en l'evolució diària de la profunditat del núvol. Observem que la base i el cim del núvol del LES mostrats a la Figura 4, els va calcular el model mateix, mentre que la base i el cim del núvol del WRF es basen en l'anàlisi termodinàmica mostrada a la subsecció anterior. Cal destacar que en el cas del LES, els resultats de la determinació de l'altura de la base i el cim del núvol entre l'anàlisi mitjançant el mètode de la bombolla i els resultats del model s'assemblen molt. Si ens concentrem en primer lloc en els resultats del WRF, podem veure que els núvols no comencen a formar-se fins al voltant de les 13 LT. La diferència entre l'hora d'aparició pronosticada per la condició LCL$<Z_i$ podria ser una conseqüència de la idea que aquesta condició no pot pronosticar l'hora de l'aparició, o només pot fer-ho en part, o bé d'un funcionament ineficaç del model mateix o de l'esquema de parametrització.

Tanmateix, aquesta condició es compleix clarament en el cas del LES; l'aparició pronosticada de núvols a les 10:30 LT es compara bé amb l'hora del començament de la formació de núvols del model mateix, al voltant de les 10 LT (veure Figura 4). Per tant, concloem que la representació de núvols al WRF només pot ser causada per càlculs poc realistes del model mateix.

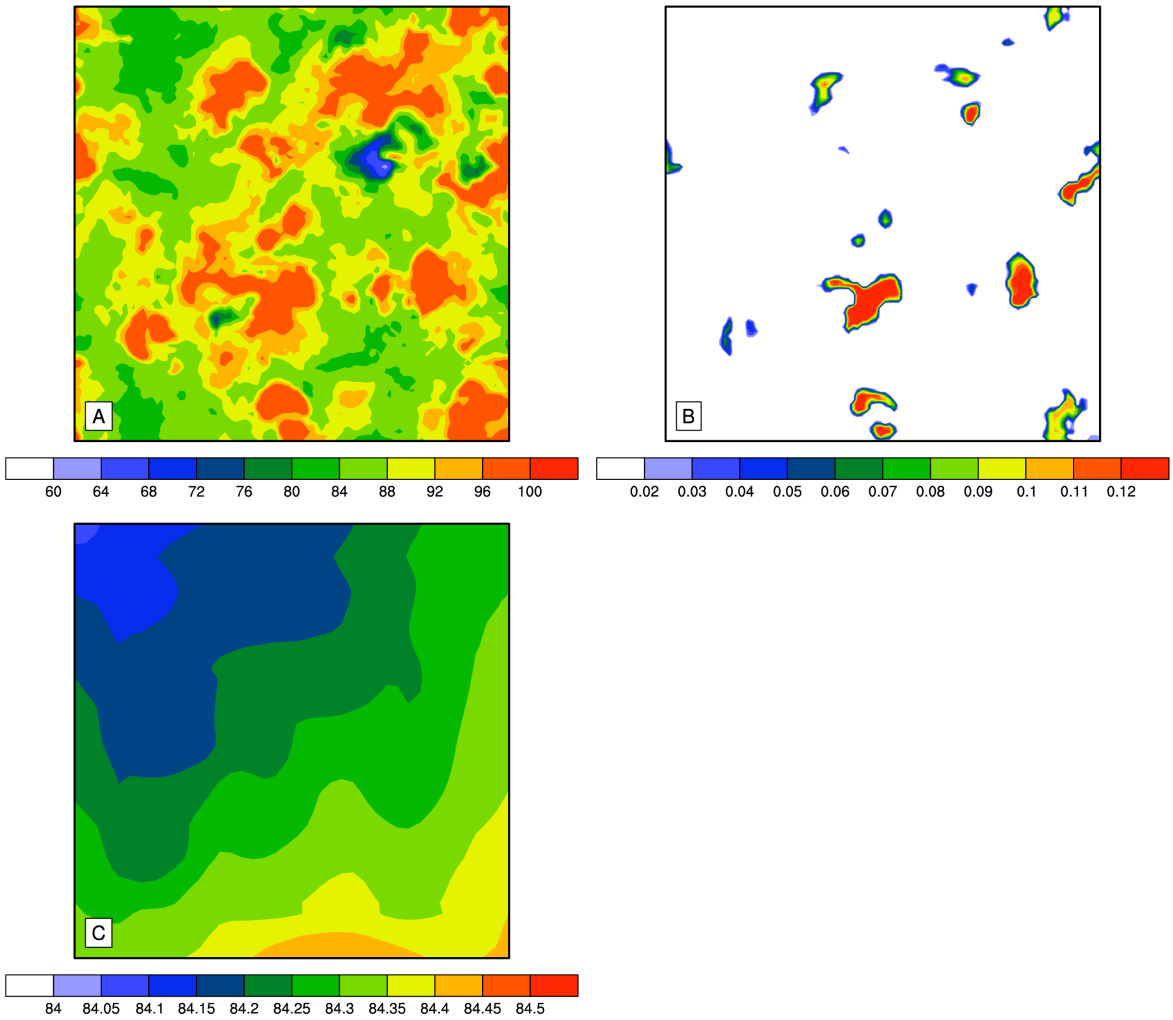

Figura 5. Perfil transversal horitzontal de la humitat relativa (%) a les 14 LT pel LES (A) i pel WRF (C) a prop de l'altura de LCL (aproximadament 1060 m, veure Figura 3). El perfil transversal de l'aigua líquida de núvol (g kg^{-1}) per al LES també es troba al gràfic (B). Per als detalls veure el text. Observem que les àrees mostrades en aquesta figura tenen diferents limitacions: A i B és el domini del LES (6.4 x 6.4 km^2) i C representa el tercer domini del WRF (41 x 41 km^2).

Si ens concentrem en la profunditat dels núvols del LES -recordem que és un resultat del model- veiem que els núvols comencen a les 10 LT i creixen ràpidament durant el matí, assolint una profunditat màxima a les 12 LT d'uns 2 km. Tal com hem dit breument a l'anàlisi dels perfils termodinàmics, aquest resultat de la profunditat dels núvols del model LES s'assembla molt a la profunditat dels núvols que podíem esperar dels perfils adiabàtics a la Figura 3.

La majoria dels Models de Columna Única de LE04 van donar com a resultat que la condensació dels núvols comencés al voltant de les 10 LT, fet que és comparable al resultat del model LES; tanmateix, els resultats estan molt dispersos en l'aparició i quantitat de núvols, depenent de l'esquema dels núvols i els càlculs de la convecció i la turbulència (LE04). MESO-NH (amb el CPS de Kain-Fritsch) mostra una fracció de núvols molt realista, fluctuant de 20 a 60% durant el dia, però amb massa poca aigua líquida de núvol comparat amb el LES. Això es torna a correspondre amb el comportament del flux de massa, que és massa actiu a l'hora de transportar calor i humitat des de la capa per sota dels núvols a la capa de núvols (veure Secció 3.5).

Resumint, podem observar que el LES (i per tant, les observacions), el model de capa mesclada i la majoria de SCM mostren que la condició LCL$<Z_i$ es compleix durant el 21 de juny de 1997. L'anàlisi de l'anàlisi termodinàmica afegeix evidències de l'aparició i el desenvolupament vertical d'aquests núvols. Basant-nos en aquesta anàlisi, també esperem que el WRF representi una capa de núvols, encara que s'espera que es desenvolupi més tard durant el dia i que sigui més soma comparada amb el LES.

Hem obtingut un forçament de la superfície comparable (a), una estructura raonable de la capa límit, analitzada

Taula 2. L'hora pronosticada de l'aparició dels núvols (LT), segons els diferents mètodes discutits en aquest estudi. Per als detalls, veure el text.

Model	Mètode de la bombolla	LCL$<Z_i$	Model - aigua líquida de núvol
LES	10 LT	10:30 LT	10 LT
WRF	13 LT	11 LT	Mai

pel mètode de la bombolla (b) i característiques realistes dels núvols derivades de la teoria (c) del WRF comparat amb el LES. A banda d'això, es planteja la pregunta de si el WRF reprodueix els cúmulus soms pel que fa a la formació d'aigua líquida de núvol. En aquest sentit, els resultats del model WRF contrasten amb els resultats descrits a les seccions a-c. Com a resum, la Taula 2 ofereix l'aparició de núvols pronosticada segons el mètode de la bombolla (Secció 3.2), la condició LCL$<Z_i$ (Secció 3.3) i els resultats del model pel que fa a la formació d'aigua líquida de núvol. Queda clar que en el cas del LES, els resultats coincideixen, però no en el cas del WRF. El WRF no calcula l'aigua líquida de núvol enlloc durant el dia, cosa que indica que les condicions per a la condensació del vapor d'aigua no es compleixen. És difícil trobar una explicació per a aquest resultat, perquè no queda clar si està causat pel fet que els perfils termodinàmics facilitats per al WRF no compleixen amb les condicions per a la formació de núvols reals, o si el WRF no pot representar els cúmulus soms sobre terra, fins i tot per condicions termodinàmiques que corresponguin a una capa límit típica de cúmulus soms. D'altra banda, l'anàlisi anterior ha mostrat la formació d'una capa de núvols al WRF, que no està representada pel model en si.

La diferència de representació de cúmulus soms al LES i al WRF es pot explicar per les diferències en les resolucions i les hipòtesis físiques. A causa de la diferència a les escales de malla entre el LES i el WRF, el LES pot tractar la convecció del cúmulus com un procés explícit a dins d'un element de malla. No té esquema de núvol, ja que calcula l'aigua líquida del núvol directament a partir de la temperatura i la humitat. En el cas d'un model mesoescalar com el WRF, amb grans escales de malla, cap de les malles assoleix la saturació, perquè els cúmulus soms són un efecte de submalla, que no pot provocar que un element de malla més gran es condensi. Per tal de seguir investigant sobre aquesta qüestió, la Figura 5 mostra la secció transversal horitzontal de la humitat relativa al LCL calculat.

A primer cop d'ull, hom pot veure que el valor mitjà és comparable, al voltant de 89% per al LES i de 84% per al WRF. Tanmateix, tal com es veu a la figura, la variació horitzontal és molt més gran al LES que al WRF. La humitat relativa fluctua entre 62% i 100% a dins del domini, mentre que és gairebé constant al WRF al voltant de 84.2%. Tal com hem esmentat abans, el LES resol els moviments turbulents de gran escala. D'aquesta manera, pot representar els moviments verticals induïts pels corrents tèrmics. En conseqüència, algunes cel·les de malla poden representar un corrent tèrmic i per tant produiran una gran humitat relativa. En cas d'una humitat relativa de 100%, es produeix condensació i es formarà aigua líquida de núvol, fet que podem veure a la Figura 5. D'altra banda, l'escala de malla del WRF no permet que es calculin directament els corrents tèrmics de petita escala; en contrast amb el LES, la turbulència és parametritzada. Per això i a causa de les condicions de superfície homogènia, hi ha molt poca diferència entre els valors de la humitat relativa entre les diferents cel·les de malla.

Els resultats de SCM a LE04 ofereixen més proves de l'efecte de les diferents parametritzacions físiques en el càlcul de la humitat relativa. Observem que els resultats de SCM a LE04 mostren una gran dispersió en cas de màxima humitat relativa; els seus valors s'estimen al voltant de 90 - 98% a les 11:30 LT i 85 - 100% a les 15:30 LT.

Els resultats abans descrits indiquen que el WRF pot representar convecció de cúmulus soms pel que fa als fluxos turbulents de superfície, a l'estructura de la capa límit i a les propietats del núvol. D'altra banda, la representació microfísica dels cúmulus soms al WRF és pobra, a causa de l'escala de submalla d'aquest fenomen.

3.4 Parametrització convectiva

Tal com s'ha esmentat anteriorment, la convecció de cúmulus soms és un efecte de l'escala de submalla i per tant requereix una parametrització per tal de descriure aquest procés als models mesoescalars. A la secció anterior, hem esmentat que els esquemes de parametrització de cúmulus desenvolupats per Kain i Fritsch (KF) i Grell (Grell) han mostrat el millor rendiment amb models d'alta resolució. En aquest estudi, hem comparat els dos esquemes. Per tal de completar la comparació, hem realitzat una simulació addicional sense cap CPS. En aquesta simulació (anomenada "explícita"), la formació de núvols no està parametritzada sinó calculada directament pel model.

La Figura 6 mostra els perfils termodinàmics verticals de les simulacions del WRF amb un esquema de parametrització (Kain-Fritsch i Grell) i els calculats explícitament. S'observa que els perfils mostren estructures comparables a les 11 LT i a les 14 LT. Només a les 17 LT, la inversió és molt més acusada a la simulació explícita i per a Grell, tant per a la temperatura com per a la humitat, comparada amb la simulació amb Kain-Fritsch. La temperatura augmenta ràpidament de 308 K a 311 K a 1700 fins a 1800 m. En aquests perfils, l'altura de la capa límit es caracteritza per una capa de núvols prima a uns 1800 m, refredada de manera radiativa al cim. L'esquema de Grell suggereix que els perfils

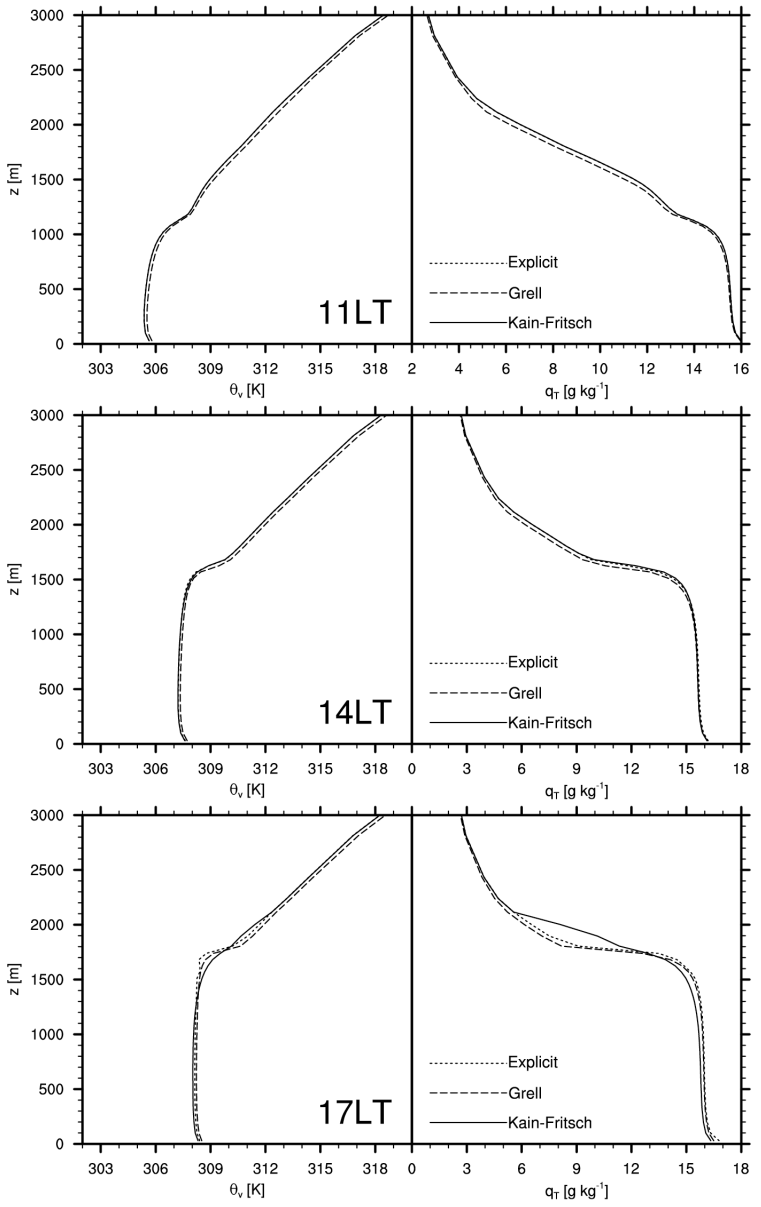

Figura 6. Semblant a la Figura 3, però en aquesta figura apareixen els perfils verticals de la simulació del WRF amb l'esquema de parametrització de Kain-Fritsch (contínua), l'esquema de parametrització de Grell (discontínua) i sense esquema de parametrització explícit (puntejada). Observem que no s'hi inclouen ni els resultats del LES ni les adiabàtiques.

de la temperatura i la humitat del WRF poden provocar potencialment la formació de núvols estratiformes, a causa de la magnitud de la inversió. En canvi, KF mostra perfils que poden facilitar la formació de cúmulus soms, però finalment no presenta cap senyal de núvol, tal com hem descrit amb detall a la subsecció anterior. Sembla que les condicions per a la formació de núvols es compleixen, però, depenent dels paràmetres a dins de l'esquema dels cúmulus, l'esquema mostra un tipus diferent de núvol o bé facilita la formació de cúmulus soms, però tot i així acaba sense condensació, perquè no es compleixen algunes condicions extres a dins de l'esquema dels cúmulus humilis. Aparentment, Grell afavoreix la condensació a tot el domini, mentre que Kain-Fritsch afavoreix el transport vertical però no provoca la formació d'aigua líquida de núvols. D'alguna manera, això es pot relacionar amb les troballes de Liang et al. (2004), que van descobrir que l'esquema de Grell respon sobretot als moviments verticals de gran escala, mentre que Kain-Fritsch està influït pel forçament proper a la superfície, com en aquest cas.

Basant-nos en aquests resultats hem decidit concentrar-nos en l'esquema KF, perquè, encara que no s'hi formen

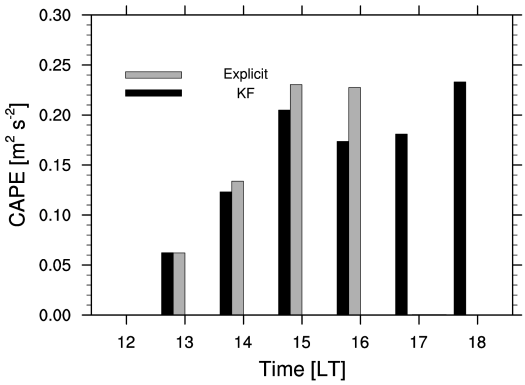

Figura 7. Evolució temporal de l'energia convectiva potencial disponible (CAPE) per a la simulació del WRF amb l'esquema de parametrització de Kain-Fritsch (negre) i la simulació sense esquema de parametrització (gris).

núvols, mostra el comportament més realista pel que fa a la representació dinàmica de la capa límit. Observem que els models de columna única a LE04 també mostren núvols de capa límit estratiformes (HIRLAM) o una gran sobreestimació d'aigua líquida de núvol (ECMWF, ARPEGE, ECHAM4), així doncs, sembla que es tracta d'una qüestió anteriorment descrita. Aparentment, la retroalimentació entre la formació de núvols i la microfísica depèn fortament de la formulació exacta dels esquemes de parametrització. Per a totes les simulacions, hem utilitzat l'esquema microfísic de Kessler (Kessler, 1969). El fet de tractar la microfísica explícitament no feia millorar els resultats.

S'espera que l'evolució de la CAPE d'una capa de cúmulus humilis mostri lentes fluctuacions en el temps perquè és un fenomen estable que comença al matí, creix lentament durant la tarda i desapareix així que els fluxos de superfície disminueixen per aportar una entrada d'energia a la capa límit. Neggers et al. (2004) mostren l'evolució de la CAPE de la simulació del LES. Tot i que la definició de la CAPE és lleugerament diferent, es pot utilitzar l'evolució diària com a referència per comparar-la amb els nostres resultats mostrats a la Figura 7. La CAPE mostra un augment gradual al matí i a la tarda, assolint un màxim a les 18 LT i disminuint ràpidament fins a zero en una hora. Per tant, queda clar que la simulació de KF mostra la correspondència més gran amb els cúmulus humilis típics pel que fa a l'evolució temporal de la força de la capa de núvols.

Per tal d'estendre aquesta anàlisi, podem comparar la CAPE de la simulació amb i sense un esquema de parametrització. En aquest sentit, la Figura 7 mostra l'evolució temporal de CAPE de les capes de núvols per a les dues simulacions. Aquesta figura mostra que els valors de la CAPE de la simulació de KF són relativament constants en el temps, augmentant de 0.05 a 0.2 m^2 s^{-2} de les 13 LT a les 15 LT i després es manté constant al voltant de 0.2 m^2 s^{-2}. Segons la simulació explícita, la CAPE augmenta fortament durant la tarda de 0.05 a 0.25 m^2 s^{-2} i baixa fins a zero després de les 16 LT.

Com que KF és l'esquema que millor reprodueix la convecció dels cúmulus humilis, decidim seguir analitzant el seu rendiment. Tal com hem dit a la Secció 2, el KF CPS té una funció d'activació per representar els moviments verticals de gran escala. En els nostres experiments numèrics aquesta funció d'activació no té cap influència. Aparentment, un augment extra de la temperatura no té cap efecte en el tipus de convecció (profunda o soma) per sota de les condicions generals. Probablement, pot influir l'ordre de magnitud de la convecció; perquè si l'excés de la temperatura de la bombolla és més gran, la seva flotabilitat també és més gran, i per tant els núvols potencials podrien créixer verticalment. Això contradiu un treball anterior de Kain i Fritsch (1992) i Jacob i Siebesma (2003), que argumentaven clarament que la funció d'activació és una part essencial de l'esquema de la convecció; possiblement, això només sigui vàlid per a conveccions profundes més adverses. LE04 destaca que en aquest cas la funció d'activació no té importància perquè la convecció soma sobre terra és governada pel forçament de superfície, no pel forçament de gran escala, representat per una funció d'activació.

Abans que s'activi la parametrització de convecció a KF, s'han de complir diverses condicions (Kain, 2004). Hem classificat totes les capes de font de corrent d'aire ascendent (USL, segons les sigles angleses) segons aquestes condicions. En primer lloc, l'altura del cim del núvol no hauria de ser un nivell vertical del model per sobre de l'altura del LCL. D'aquesta manera, els núvols que són massa prims seran eliminats en tractaments futurs. Durant el procés de càlcul, al voltant de 80% de tots els USL són rebutjats per entrar a la rutina de convecció, perquè aquesta condició no s'ha complert. Aparentment, els LCL calculats per l'esquema, que es basen en una relació empírica amb la temperatura del punt de rosada, estan clarament sobreestimats, en comparació amb els resultats obtinguts per l'anàlisi termodinàmica en aquest estudi. Hem trobat que l'altura mínima del LCL, calculada per Kain-Fritsch és d'uns 1300 m durant el dia, mentre que el LES i el WRF mostren unes altures mínimes del LCL al voltant de 900 m (veure Figura 5). La raó segueix sense quedar clara: és difícil comparar les dues altures del LCL, ja que estan basades en diferents càlculs; el nostre càlcul del LCL es basa en diferents valors de superfície, mentre que a KF per a cada nivell vertical candidat per a la capa de font de corrent d'aire ascendent es calcula el LCL. Es rebutja un altre 6% de possibles capes de font de corrent d'aire ascendent perquè el cim del núvol es troba a l'interior de la capa límit. Finalment, només el 13% de totes les capes de font de corrent d'aire ascendent que han començat els primers càlculs es queden en aquest estadi.

Al segon estadi, l'esquema de parametrització del cúmulus identifica la possibilitat de convecció profunda o soma. Aquesta selecció depèn de les següents condicions: si l'esquema escull convecció profunda o soma, està determinat per la profunditat de la capa de núvols (veure més amunt)

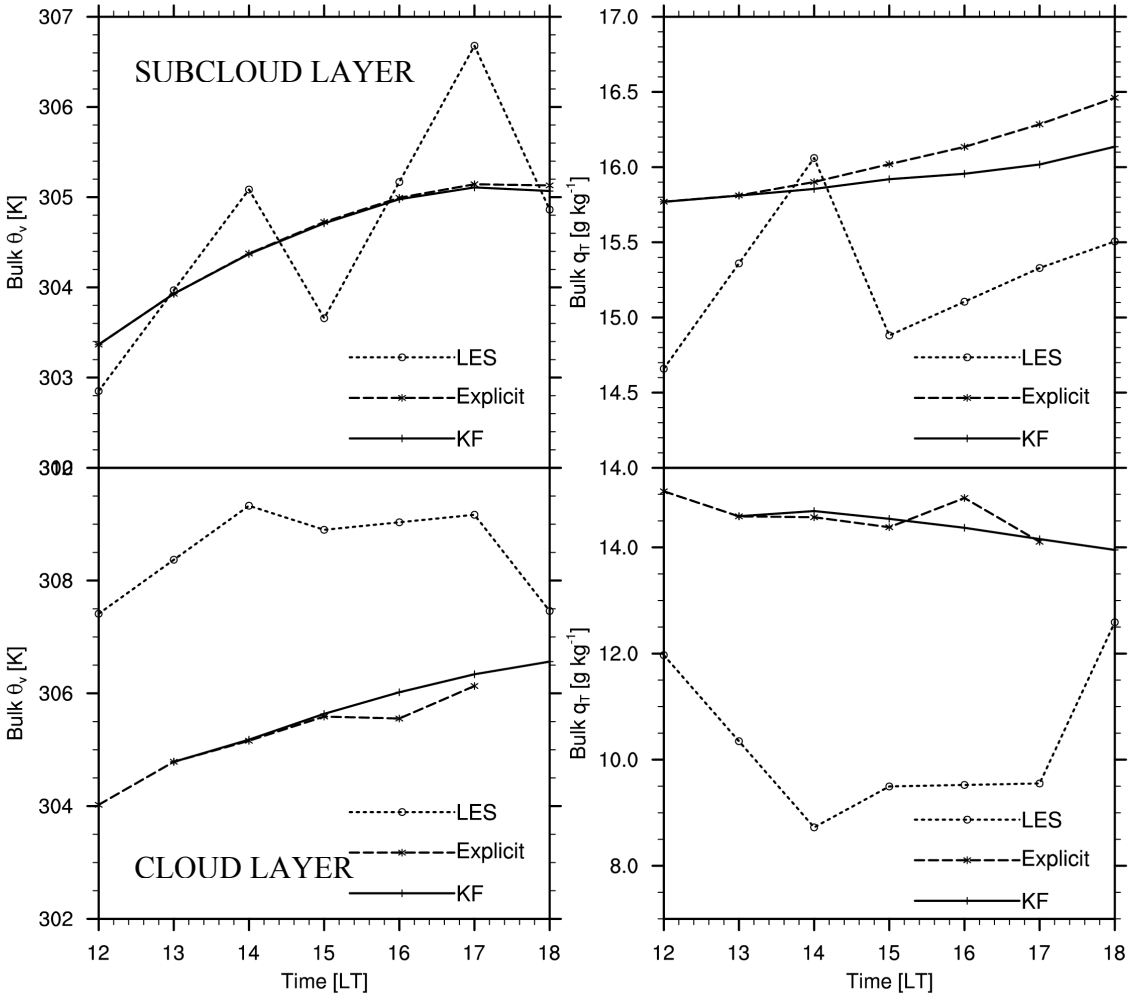

Figura 8. Evolució temporal d'una mitjana de capa de la temperatura potencial virtual (a dalt) i la humitat específica total (a sota) de la capa per sota dels núvols i de la capa de núvols, del WRF amb càlculs explícits de cúmulus (contínua) i incloent l'esquema de parametrització del cúmulus de KF (discontínua). Els valors són mitjanes del domini més petit.

i la quantitat d'energia de flotabilitat disponible. Totes les capes de font de corrent d'aire ascendent queden rebutjades per convecció profunda, perquè la profunditat dels núvols no sobrepassa mai els 2 km, fet que està d'acord amb els resultats del LES i del WRF a la Figura 5. En conseqüència, els USL restants s'utilitzen com entrades en l'esquema dels cúmulus soms de KF. Els resultats mostren que el primer USL de Kain-Fritsch es troba al voltant de les 13:50 LT. Això està d'acord, i resulta esperançador, amb els resultats de l'anàlisi dels perfils termodinàmics, en els quals hem determinat el començament de la formació de núvols al WRF al voltant de les 13 LT (veure Figures 4 i 5). A més, els càlculs de Kain-Fritsch es basen en la identificació de diferents nivells; sospitem que un augment de la resolució vertical en el model podria millorar la determinació d'aquests nivells. Certament, definint dues vegades la quantitat de nivells verticals a la capa límit, observem que els primers USL es van trobar més d'una hora abans (12:40 LT), fet que es correspon millor amb els resultats de l'anàlisi del mètode de la bombolla.

També podem analitzar el comportament de l'esquema estudiant la representació del comportament dinàmic dels cúmulus soms. En aquest sentit, sabem que els cúmulus humilis augmenten el transport vertical de calor i humitat des de la capa per sota dels núvols a l'interior de la capa de núvols. aquestes capes es deriven de l'anàlisi del mètode de la bombolla dels perfils mitjans mostrats anteriorment i definits com la capa per sota i per sobre del LCL (veure Figura 4). En teoria, l'esquema de parametrització hauria de poder representar l'augment de transport a escala de submalla. Per tal d'estudiar aquesta qüestió, definim els valors verticalment mitjanats de temperatura i humitat de la capa per sota dels núvols i de la capa de núvols. Des d'una perspectiva teòrica, els cúmulus soms transporten calor i humitat des de la capa de subnúvols fins a la capa de núvols, cosa que augmenta l'energia disponible per a la formació de núvols (LE04). La

Figura 8 mostra les mitjanes de capa per a ambdues capes, representades per la simulació del WRF amb l'esquema Kain-Fritsch i sense l'esquema de parametrització. Els resultats del LES s'utilitzen com a referència, perquè han mostrat que es corresponien amb l'estructura típica de la capa límit de cúmulus soms. Veiem que la temperatura potencial virtual de la capa per sota dels núvols augmenta durant el dia de 303 K a més de 305 K i la humitat específica total de la capa per sota dels núvols augmenta de 15.75 g kg^{-1} a gairebé 16.5 g kg^{-1} a la simulació explícita i a 16.15 g kg^{-1} a la simulació amb Kain-Fritsch. La temperatura de la capa per sota dels núvols és lleugerament inferior (màxim 0.1 K) i la humitat específica més alta (0.4 g kg^{-1}) en el cas de la simulació amb Kain-Fritsch en comparació amb la simulació sense un esquema de parametrització. Observem que la temperatura i la humitat de la simulació del LES fluctuen molt en el temps. Especialment en el cas de la temperatura, no queda clar si la capa per sota dels núvols està més calenta o més freda per al LES comparada amb el WRF. La temperatura i la humitat de la capa de núvols també mostren una evolució diürna. La temperatura augmenta al llarg del dia de 304 a 306.5 K i la humitat baixa de 15 g kg^{-1} a 14 g kg^{-1}. Les diferències entre les simulacions de la capa de núvols són menys importants però en aquest cas també podem veure que la capa de núvols està clarament més calenta (màxim 0.5 K) i sobretot humida (màxim 0.2 g kg^{-1}; excepte a les 16 LT), segons la simulació amb Kain-Fritsch, que es correspon amb el transport vertical, tal com hem dit abans. Encara que les diferències són relativament petites, poden ser prou importants per augmentar la formació de núvols a escala de submalla. Els resultats del LES mostren una capa de núvols amb característiques diferents de les del WRF, perquè aquesta capa és molt més profunda en aquest model.

4 Conclusions

Aquesta recerca ha estudiat com la convecció soma que ocorre sobre terra està representada pel model mesoescalar WRF. El cas s'ha basat en una idealització de les observacions preses a l'*Atmospheric Radiation Measurement site* (emplaçament de Mesures de Radiació Atmosfèrica) a Oklahoma, EEUU, el 21 de juny de 1997 caracteritzat per la presència de cúmulus soms conduïts pel forçament de superfície amb una forta variació diürna. Els resultats del WRF s'han avaluat amb les simulacions explícites de grans remolins utilitzant un forçament de superfície molt semblant. L'anàlisi s'ha centrat en l'estructura termodinàmica de la capa límit i en les propietats dels núvols. A més, els resultats s'han comparat amb estudis anteriors basats en models de columna única. D'altra banda, estudiem la dependència dels cúmulus humilis amb la variabilitat de les propietats de la superfície definint columnes úniques múltiples al WRF. Els perfils verticals recomanats representen les precondicions ideals per a la convecció soma.

Al WRF, els fluxos turbulents en la superfície es calculen assumint un acoblament entre la terra i l'atmosfera. En aquest sentit, hem modificat diferents paràmetres de superfície per tal d'aconseguir una evolució del flux diürn semblant a la recomanada pel LES.

Els resultats indiquen que el WRF pot representar relativament bé l'estructura de la capa límit. En especial, els perfils de la temperatura i la humitat de la capa de mescla concorden satisfactòriament amb els resultats del LES. L'anàlisi s'ha estès per tal d'estudiar els perfils verticals de temperatura del LES i del WRF utilitzant el mètode de la bombolla a fi de determinar l'estabilitat atmosfèrica a diferents regions de la capa límit i les propietats dels núvols. A partir d'això, hem conclòs que: (a) al WRF la inversió és més forta que la inversió simulada pel LES, reduint el potencial per tal que les bombolles creixin per sobre d'aquesta inversió; (b) el gradient vertical de temperatura condicionalment inestable entre 2 i 3 km d'altura, que és una condició necessària per als cúmulus soms, és present al LES i absent al WRF; (c) els núvols comencen a formar-se al matí per al LES i al matí o a primera hora de la tarda al WRF, depenent de la condició, i assoleixen una profunditat màxima de 2.5 km per al LES i 1 km per al WRF.

Pel que fa a la formació d'aigua líquida de núvol, hem trobat que, en contrast amb el LES, el WRF no en produeix. Per tant, cal destacar que les diferències trobades a l'evolució de la capa límit segons el LES i el WRF a l'anàlisi amb el mètode de la bombolla també es poden correspondre amb la incapacitat del WRF per formar aigua líquida de núvol.

Els cúmulus humilis es caracteritzen per escales de longitud més petites que les típiques longituds de malla. En conseqüència, la seva representació requereix l'ús de la parametrització de la dinàmica i la física dels núvols. En el nostre cas, hem estudiat el paper de la parametrització convectiva en representar la convecció dels cúmulus humilis. En aquest sentit, hem mostrat que és necessari l'ús d'un esquema de representació de cúmulus. La parametrització de la convecció soma augmenta el transport vertical de calor i humitat de la capa per sota dels núvols a la capa de núvols. En el nostre estudi, hem utilitzat i comparat dos esquemes de parametrització de cúmulus, Kain-Fritsch i Grell, amb els resultats d'una simulació "explícita". Els resultats d'aquesta comparació mostren que Kain-Fritsch representa millor l'estructura vertical de la capa límit que Grell i la simulació explícita pel que fa a la representació de l'augment de transport vertical. D'altra banda, Grell i la simulació explícita afavoreixen la formació d'aigua líquida de núvol que porta a l'aparició d'una inversió molt marcada -que no es correspon amb les condicions típiques de la convecció soma. En altres paraules, utilitzant Grell o les opcions físiques explícites el model tendeix a tenir un pitjor rendiment. Les anàlisis de sensibilitat van assenyalar el fort acoblament entre les parametritzacions dels cúmulus i les microfísiques i la dificultat de representar les principals propietats dels cúmulus humilis pel que fa al transport convectiu i el contingut d'aigua líquida a causa de la forta variabilitat espacial a dins de la malla.

Referències

Bolton, D., 1980: *The computation of equivalent potential temperature*, Mon Wea Rev, **108**, 1046–1053.

Braun, S. A. i Tao, W. K., 2000: *Sensitivity of high-resolution simulations of hurricane Bob (1991) to planetary boundary layer parameterizations*, Mon Wea Rev, **128**, 3941–3961.

Brown, A. R., Cederwall, R. T., Chlond, A., Duynkerke, P. G., Golaz, J. C., Khairoutdinov, M., Lewellen, D. C., Lock, A. P., MacVean, M. K., Moeng, C. H., Neggers, R. A. J., Siebesma, A. P., i Stevens, B., 2002: *Large-eddy simulation of the diurnal cycle of shallow cumulus convection over land*, Quart J Roy Meteor Soc, **128**, 1075–1094.

Buzzi, A., Fantini, M., Malguzzi, P., i Nerozzi, F., 1994: *Validation of a limited area model in cases of mediterranean cyclogenesis: surface fields and precipitation scores*, Meteor Atm Phys, **53**, 137–153.

Callado, A. i Pascual, R., 2005: *Diagnosis and modelling of a summer convective storm over Mediterranean Pyrenees*, Adv Geosci, **2**, 273–277.

de Rooy, W. C. i Siebesma, A. P., 2008: *A simple parameterization for detrainment in shallow cumulus*, Mon Wea Rev, **136**, 560–576.

Ek, M. B. i Holtslag, A. A. M., 2004: *Influence of soil moisture on boundary layer cloud development*, J Hydrometeor, **5**, 86–99.

Fritsch, J. M. i Chappell, C., 1980: *Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: convective parameterization*, J Atmos Sci, **37**, 1722–1733.

Gochis, D. J., Shuttleworth, W. J., i Yang, Z. L., 2002: *Sensitivity of the modeled North American monsoon regional climate to convective parameterization*, Mon Wea Rev, **130**, 1282–1298.

Grell, G. A., 1993: *Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations*, Mon Wea Rev, **121**, 764–787.

Grell, G. A. i Devenyi, D., 2002: *A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques*, Geoph Res Letters, **29**, 38–1–4.

Grell, G. A., Dudhia, J., i Stauffer, D. R., 1995: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5), NCAR Technical Note, NCAR/TN-398 + STR, 138 p.

Hahmann, A. N., Rostkier-Edelstein, D., Warner, T. T., Liu, Y., Vandenberghe, F., i Swerdlin, S. P., 2008: *Toward a climate downscaling for the Eastern Mediterranean at high-resolution*, Adv Geosci, **12**, 159–164.

Hong, S. Y. i Pan, H. L., 1996: *Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model*, Mon Wea Rev, **124**, 2322–2339.

Jacob, C. i Siebesma, A. P., 2003: *A new subcloud model for mass-flux convection schemes: influence on triggering, updraft properties and model climate*, Mon Wea Rev, **131**, 2765–2778.

Janjić, 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.

Jimenez-Guerrero, P., Jorba, O., Baldasano, J. M., i Gasso, S., 2008: *The use of a modelling system as a tool for air quality management: Annual high-resolution simulations and evaluation*, Sci Tot Env, **390**, 323–340.

Kain, J. S., 2004: *The Kain-Fritsch convective parameterization: an update*, J Appl Meteor, **43**, 170–181.

Kain, J. S. i Fritsch, J. M., 1990: *A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization*, J Atmos Sci, **47**, 2784–2802.

Kain, J. S. i Fritsch, J. M., 1992: *The role of convective "trigger function" in numerical forecasts of mesoscale convective systems*, Meteor Atmos Phys, **49**, 93–106.

Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation, Meteorological Monograph vol. 32, American Meteorological Society, 84 p.

Kuo, Y. H., Reed, R. J., i Liu, Y., 1996: *The ERICA IOP 5 storm. Part III: mesoscale cyclogenesis and precipitation parameterization*, Mon Wea Rev, **124**, 1409–1434.

Kuo, Y. H., Bresch, J. F., Cheng, M. D., Kain, J. S., Parsons, D. B., Tao, W. K., i Zhang, D. L., 1997: *Summary of a mini workshop on cumulus parameterization for mesoscale models*, Bull Amer Meteor Soc, **78 (3)**.

Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Héreil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E., i Vilà-Guerau de Arellano, J., 1997: *The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: adiabatic formulation and control simulations*, Ann Geoph, **90**, 90–109.

Lenderink, G., Siebesma, A. P., Cheneit, S., Ihrons, S., Jones, C. G., Marquet, P., Muller, F., Olmera, D., Calvo, J., Sánchez, E., i Soares, P. M. M., 2004: *The diurnal cycle of shallow cumulus clouds over land: a single-column model intercomparison study*, Quart J Roy Meteorol Soc, **130**, 3339–3364.

Liang, X. Z., Li, L., Dai, A., i Kunkel, K. E., 2004: *Regional climate model simulation of summer precipitation diurnal cycle over the United States*, Geoph Res Letters, **31**, L24 208.1–L24 208.4.

Moeng, C., 2006: *Towards real-world applications of large-eddy simulations*, Eos Trans AGU, **87 (52)**, Abstract H53F–01.

Neggers, R. A. J., Siebesma, A. P., Lenderink, G., i Holtslag, A. A. M., 2004: *An evaluation of mass flux closures for diurnal cycles of shallow cumulus*, Mon Wea Rev, **132**, 2525–2538.

Neggers, R. A. J., Neelin, J. D., i Stevens, B., 2007: *Impact Mechanisms of Shallow Cumulus Convection on Tropical Climate Dynamics*, J Climate, **20**, 2623–2642.

Petch, J. C., Brown, A. R., i Gray, M. E. B., 2002: *The impact of horizontal resolution on the simulations of convective development over land*, Quart J Roy Meteor Soc, **128**, 2031–2044.

Sánchez, E. i Cuxart, J., 2004: *A buoyancy-based mixing-length proposal for cloudy boundary layers*, Quart J Roy Meteor Soc, **130**, 3385–3404.

Siebesma, A. P., Bretherton, C. S., Brown, A., Chlond, A., Cuxart, J., Duynkerke, P. G., Jiang, H., Khairoutdinov, M., Lewellen, D., Moeng, C. H., Sánchez, E., Stevens, B., i Stevens, D. E., 2003: *A large eddy simulation intercomparison study of shallow cumulus convection*, J Atmos Sci, **60**, 1201–1219.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W., i Powers, J. G., 2005: A description of the advanced research WRF version 2, NCAR Technical Note, NCAR/TN-468+STR, 88 p.

Steeneveld, G. J., Mauritsen, T., Bruijn, E. I. F., Vilà-Guerau de Arellano, J., Svensson, G., i Holtslag, A. A. M., 2008: *Evaluation of limited-area models for the representation of the diurnal cycle and contrasting nights in CASES-99*, J Appl Meteor Climatol, **47**, 869–887.

Stull, R., 1988: An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer Academic Publishers, 680 p.

Stull, R., 2000: Meteorology for scientists and engineers, Brooks/Cole, 502 p.

Tennekes, H., 1973: *A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer*, J Atmos Sci, **30**, 558–567.

Tiedtke, M., 1989: *A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models*, Mon Wea Rev, **117**, 1779–1800.

Tudurí, E. i Ramis, C., 1997: *The environments of significant convective events in the Western Mediterranean*, Wea Forecasting, **12**, 294–306.

van Heerwaarden, C. C. i Vilà-Guerau de Arellano, J., 2008: *Relative humidity as an indicator for cloud formation over heterogeneous land surfaces*, J Atmos Sci, **65**, 3263–3277.

Vilà-Guerau de Arellano, J., 2007: *Role of nocturnal turbulence and advection in the formation of shallow cumulus over land*, Quart J Roy Meteorol Soc, **133**, 1615–1627.

Wang, W. i Seaman, N. L., 1997: *A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model*, Mon Wea Rev, **125**, 252–278.

Zhong, S., In, H., i Clements, C., 2007: *Impact of turbulence, land surface, and radiation parameterizations on simulated boundary layer properties in a coastal environment*, J Geophys Res, **112**, D13 110.1–D13 110.14.

Zhu, P. i Albrecht, B., 2002: *A theoretical and observational analysis on the formation of fair-weather cumuli*, J Atmos Sci, **59**, 1983–2005.

Zhu, P. i Bretherton, C. S., 2004: *A simulation study of shallow moist convection and its impact on the atmospheric boundary layer*, Mon Wea Rev, **132**, 2391–2409.