

INICIACIÓN DE UN SISTEMA CONVECTIVO SOBRE LAS SIERRAS DE CÓRDOBA Y SENSIBILIDAD A MODIFICACIONES EN EL PERFIL OROGRÁFICO

Henrique Fuchs Bueno Repinaldo^{1,2}, Matilde Nicolini^{1,2,3}, Yanina García Skabar^{2,4,5}

¹ Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), CONICET-UBA, Buenos Aires, Argentina.

² UMI IFAECI/CNRS, Buenos Aires, Argentina.

³ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

⁴ Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires, Argentina.

⁵ CONICET, Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 30 de diciembre de 2015, en su versión final el 27 de mayo de 2016)

RESUMEN

En la tarde del 29 de octubre del 2013 se desarrolló un sistema convectivo sobre las Sierras de Córdoba que afectó la región con intensas ráfagas de viento, abundante lluvia y caída de granizo. El objetivo de este trabajo es el análisis de la simulación en alta resolución con el modelo WRF de la iniciación de este sistema y la sensibilidad de la misma a las condiciones de borde inferior impuestas por una orografía modificada en distintos experimentos numéricos. En este caso en particular la tormenta se desarrolló en un entorno caracterizado por la presencia de bajas presiones inmediatamente al este de la Cordillera de los Andes, de la corriente en chorro en capas bajas, y por convergencia de humedad sobre Córdoba. La iniciación del sistema en el experimento con orografía real fue favorecida principalmente por la circulación de brisa de montaña que en su fase diurna contribuyó a transportar la humedad hasta la cumbre de las Sierras y a producir la convergencia necesaria para posibilitar los ascensos hasta el nivel de convección libre (NCL). La presencia de ondas de gravedad orográficas y su interacción con ondas generadas por la misma convección, también tienen un importante papel en el desarrollo de la convección profunda. Los experimentos de sensibilidad mostraron que la iniciación orogénica es muy sensible a la cantidad de humedad que llega a la cumbre, a la intensidad de las convergencias producidas por la brisa y al espesor de la capa comprendida entre superficie y el NCL.

Palabras clave: iniciación convectiva orogénica, brisas de montaña, ondas orográficas, WRF.

CONVECTIVE STORM INITIATION OVER THE SIERRAS DE CÓRDOBA AND SENSITIVITY TO CHANGES IN THE OROGRAPHIC PROFILE

ABSTRACT

In this paper we present a high resolution analysis, using the WRF model, of a convective system initiation which has developed over the Sierras de Córdoba on

the afternoon of October 29, 2013. It affected the region with strong wind gusts, heavy rain and hail fall. In this particular case, the storm was developed in an environment characterized by the presence of low pressure near the Cordillera and the low level jet, and moisture convergence over Córdoba. The system initiation was mainly favoured by the presence of mountain breezes, which in its diurnal phase helped to bring moisture up to the top of the Sierras, and to produce the necessary convergence for the updrafts to reach the LFC. The presence of mountain waves and their interaction with waves generated by the convection itself, also have an important role in the development of deep convection. The sensitivity experiments showed that the orogenic initiation is very sensitive to the amount of moisture reaching the top, to the intensity of the convergence produced by the breeze and to the thickness between the ground and the LFC.

Keywords: orogenic convective initiation, mountain breeze, mountain waves, WRF.

1. INTRODUCCIÓN

La identificación de los mecanismos de producción de la convección extrema cerca de las principales cadenas montañosas del mundo es un paso esencial hacia una comprensión general de la precipitación orográfica en una escala global. En especial en el Sudeste de Sudamérica (SESA) la influencia orográfica en el inicio de la convección y el mantenimiento de los sistemas convectivos de mesoescala (SCM) está determinada por la presencia de la Cordillera de los Andes. La mayoría de los sistemas convectivos más intensos que se desplazan sobre la Cuenca del Plata, tienden a dispararse a sotavento de la Cordillera de los Andes, principalmente al pie de la Cordillera o sobre las Sierras de Córdoba (Velasco y Fritsch, 1987; Conforte, 1997; Torres, 2003; Salio y otros, 2007; Romatschke y Houze 2010; Rasmussen y Houze, 2011; Vidal, 2014). Con posterioridad a la iniciación, la convección frecuentemente evoluciona en SCMs que se propagan hacia el este, similares a los observados en las grandes planicies de los EE.UU., y pueden producir tornados, actividad eléctrica, granizo dañino e inundaciones (Altinger de Schwarzkopf y otros, 1982; Velasco y Fritsch, 1987; Nicolini y Torres Brizuela, 1998; Silva Dias, 1999; Matsudo y Salio, 2011; Mezher y otros, 2012; Cecil y Blankenship 2012; Rasmussen y otros, 2014).

Diversas investigaciones han identificado que la

corriente en chorro en capas bajas de Sudamérica (SALLJ, Nicolini y otros, 2006) tiene un importante rol en la convección nocturna sobre el centro y el norte de Argentina (Nicolini y Saulo, 2006; Salio y Nicolini, 2006; Salio y otros, 2007; Borque y otros, 2010). La región de Córdoba, en particular, se encuentra directamente en la trayectoria del SALLJ, que provee el aporte de aire cálido y húmedo hacia el sur a lo largo del borde de los Andes, y además está también favorecida por un ciclo diario del viento en capas bajas, que produce convergencia sobre la cumbre durante la tarde y en el pie de las sierras durante la noche (Nicolini y García Skabar, 2011; Repinaldo y otros, 2015). Vidal (2014) encontró, mediante la composición de numerosos casos, que el entorno previo a los sistemas que se inician alrededor de las 1800 UTC en esta región, está condicionado por: inestabilidad importante con un CAPE superior a 700 J kg^{-1} ; la presencia de un frente frío ingresando sobre el sur de las Sierras de Córdoba; una vaguada de onda larga en niveles medios y altos, asociada a la zona baroclínica en superficie; una intensa corriente en chorro en niveles altos; circulaciones locales; intenso SALLJ con importante advección de aire muy húmedo y caliente; oscilación inercial con el viento ageostrófico paralelo a las Sierras. Estos antecedentes evidencian que las Sierras de Córdoba representan una región favorable para el desarrollo de la convección húmeda profunda, sin embargo, los mecanismos en la mesoescala que favorecen y/o disparan las tormentas convectivas

en esta región han sido muy poco estudiados y en particular aquellos asociados a la orografía.

Entre los mecanismos orográficos de disparo o de control de la convección profunda se encuentran el ascenso forzado en la pendiente a barlovento, el bloqueo del flujo, la formación de áreas de convergencia en el flujo orográficamente modificado, el calentamiento diferencial y las ondas de montaña. Respecto a este último proceso, Booker (1963) encontró que la actividad de ondas de montaña puede disparar ecos de tormenta inmediatamente a sotavento de una barrera montañosa en la fase de descenso de la onda. Estas ondas pueden también estar presentes por encima de la convección (Sinha, 1966; Worthington, 2006). De la Torre y otros (2011) estudiaron eventos de tormentas graniceras severas que se inician en la zona de San Rafael en presencia de ondas de montaña a sotavento de la Cordillera de los Andes. Dado que estos autores se refieren a un proceso local cabe preguntarse si dichas ondas pueden producir algún efecto a distancias más alejadas de las altas cumbres como es el caso de las Sierras de Córdoba. En particular, si los ascensos en las ondas de gravedad asociadas a la orografía o a la convección misma tiene algún rol en la iniciación de la convección profunda o bien puede afectarla en su desarrollo.

Para avanzar en la comprensión de los procesos que favorecen la iniciación de las tormentas convectivas asociadas a la orografía, en este trabajo se simula en alta resolución un intenso sistema convectivo que se desarrolló el día 29 de octubre del 2013 sobre las Sierras de Córdoba y afectó la región con intensas ráfagas de viento, abundante lluvia y caída de granizo. Según reportes del periódico local "La Mañana" de la ciudad de Córdoba (disponible en: http://www.lmcordoba.com.ar/nota/145663_fuerte-tormenta-de-granizo-causo-varios-inconvenientes-en-la-ciudad) el granizo produjo roturas de vidrios en casas y automóviles y graves daños a tejados, árboles y plantas.

El objetivo de este trabajo es poder identificar a partir de la simulación en alta resolución cuáles son los factores en la mesoescala que contribuyeron a la iniciación convectiva sobre las Sierras de Córdoba, y la sensibilidad de estos factores a la modificación del perfil orográfico.

El presente trabajo está organizado de la siguiente manera: en la sección 2 se realiza una descripción de la metodología con énfasis en la configuración del modelo. En la sección 3 se presenta una breve descripción sinóptica del caso estudiado seguido de un análisis de los factores dominantes en la mesoescala que fuerzan el sistema en el experimento control y en los diferentes experimentos de sensibilidad. Finalmente en la sección 4 las principales conclusiones son presentadas.

2. METODOLOGÍA

En este trabajo se utilizó el modelo de mesoescala WRF-ARW en la versión 3.3.1 (Skamarock y otros, 2008), que ha sido utilizado en simulaciones en alta resolución de tormentas convectivas en investigaciones realizadas en la región SESA (Dillon y otros, 2013, Matsudo y otros, 2015). Las simulaciones fueron inicializadas a las 0000 UTC del día 29 de octubre de 2013 con una duración de 24 horas. Las condiciones iniciales y de bordes están dadas por los análisis del modelo operativo Global Forecast System (GFS), con una resolución horizontal de los datos de 0.5° , disponibles cada 6 horas. Se utilizaron 42 niveles en la vertical de los cuales 10 están por debajo de los 1000 m a fin de lograr una mejor representación de la capa límite, y el borde superior está situado a 20 km de altura. Las simulaciones fueron realizadas utilizando 2 dominios anidados interactivos (figura 1) con resolución de 8 y 2 km, respectivamente. Si bien Weisman y otros (1997) encuentran que una resolución horizontal de 4 km en una simulación de una línea de inestabilidad en latitudes medias es suficiente para reproducir tanto la estructura como la evolución del sistema, Bryan y otros (2003) en su análisis de la resolución horizontal apropiada

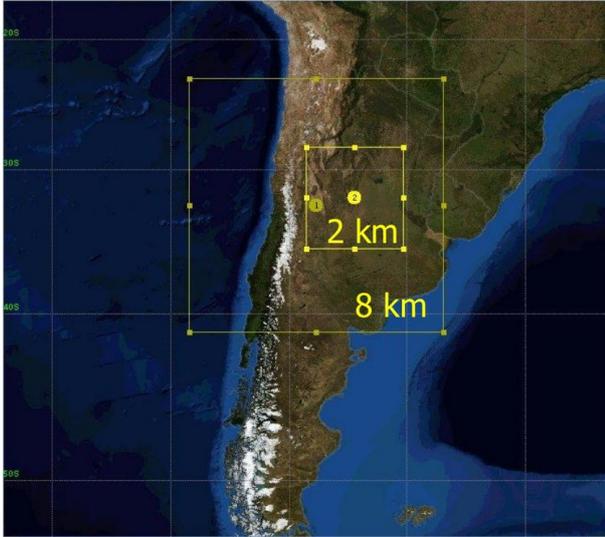


Figura 1: Configuración del modelo: Dominio del modelo con resolución de 8 km (1) y 2 km (2).

para la simulación de la convección profunda, encuentran diferencias hasta una resolución de 125 m. Debido a restricciones computacionales no ha sido posible llegar a una resolución mayor a 2 km.

En ambos dominios los procesos de convección fueron resueltos de forma explícita. Existe un consenso en la necesidad de parametrizar la convección en las escalas intermedias (del orden de 12 km), y de la mejor representación que se obtiene al resolver la convección explícitamente en menores escalas (inferiores a 4 km). Sin embargo, no existe un límite definido en la resolución horizontal a partir de la cual resulte necesaria o no la inclusión de parametrizaciones de la convección (Molinari y Dudek, 1992; Warner y Hsu, 2000). Por ese motivo, se realizó un experimento en la simulación control, activando la parametrización de la convección en el dominio de 8 km utilizando el esquema de Kain-Fritsch (Kain, 2004). Dillon y otros (2015) obtuvieron una mejor representación de otro sistema convectivo al utilizar esta parametrización en la misma región. El resultado del experimento realizado en el presente trabajo, mostró que el tiempo de la iniciación de la convección no se modificó significativamente.

Parametrizaciones	Esquemas
Microfísica	Milbrandt 2-mom
Capa Límite	Mellor-Yamada-Janjic
Suelo	NOAH
Onda Larga	RRTM
Onda Corta	Dudhia
Capa de Superficie	ETA similarity
Convección	Explicito

Tabla I: Parametrizaciones físicas utilizadas en las simulaciones.

Por otro lado no se observaron mejoras en la representación de la intensidad del sistema convectivo estudiado.

Con la finalidad de tener una microfísica robusta que incluyera el granizo, se utilizó en este experimento el esquema de dos momentos y 7 especies de hidrometeoros (Milbrandt y Yau, 2005). En cuanto al control de la generación de ondas de gravedad espurias en el borde superior, se utilizó una capa de amortiguación implícita de ondas de gravedad en los 5 km superiores del dominio del modelo (Klemp et al., 2008). Estas condiciones de borde superior permiten explorar el posible efecto de las ondas de gravedad en la iniciación de la convección. Las demás parametrizaciones físicas utilizadas en los experimentos están descritas en la tabla I.

Las modificaciones a la orografía real (corrida de control) en los experimentos de sensibilidad del modelo se realizaron para alturas mayores a 500 m, utilizando un factor de reducción o de amplificación f según lo especificado en la Tabla II. En la figura 2 se muestra para una latitud determinada a modo de ejemplo cómo se modifica el perfil de la orografía.

Experimento	Área modificada	
E1	-	Corrida control – orografía real
E2		Reducción (f=0.9)
E3		Reducción (f=0.7)
E4	Sierras de Córdoba y San Luis	Reducción (f=0.6)
E5		Reducción (f=0.5)
E6		Amplificación (f=1.2)
E7	Cordillera	Reducción (f=0.8)

Tabla II: Modificaciones en la orografía para los experimentos de sensibilidad.

En este trabajo se estudia la convección que evoluciona a una nube convectiva profunda precipitante. Se conviene en definir en la simulación la iniciación de la convección al tiempo en el cual la nube convectiva finaliza la etapa de pulsos de crecimiento y debilitamiento, se inicia la fase hielo y la convección persiste en su etapa de profundización. La etapa de madurez se define como el momento en el que el sistema convectivo alcanza la menor temperatura de brillo. Por último, el inicio de la etapa de disipación se hace coincidir con el decaimiento del área del sistema y el aumento de la temperatura de brillo. Este criterio ha sido utilizado en todos los experimentos numéricos.

3. CASO DE ESTUDIO - 29 DE OCTUBRE DE 2013

Durante el día del evento, la situación sinóptica estuvo dominada en capas bajas por la presencia de la Baja del Noroeste Argentino (BNOA; Seluchi y otros, 2003), y por la presencia de la corriente en chorro en capas bajas con intenso flujo del sector N-NE que se extiende sobre Paraguay y el centro/norte de Argentina, acompañado por la convergencia de humedad especialmente en la provincia de Córdoba. Características semejantes fueron encontradas por Vidal (2014) como pre-condicionantes para el

desarrollo de convección húmeda en la región de las Sierras de Córdoba, sin embargo la presencia de un frente frío en superficie, cercano a la región de iniciación del sistema, no es observado en este caso.

En niveles medios, las provincias de Córdoba y San Luis están bajo la influencia de un eje de cuña y el efecto de una leve advección cálida y de advección diferencial de vorticidad ciclónica, favoreciendo a los ascensos de escala sinóptica. La posición de la corriente en chorro de niveles altos, situada al norte de las provincias de Córdoba y San Luis no estaría favoreciendo a la convección en las horas de la tarde dado que estas localidades no se ubican en los cuadrantes caracterizados por divergencia en niveles altos (no mostrado).

Las primeras señales del sistema convectivo estudiado, son observadas en las imágenes satelitales (figura 3) a las 1740 UTC (hora local UTC-3), mediante la presencia de una línea en la nubosidad con temperaturas por encima del umbral de -32°C , sobre los topes de las Sierras de Córdoba. Según los datos del sistema FORTRACC (Vila y otros, 2008) el sistema se desplazó hacia el noreste alcanzando el umbral de -52°C a las 1930 UTC y alrededor de las 2140 UTC el sistema alcanzó su máxima

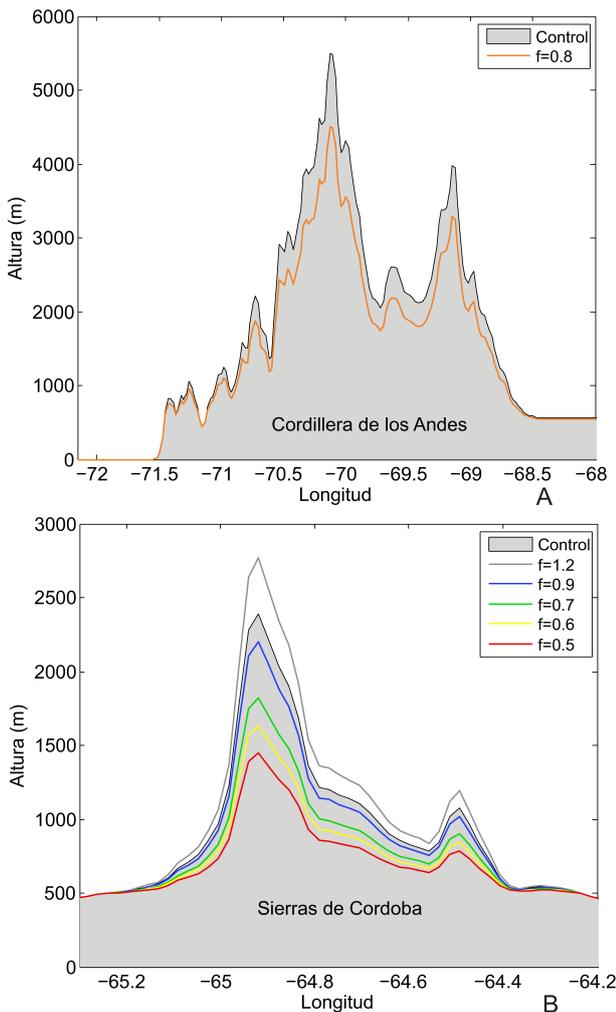


Figura 2: Modificaciones realizadas en el perfil orográfico de la Cordillera de los Andes (A) y las Sierras de Córdoba (B) para los experimentos de sensibilidad descritos en la tabla I. Se muestra a modo de ejemplo el perfil en 32°S.

extensión horizontal y temperatura de brillo más fría, indicando la fase madura del sistema. Al mismo tiempo, otro sistema convectivo de menor intensidad, iniciado al sur de las Sierras, sobre la provincia de San Luis, avanza hacia el este. Después de la fase madura, el sistema convectivo entró en la fase de disipación que persiste hasta las 0030 UTC del día 30 de Octubre, tiempo en el que el sistema alcanzó temperaturas más cálidas que -52°C . La duración total del sistema convectivo de acuerdo con el programa FORTRACC fue de 5 horas (entre las

1930 UTC del día 29 y las 0030 UTC del día 30) y alcanzó un área de 24000 Km^2 .

3.1. Simulación control

Además del aporte de la escala sinóptica previamente señalado, interesa identificar mediante simulaciones con el modelo de mesoescala WRF mecanismos en la mesoescala que favorezcan la iniciación de la convección. Todos los resultados del modelo mostrados y analizados en la sección 3 con excepción de la figura 10 (dominio de 8 Km de resolución) provienen de las simulaciones de 2 km de resolución horizontal.

Las figuras 3 y 4 muestran respectivamente la evolución de la temperatura de brillo de los sistemas observados y simulados en la corrida control. En las Sierras de Córdoba se disparan dos celdas tanto en el modelo como en las observaciones, pero el modelo tiene dificultad de reproducir la evolución de la celda ubicada más al norte. Ya en las Sierras de San Luis las observaciones muestran una débil convección que no alcanza -32°C sobre la cumbre, mientras que en la simulación en el mismo lugar se dispara un sistema más intenso que alcanza la temperatura de brillo de -60°C . En estas regiones las condiciones de inestabilidad y los ascensos de mesoescala son igualmente favorables a las encontradas en la región de génesis del sistema principal. Debido a que estas celdas no son las dominantes en las observaciones no las analizaremos en esta investigación.

Al sur de la provincia de Córdoba desde las 1744 UTC se observa en las imágenes satelitales (figura 3) otro sistema nuboso que se desplaza hacia el este. Este sistema aparentemente no tiene origen orogénica, ya que está en una región que está a una altura de no más que 100 m. Dado que la simulación no lo reprodujo no se ha analizado su evolución.

Comparando las temperaturas de brillo del sistema dominante en las observaciones en las figuras 3 y 4 es posible observar que el sistema

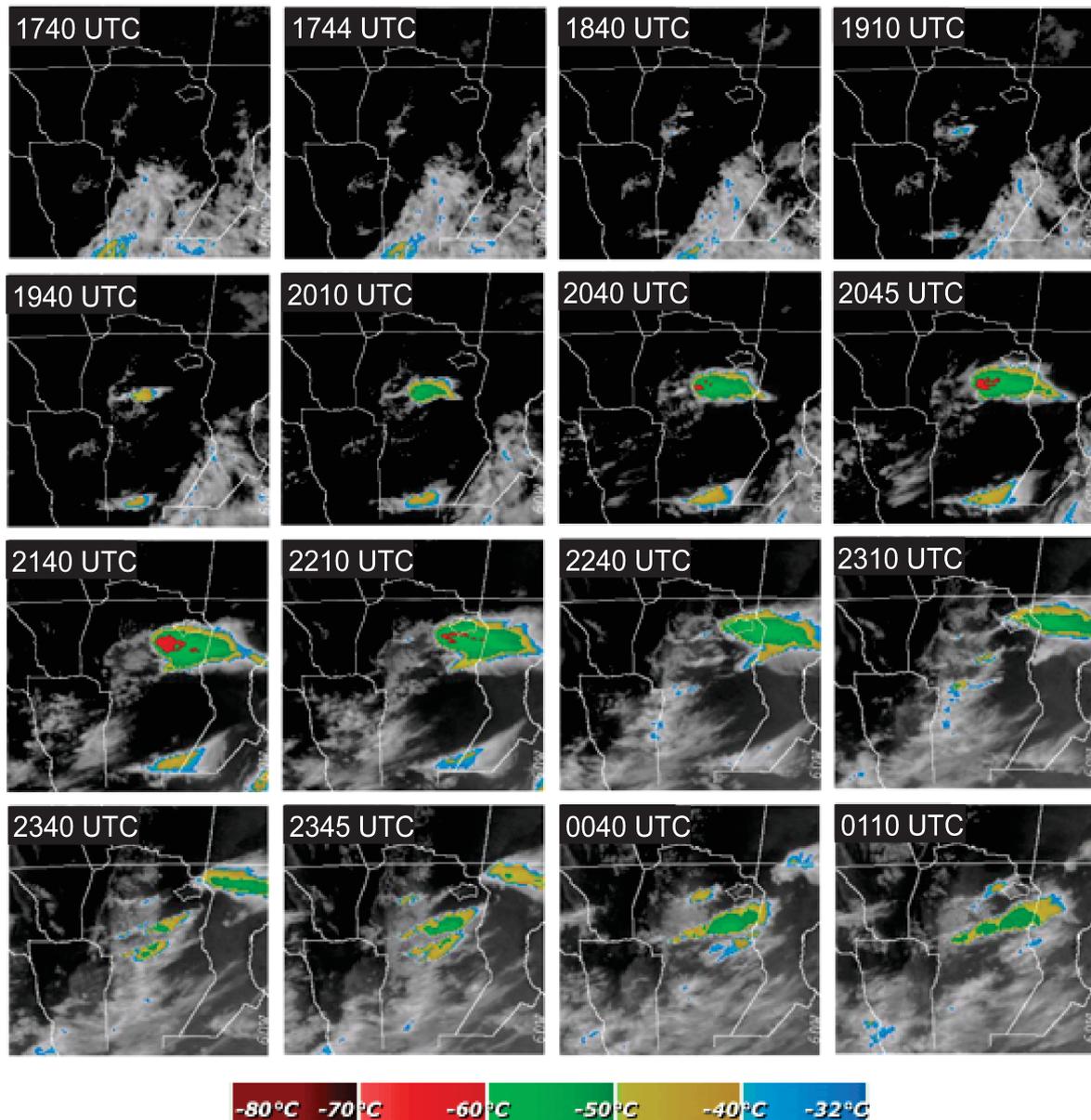


Figura 3: Secuencia de Imágenes satelitales Goes-13 (canal infrarrojo) de temperatura de toques nubosos (°C) del evento observado en el día 29 de octubre de 2013. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

convectivo simulado exhibe una estructura horizontal muy similar a la observada, del mismo modo que el valor de la temperatura de brillo simulada en la fase más intensa del sistema (figura 4). El sistema simulado también sigue una trayectoria semejante a la observada, propagándose hacia el noreste (figura 5).

Con respecto al ciclo de vida, una vez iniciado el sistema alcanza la temperatura de brillo de -32°C en la simulación a las 1830 UTC (figura 6), mientras que en las observaciones este estadio es alcanzado aproximadamente a las 1910 UTC (figura 3). Al alcanzar este umbral el sistema simulado evoluciona más rápido, mostrando la máxima intensidad (menor temperatura de

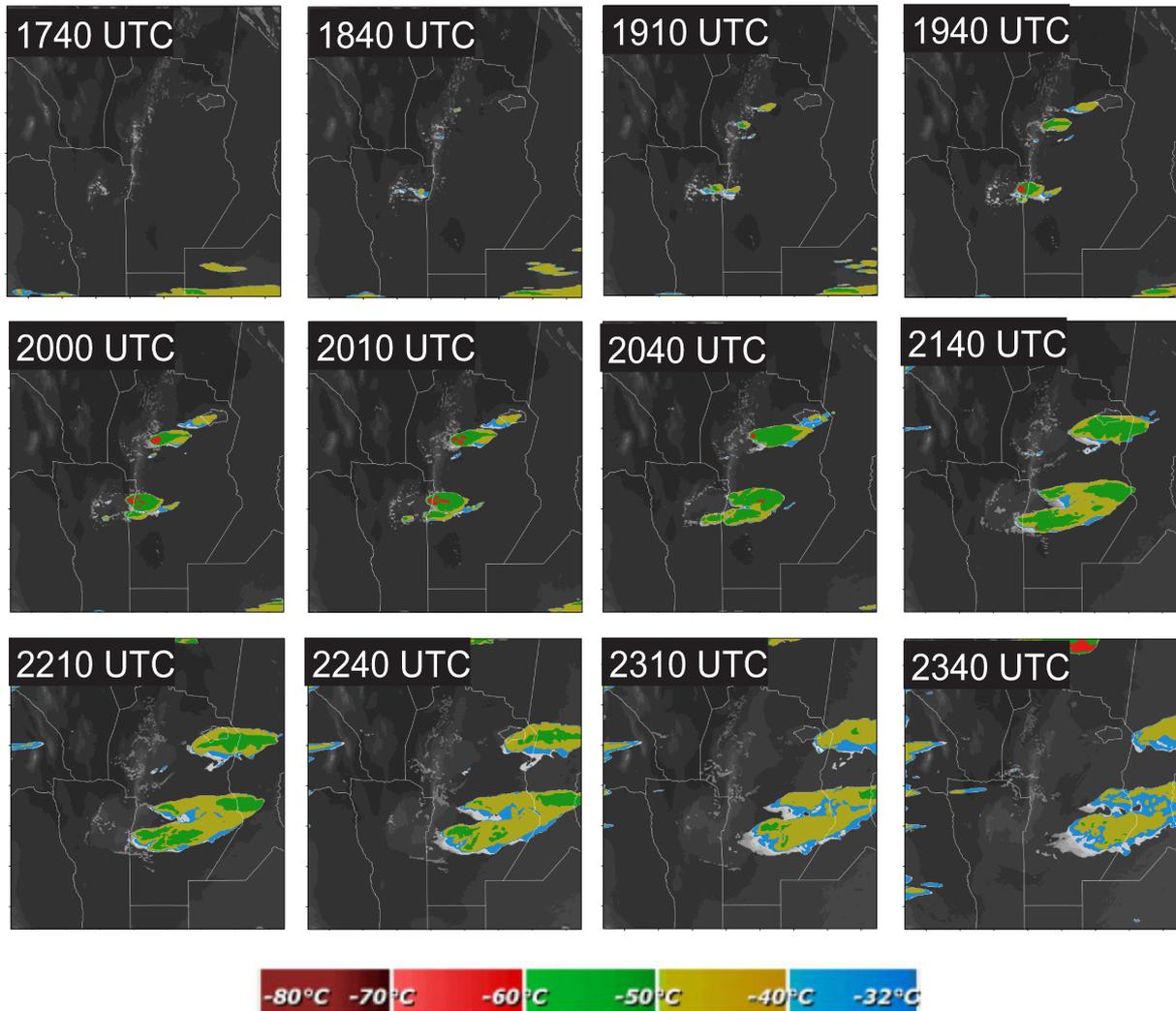


Figura 4: Campo de temperatura de brillo ($^{\circ}\text{C}$) simulada por el modelo con 2 km de resolución horizontal.

brillo) en los siguientes 90 minutos, mientras que en el caso observado este intervalo dura aproximadamente 150 minutos (figura 6).

Analizando las salidas del modelo (figura 7) y teniendo en cuenta que la iniciación del sistema convectivo, según los criterios de este trabajo, tuvo lugar a las 1730 UTC (tabla III), durante las horas previas a la génesis del sistema convectivo (1300 UTC) el flujo del NE en superficie al norte de las Sierras de Córdoba, advecta aire más inestable hacia el “gap” localizado entre la Cordillera y las Sierras.

A las 1500 UTC es posible observar sobre las pendientes este y oeste de las Sierras los vientos anabáticos, característicos de la fase diurna de las brisas de montaña en esta región (Repinaldo y otros, 2015), con el eje de convergencia alrededor de los 65°W . Como las Sierras son tridimensionales la existencia de una pendiente orientada en el sentido meridional también induce un sistema de brisas en esta dirección. Las circulaciones térmicamente inducidas también son observadas en la figura 8a a las 1630 UTC en los vientos anómalos respecto a la media diaria. Estas circulaciones producen sobre las Sierras de Córdoba una línea de convergencia anómala que es la principal responsable de la producción de

Corrida	Área modificada	F	Iniciación	Temp. de brillo	
				-32°C	-60°C
E1	-	1	1730	1850	1930
E2	Córdoba, SL	0.9	1710	1800	1850
E3	Córdoba, SL	0.7	1620	1740	-
E4	Córdoba, SL	0.6	1640	1730	-
E5	Córdoba, SL	0.5	*	*	*
E6	Córdoba, SL	1.2	1750	-	-
E7	Cordillera	0.8	1710	1740	1830

Tabla III: Tiempo en la simulación en que los sistemas alcanzan los umbrales de temperatura de brillo de -32°C y -60°C. (*) Indica que no hubo sistema convectivo, (-) indica que el sistema no alcanzó este umbral.

convergencia total (figura 8c) y en consecuencia de los ascensos en las horas previas a la iniciación de la convección. La componente media en este caso es divergente sobre las Sierras de Córdoba y por lo tanto no favorece la convección (figura 8b). El flujo de NE corriente arriba de las Sierras, al encontrar la pendiente es desviado a una posición más meridional (figuras 7 y 8c), lo que favorece la entrada de aire más inestable desde latitudes más bajas, hacia la región de génesis del sistema convectivo. Esto puede ser observado claramente a las 1700 UTC, donde se incrementan los valores del CAPE de la parcela de superficie que alcanzan entre 1200 y 1500 J Kg⁻¹ en el área donde se dispara la convección.

El corte vertical en 65°W (figura 9), corrobora la presencia del flujo del N alcanzando el tope de las Sierras de Córdoba y facilitando la llegada de aire más húmedo. Al mismo tiempo, las líneas de convergencia asociadas al encuentro de los vientos anabáticos de ambas pendientes (figuras 9a y 9b), posibilitan que el aire húmedo alcance el nivel de condensación por ascenso (NCA) y también el nivel de convección libre (NCL). La baja altura del NCA y del NCL es uno de los

factores que favorece que la convección se inicie sobre las cumbres de las Sierras. Como podemos ver en ambos cortes a las 1700 UTC, en las regiones donde se inician los sistemas convectivos en el sector norte de las Sierras, el NCL está por debajo de los 1000 m sobre el nivel del terreno, favorecido por el forzante orográfico. Además las alturas del NCL y el NCA coinciden, anulando una inhibición convectiva (CIN). El espesor entre superficie y el NCL es coincidente con el espesor de la capa convectiva representada en el campo de temperatura potencial en las figuras 9c y 9d.

La presencia de ondas originadas por la Cordillera de los Andes, a sotavento de la misma también tiene un rol en la iniciación de la convección profunda. En las horas de la mañana del día 29 (figura 10a), cuando todavía está establecida la brisa nocturna sobre las Sierras, se observa un tren de ondas estacionarias por encima de los 5 km de altura que se extiende desde la Cordillera alcanzando la longitud de las Sierras de Córdoba. Las ascendentes en las ondas de montaña de niveles medios y altos tienen una intensidad mayor que la asociada a las ondas sinópticas presentes (evidente al este

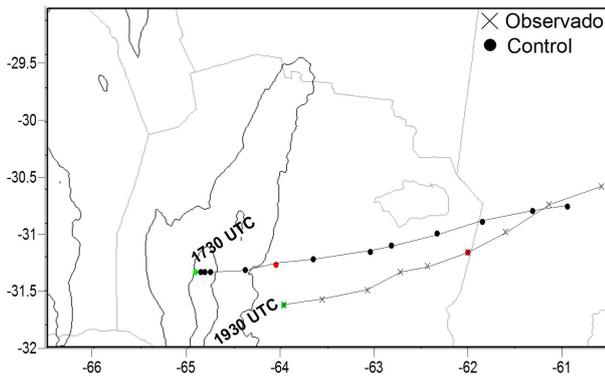


Figura 5: Trayectorias observadas (FORTRACC) y simuladas del sistema convectivo cada 30 minutos. Los puntos verdes corresponden a la hora de la iniciación de sistema y los puntos rojos indican la hora de máxima intensidad del sistema. Los puntos negros en la trayectoria simulada indican la posición de la centroide del contorno de $T_b = -32^\circ\text{C}$. El FORTRACC identifica la iniciación del sistema a partir de la temperatura de brillo inferior a -52°C . Los contornos negros indican la topografía de 500 y 1500 m.

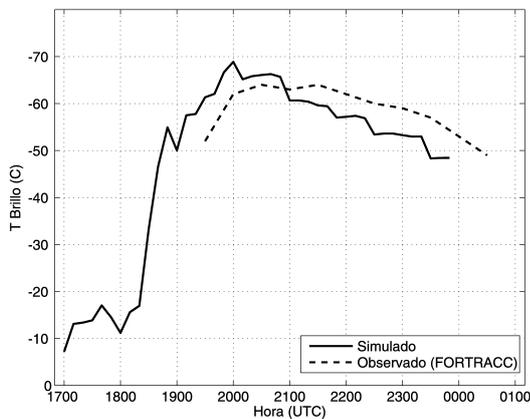


Figura 6: Evolución temporal de la temperatura de brillo observada (FORTRACC) y simulada por el modelo correspondiente al sistema convectivo de la figura 5.

de las Sierras en la figura 10a). Las imágenes satelitales (GOES) de vapor de agua del periodo

estudiado no muestran evidencias de nubosidad asociadas a ondas orográficas en la región de las Sierras de Córdoba. Esta ausencia de señal de presencia de ondas es coherente con los bajos valores de humedad relativa (inferiores a 50 %) encontrados en los niveles en los cuales las ondas son simuladas.

A medida que se establece la brisa diurna los ascensos sobre las Sierras permiten disparar la convección, que se manifiesta en la deformación del campo de humedad relativa, o sea, un incremento de los valores hasta los 5 km en la longitud 64.9°W (figura 10b). Sin embargo, esta convección se mantiene poco profunda (hasta los 4 km). Se observa una intensificación de las ondas al iniciarse la convección y una extensión a menores alturas. Una hipótesis es que la convección aun en su fase inicial genera ondas de gravedad que intensifican tanto la fase ascendente como la descendente de la onda orográfica. La fase de descensos de dichas ondas impide en esta etapa la penetración de la convección. A medida que los ascensos asociados a la brisa se intensifican y logran alcanzar la fase de ascensos de la onda orográfica, la convección profunda se libera y el sistema convectivo alcanza a superar los 4km como muestra la figura 10c correspondiente a las 1800 UTC. Todo el proceso desde el inicio de la convección “chata” hasta alcanzar la convección profunda no es rápido y en la simulación lleva aproximadamente 120 minutos. El efecto de la interacción de ondas orográficas con las disparadas por la convección y que se manifiesta en la gradual penetración de la convección principal reproduce un mecanismo similar al descrito por Scorer y Ludlam (1953). Estos autores visualizan la historia inicial de una nube convectiva como un tren de térmicas (o burbujas discretas de aire boyante) elevándose sucesivamente a través de un mismo canal, cada una alcanzando una mayor altura que la precedente antes de ser erosionada por su mezcla turbulenta con el entorno o por un mecanismo que inhibe su posterior ascenso. Cada burbuja erosionada resulta en un calentamiento y humedecimiento del volumen ocupado. Eventualmente la agregación de

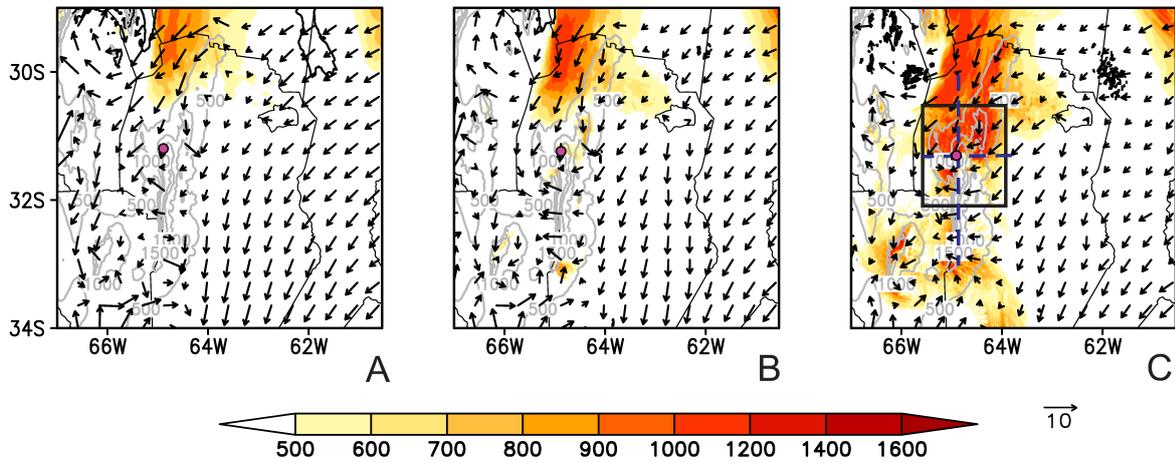


Figura 7: Simulación en el dominio de 2 km de resolución. Campos correspondientes al día 29 de Octubre de 2013 a las 1300 (A), 1500 (B) y 1700 UTC (C). Topografía (m, contornos grises), CIN (J Kg^{-1} , contornos negros de 250 J Kg^{-1}), CAPE (J Kg^{-1} , sombreado) y viento (ms^{-1} , vectores) a 10 m sobre el terreno. El punto magenta indica la posición aproximada de la iniciación del sistema, el cuadrado indica la región graficada en la figura 8 y las líneas discontinuas en azul representan la ubicación de los cortes verticales representados en la figura 9.

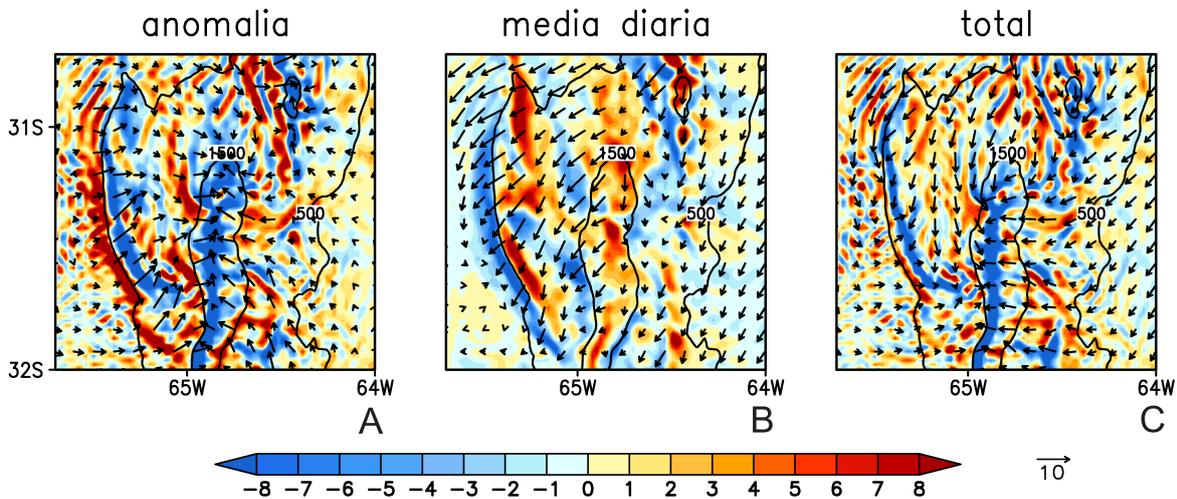


Figura 8: Simulación en el dominio de 2 km de resolución. Campos de divergencia (sombreado, $\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) y viento horizontal (vectores) en el primer nivel del modelo ($\text{sigma}=1.0$) correspondientes a las 1630 UTC del día 29 de octubre de 2013: (A) anomalía respecto a la media diaria, (B) media diaria y (C) total (media + anomalía). Topografía (500 m, 1500 m; contornos en negro).

térmicas ascendentes puede vencer el efecto estabilizador de la turbulencia o del mecanismo que frena el ascenso representado en este caso

por la fase descendente de la onda.

3.2. Sensibilidad a las modificaciones en

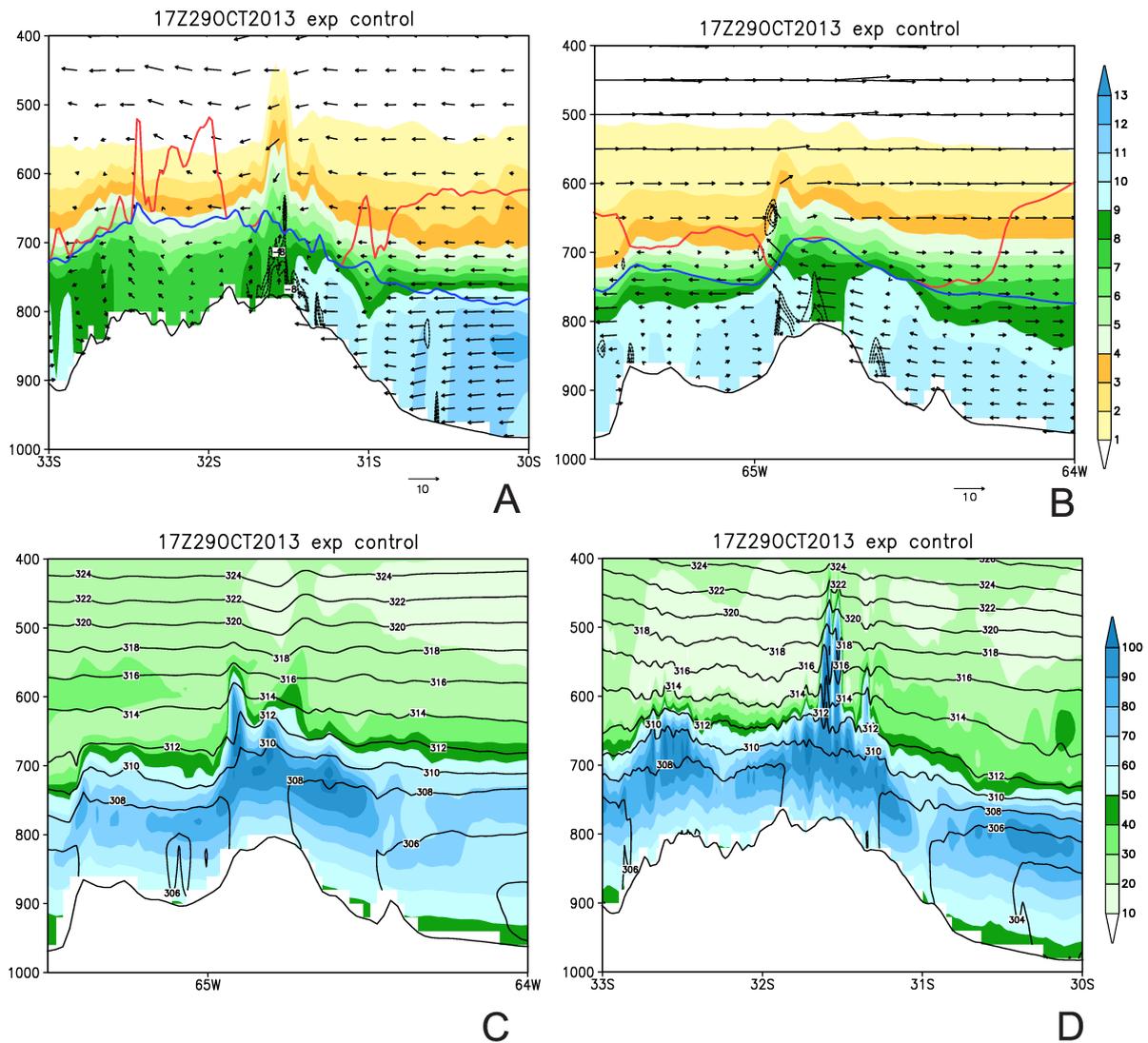


Figura 9: Simulación control con 2 km de resolución a las 1700 UTC del 29 de Octubre de 2013 entre 1000 y 400 hPa. (A) Corte vertical meridional de la relación de mezcla (g kg^{-1} , sombreado), convergencia total ($\times 10^{-4}$, contornos cada 2 a partir de $-8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) y vector componente meridional del viento (v,w). (B) Corte vertical zonal: ídem (A) con vectores de la componente zonal (u,w). (C) Corte vertical meridional de la humedad relativa (% , sombreado) y temperatura potencial (K, contornos). (D) Ídem (C) para el corte zonal. Las líneas en azul y rojo en las figuras (A) y (B) son respectivamente las alturas del NCA y del NCL en metros. Los cortes están indicados en la figura 7.

la orografía

Con el objetivo de evaluar cómo se modifican los factores que favorecieron el desarrollo de la convección sobre las Sierras de Córdoba, en el estudio de sensibilidad se modificó la orografía real en los experimentos numéricos de acuerdo a lo señalado en la tabla II. La tabla III muestra

que al reducir la altura de las Sierras hasta un factor de 0.6 el disparo de la convección ocurre, pero sólo cuando la reducción es mínima (E2) el sistema es comparable en intensidad a la corrida control, los otros no alcanzan el umbral de -60°C . En la corrida E5 donde la reducción es la más extrema, el sistema en ningún momento se

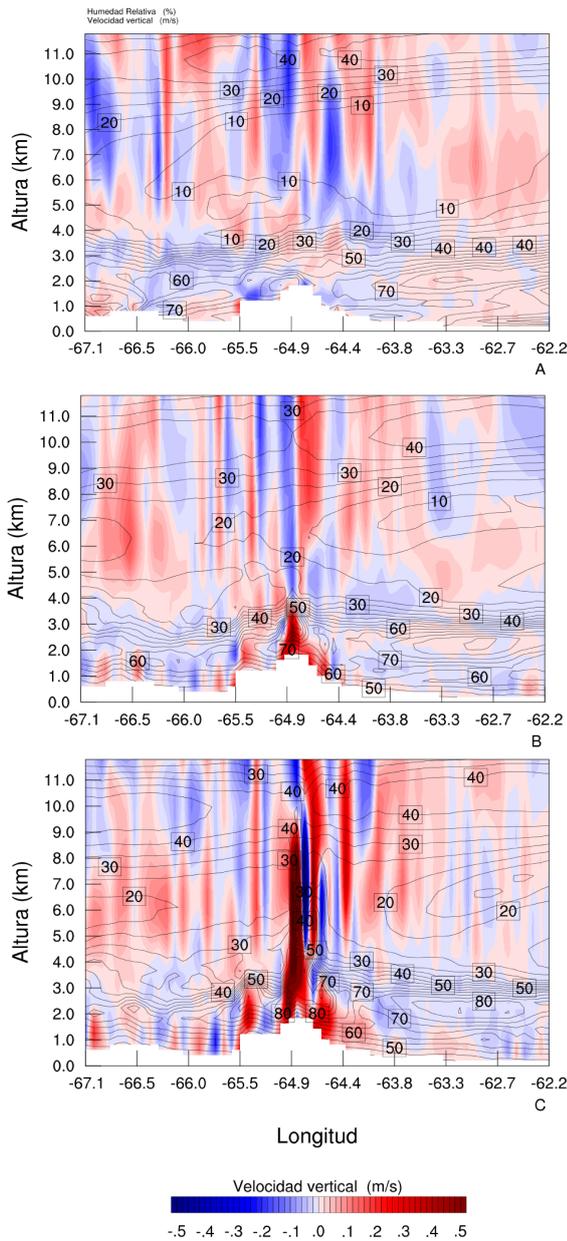


Figura 10: Corte vertical en el dominio de 8 km de resolución horizontal en 31.3°S para el día 29 de Octubre de 2013 de la velocidad vertical w (ms^{-1} , sombreado) y de la humedad relativa (%) (contornos cada 5%) a las (A) 1200 UTC, (B) 1600 UTC y (C) 1800 UTC. La orografía está enmascarada.

dispara. Otro resultado obtenido es que al reducir las Sierras el sistema alcanza el umbral de -32°C más temprano, adelantándose la iniciación con

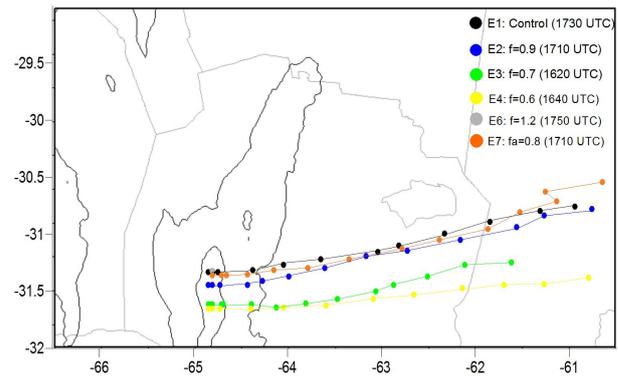


Figura 11: Trayectorias del sistema convectivo, obtenidas en los diferentes experimentos de sensibilidad. Los puntos en cada trayectoria indican la posición de la centroide del contorno de $T_b = -32^\circ\text{C}$, cada 30 min. Las horas de iniciación en cada experimento están indicadas en la leyenda. Los contornos negros indican la topografía de 500 y 1500 m.

respecto a la corrida control. Además, a medida que se reduce la altura de la orografía el sistema convectivo presenta una trayectoria desplazada hacia el sur, pero siguiendo en la misma dirección que en la corrida control (figura 11).

Cuando se amplifica la altura de las Sierras (E6), a diferencia de las corridas anteriores, se produce la iniciación de un sistema muy débil sobre la cumbre más alta centrada en 65°W que no alcanza propagarse hacia el este. Otro sistema convectivo se inicia sobre un punto elevado ubicado más al norte, alrededor de 30.9°S - 64.5°W . Comparados con la corrida control, ambos sistemas que se desarrollaron en esta simulación son de menor intensidad, no alcanzando el umbral de -60°C .

En el experimento (E7) se experimentó reducir la altura de la Cordillera y mantener la orografía original de las Sierras de Córdoba y San Luis, y los resultados muestran que hay una concordancia en el punto de iniciación y en la trayectoria con la corrida control, pero el sistema alcanza el umbral de -32°C 70 minutos antes, indicando una iniciación más temprana o un

rápido desarrollo. Además, en este experimento la convección resulta la más intensa de todos los experimentos de sensibilidad.

Con el fin de analizar los campos en un momento más cercano a la iniciación del sistema convectivo, se presentan a continuación los cortes meridionales en la figura 12 correspondientes a los tiempos de iniciación de los sistemas convectivos. La figura muestra que en todos los casos en que hubo convección, la iniciación ocurre en un escenario caracterizado por una relación de mezcla del aire superior a 9 g Kg^{-1} en la cumbre de las Sierras, la presencia de convergencia en los niveles más próximos a superficie y una baja altura del NCL.

La reducción de la orografía en los experimentos E2, E3, E4 y E5 posibilita que el aire más húmedo proveniente del norte ingrese a latitudes más altas y en horas más tempranas, y esto explicaría la iniciación más al sur y adelantada de los sistemas. En el experimento E5 (figura 12e), a pesar de la humedad disponible, las convergencias más débiles no son capaces de inducir ascensos hasta la saturación y tampoco alcanzar los niveles de empuje positivo. Además la distancia entre la superficie y el NCL es aproximadamente 500 m más profundo que en la corrida control. El aumento del espesor entre la superficie y el NCA/NCL, en las simulaciones de reducción de la orografía, ocurre debido a que hay un aumento en la temperatura en las capas más bajas a medida que se reduce la orografía, resultando en un "sondeo" más seco en términos de humedad relativa comparado con el caso control.

En el experimento de amplificación E6 (figura 12f), por el contrario a los experimentos anteriores, se reduce la capa entre superficie y el NCL. Se observa un bloqueo de la capa húmeda al norte de las Sierras. En consecuencia el desarrollo de la convección inicial en este experimento ocurre en un entorno más seco respecto a los otros casos, resultando en una mayor mezcla turbulenta con el entorno. Esto explica que el sistema convectivo resulte en un

desarrollo vertical muy débil, no alcanzando el umbral de -60°C .

La mayor intensidad simulada en el experimento E7 se asocia a un moderado efecto organizador asociado al aumento encontrado en el "Bulk Richardson Numbershear" (BRN shear = $20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ en experimento control y $35 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ en el E7). Estos valores se traducen en una reducción en los valores del "Bulk Richardson Number" (BRN) de 60 a 34. Este aumento del BRN shear responde a la reducción de la altura de Los Andes en el experimento E7 que permite un aumento máximo en la componente del oeste a 3000 msnm en las Sierras de Córdoba. Weisman y Klemp (1982) encuentran en tormentas observadas valores del BRN entre 5 y 50 correspondientes a superceldas, rango en el cual ingresa el experimento E7. Tanto el experimento control como el E7 muestran posteriormente a la iniciación del sistema una bifurcación de la celda original. La celda ubicada a izquierda respecto a la dirección de desplazamiento es la que evoluciona hacia la madurez mientras que la ubicada a la derecha se disipa. El experimento E7 reproduce una ascendente más intensa y más extendida respecto al control.

A fin de completar el análisis anterior interesa comparar la intensidad de los ascensos que alcanzan el NCL a partir del cual se inicia la conversión de energía potencial disponible en energía cinética convectiva (figura 13). A medida que se reduce la altura de la orografía los ascensos pierden intensidad (figura 13a) en parte por la distancia superficie-NCL y por otra parte por el debilitamiento de las convergencias. La figura 14 evidencia una reducción gradual de la intensidad del viento en ambas pendientes a medida que reducimos la orografía de las Sierras, de acuerdo con una reducción en la intensidad de las convergencias. Al aumentar la altura de la orografía no se observa un aumento en la intensidad de los vientos en las pendientes (figura 14), pero los ascensos que alcanzan el NCL son levemente más intensos (figura 13b). Uno de los factores que puede estar ayudando

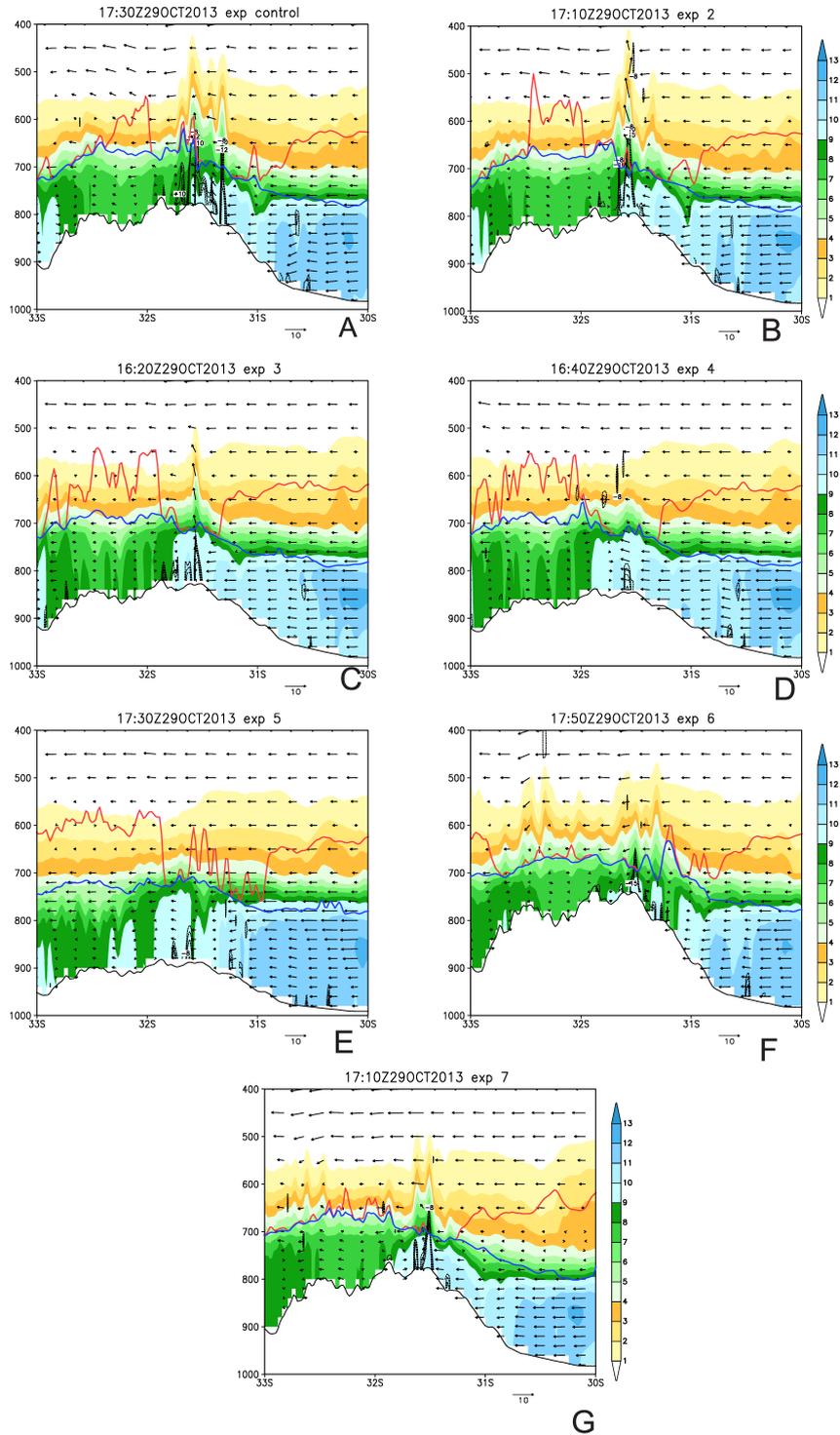


Figura 12: Simulaciones del modelo en el dominio de 2 km de resolución. Cortes verticales meridionales en 65°W correspondientes al tiempo más próximo de la iniciación de cada experimento entre 1000 y 400 hPa. Están graficados la relación de mezcla (g kg^{-1} , sombreado), la convergencia total ($\times 10^{-4}$, contornos cada 2 a partir de -8×10^{-4}) y el vector componente meridional del viento. Las líneas en azul y rojo en las figuras son respectivamente las alturas del NCA y del NCL en metros.

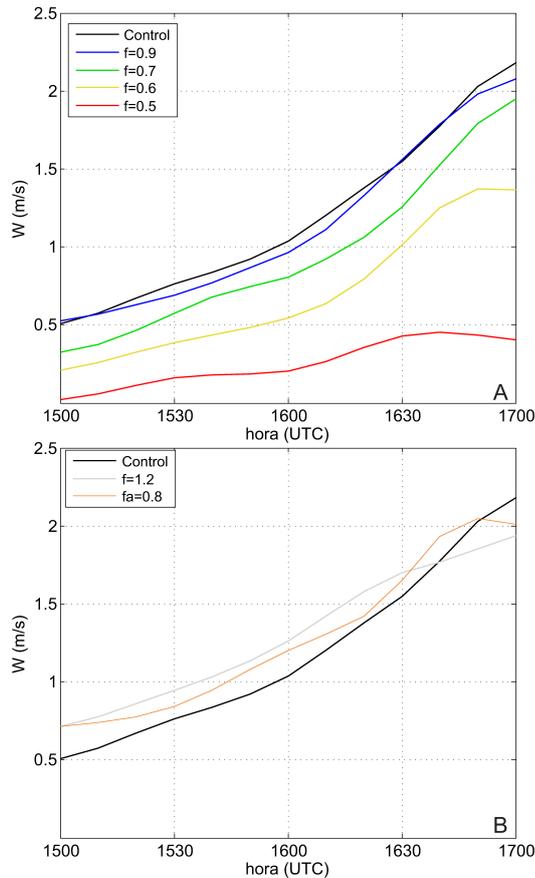


Figura 13: Serie temporal de los ascensos (ms^{-1}) que alcanzan el NCL en $31.5^{\circ}\text{S}-65^{\circ}\text{W}$. (a) E1, E2, E3, E4 E5; (b) E1, E6, E7.

al aumento de la intensidad de los ascensos es que la superficie donde se están generando las convergencias está más próxima al NCL, y otro factor es que el flujo del N que llega a las Sierras, al encontrarse con una mayor altura y experimentar un mayor bloqueo, el ascenso se vería favorecido. En el experimento de reducción de la altura de la Cordillera, no se observa que esta reducción modifique la intensidad de los ascensos que alcanzan el NCL. Esto es esperable dado que el ascenso inicial es resultante de un forzante local (figura 13b).

4. CONCLUSIONES

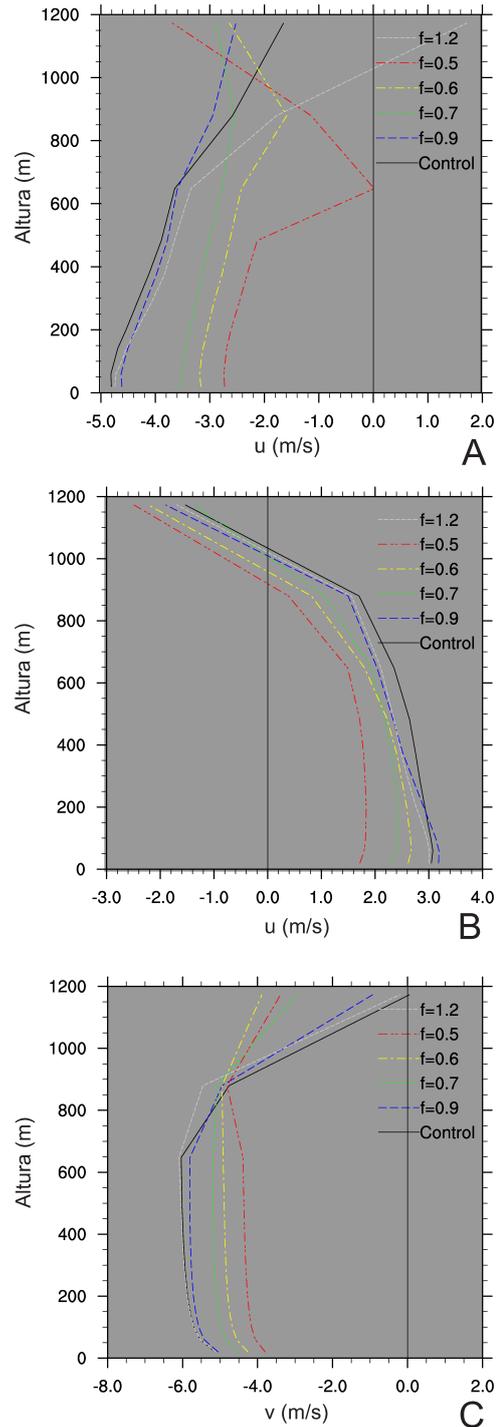


Figura 14: Perfil vertical (altura respecto a superficie) de la componente zonal (32°S) en la pendiente este (A), pendiente oeste (B) y la componente meridional (65°W) en la pendiente norte (C) de las Sierras de Córdoba.

El entorno sinóptico del día 29 de octubre de 2013 en que se desarrolló un intenso sistema convectivo sobre las Sierras de Córdoba estaba caracterizado en la escala sinóptica por la presencia de la BNOA, ascensos asociados a la parte delantera de una vaguada en niveles medios y altos, advección cálida en niveles bajos y a la presencia de la corriente en chorro en capas bajas que posibilita la convergencia de flujo de humedad en su parte delantera, sobre Córdoba. A partir de los resultados de la simulación numérica de este evento convectivo, en la mesoescala los principales factores que contribuyen a la iniciación del sistema convectivo son:

- La presencia de un flujo con dirección N/NE con valores moderados de CAPE y parcialmente bloqueado por la orografía en la región de las Sierras de Córdoba;
- El ascenso orográfico, y la convergencia sobre la cumbre posibilitados por la fase diurna de las brisas en ambas pendientes de las Sierras, que permite que la humedad advectada en el llano alcance sus cumbres más altas;
- El bajo espesor de la capa entre la superficie de la cumbre y los niveles NCA y NCL que facilita la formación inicial de la nube convectiva;

Una vez iniciada la convección en la región de las Sierras en presencia de ondas de gravedad asociadas a la Cordillera de los Andes, la profundización y desarrollo del sistema convectivo es demorado hasta su puesta en fase constructiva con los ascensos en las ondas orográficas modificadas por la propia convección. La disipación posterior del sistema convectivo se asocia a su propagación hacia el este en un entorno menos inestable representado por valores bajos de CAPE y en ausencia de forzantes orográficos.

Los resultados de los experimentos de sensibilidad muestran que la reducción de la altura de las Sierras de Córdoba y San Luis, facilita que la humedad alcance los puntos más altos de las Sierras, en contrapartida las convergencias y los ascensos son cada vez más débiles. Además al reducir la orografía, el espesor entre la superficie del terreno y el NCA y el NCL es cada vez más grande. Cuando elevamos las

Sierras el espesor terreno-NCA/NCL se reduce bastante y los ascensos alcanzan dichos niveles, pero la humedad en parte es bloqueada por las Sierras lo que no permitió el desarrollo de un sistema con la misma intensidad del observado en el día 29. El experimento de reducción de la Cordillera de los Andes no modificó la iniciación de la convección, pero si la intensidad y organización del sistema presumiblemente por un aumento del factor cortante vertical del viento.

Se exploró por primera vez la interacción de ondas orográficas con la convección en la región de las Sierras de Córdoba, sin embargo no se ha realizado aún un análisis de la sensibilidad de este proceso a las modificaciones del perfil topográfico.

Este trabajo se limita al análisis de los forzantes de mesoescala en la iniciación y no en la microfísica del sistema que se analizará en trabajos futuros al igual que el estudio de otros eventos convectivos asociados a la orografía en la misma región.

Agradecimientos: A la Universidad de Buenos Aires por los subsidios UBACyT 2011-2014W742 y UBACyT 20020130100820BA, y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el subsidio PIP 2010-2012 11220090100850.

REFERENCIAS

- Altinger de Schwarzkopf, M. L., y Russo, L., C., 1982: Severe storms and tornadoes in Argentina, Preprints, 12th Conf. on Severe Local Storms, Am. Meteorol. Soc., San Antonio, Tex., 59-62.
- Bryan, G. H., Wyngaard, J. C., y Fritsch, J. M., 2003: Resolution Requirements for the Simulation of Deep Moist Convection. . Mon. Wea. Rev., 131, 2394-2416.
- Booker, D. R., 1963: Modification of convective storms by lee waves, Meteorol. Monogr., 5, 129-140.

- Borque, P., Salio, P., Nicolini, M. y GarcíaSkabar, Y., 2010: Environment associated with deep moist convection under SALLJ conditions: A case study. *Wea.Forecasting* 25, 970–984. doi:10.1175/2010WAF2222352.1.
- Cecil, D. J., y Blankenship, C. B., 2012: Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite passive microwave imagers. *J. Climate*, 25, 687–703. doi:10.1175/JCLI-D-11-00130.1.
- Conforte J.C., 1997: Un estudio de complejos convectivos de mesoescala sobre América del Sur (en portugués). Tesisdoctorado, INPE, 1997.
- De la Torre, A., Hierro, R., Llamedo, P., Rolla, A. y Alexander, P., 2011: Severe hailstorms near Southern Andes in the presence of mountain waves. *Atmos. Res.*, 101, 112–123. doi:10.1016/j.atmosres.2011.01.015.
- Dillon, M. E., García Skabar, Y. y Nicolini, M., 2013: Desempeño del pronóstico de modelos de alta resolución, en un área limitada, análisis de la estación de verano 2010-2011. *Meteorológica*. Vol 38, N2, 69-89.
- Dillon, M. E., García Skabar, Y. y Nicolini, M., 2015: Sensibilidad a la activación de parametrizaciones de cumulus en el modelo WRF. CONGREGMET XII, Mar del Plata, Argentina. 26 al 29 de mayo. Resumen en actas del Congreso.
- Kain, J.S., 2004: The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. *J. Appl. Meteor.*, 43, 170–181. DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2)
- Klemp, J. B., Dudhia, J., y Hassiotis, A., 2008: An Upper Gravity-Wave Absorbing Layer for NWP Applications. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 3987–4004. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/2008MWR2596.1>
- Matsudo C., GarcíaSkabar Y., Ruiz J. J., Vidal L. y Salio P., 2015: Verification of WRF-ARW convective-resolving forecasts over Southeastern South America. *MAUSAM*, Special Issue on Forecast Verification, 66, 3 (July 2015), 445-456.
- Matsudo, C. M. y Salio, P. V., 2011: Severe weather reports and proximity to deep convection over Northern Argentina. *Atmos. Res.*, 100, 523–537. doi:10.1016/j.atmosres.2010.11.004.
- Mezher, R. N., Doyle, M. y Barros, V., 2012: Climatology of hail in Argentina. *Atmos. Res.*, 114, p. 70-82. doi:10.1016/j.atmosres.2012.05.020.
- Milbrandt, J. A. y Yau, M. K., 2005: A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part II: A Proposed Three-Moment Closure and Scheme Description. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3065-3081. doi: 10.1175/JAS3535.1.
- Molinari, J., y Dudek, M., 1992: Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical review. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 326–344. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1992\)120<0326:POCPIM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1992)120<0326:POCPIM>2.0.CO;2)
- Nicolini, M. y Torres Brizuela, M., 1998: “Estadística de vientos fuertes asociados a convección en Ezeiza y Resistencia y estudio numérico de los forzantes en un caso real”. *Meteorologica*, Vol. 22, N°2, 19-35.
- Nicolini, M., Salio, P., Borque, P., 2006: Thermodynamic and kinematic characterization of the low-level troposphere during SALLJEX in different large-scale environments. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICSHMO). Foz do Iguazu, Brazil, April 24-28, pp. 1141–1148.
- Nicolini, M. y Saulo, A.C., 2006: Modeled Chaco low-level jets and related precipitation patterns during the 1997–1998 warm season. *Meteorology and Atmospheric Physics* 94, 129–143. doi: 10.1007/2Fs00703-006-0186-7.
- Nicolini, M., y García Skabar, Y., 2011: Diurnal cycle in convergence patterns in the boundary layer east of the Andes and convection. *Atmos. Res.*, 100, 377–390, doi:10.1016/j.atmosres.2010.09.019.
- Rasmussen, K. L. y Houze, Jr. R. A., 2011: Orographic convection in South America as seen by the TRMM satellite. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 2399-2420. doi: 10.1175/MWR-D-10-05006.1.

- Rasmussen, K. L., M. D. Zuluaga, y R. A. Houze, Jr., 2014: Severe convection and lightning in subtropical South America. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 7359–7366, doi:10.1002/2014GL061767.
- Repinaldo, H. F. B., Nicolini, M. y GarcíaSkabar, Y., 2015: Characterizing the diurnal cycle of low-level circulation and convergence using CFSR data in southeastern South America. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 54, 671–690. doi: 10.1175/JAMC-D-14-0114.1.
- Romatschke, U. y Houze Jr. R. A., 2010: Extreme summer convection in South America. *J. Climate*, 23, 3761–3791. doi: 10.1175/2010JCLI3465.1.
- Salio, P. y Nicolini, M., 2006: Seasonal characterization on the diurnal cycle of convection frequency over Southeastern South America under different low-jet conditions. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICSHMO). Foz do Iguacu, Brazil, April 24–28, pp. 1157–1162.
- Salio, P., Nicolini, M. y Zipser, E.J., 2007: Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American Low-Level Jet. *Mon. Wea. Rev.* 135 (4), 1290–1309. doi: 10.1175/MWR3305.1.
- Scorer, R.S., y Ludlam, F. H., 1953: Bubble theory of penetrative convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 79, N° 339, 94–103. doi: 10.1002/qj.49707934011.
- Seluchi, M., Saulo, C., Nicolini, M., y Satyamurty, P., 2003: The Northwestern Argentinean Low: a study of two typical events. *Monthly Weather Review*, v. 131, p. 2361–2378. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2361:TNALAS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2361:TNALAS>2.0.CO;2)
- Sinha, M. C., 1966: Mountain lee waves over Western Ghats, *Indian J. Meteorol. Geophys.*, 17, 419–420.
- Silva Dias, M.A.F., 1999: Storms in Brazil. In: *Hazards and Disasters Series, Storms Volume II*, R. Pielke Sr., R. Pielke Jr., Eds., Routledge. pp.207–219
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W. y Powers, J. G., 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Technical Note 475. Disponible en: http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf.
- Torres, J.C., 2003: Sistemas convectivos en mesoescala altamente precipitantes en el norte y centro de Argentina. Tesis de Doctorado, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 213 pág.
- Velasco, I. y Fritsch J.M., 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys.*, 92, 9591 - 9613. doi:10.1029/JD092iD08p09591.
- Vidal, L., 2014: Convección extrema sobre Sudamérica: estructura interna, ciclos de vida e influencia de la topografía en la iniciación. Tesis de Doctorado. Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 274 págs.
- Vila, D., Machado, L. A. T., Laurent, H. y Velasco, I., 2008: Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation. *Weather and Forecasting*, v. 23, p. 233–245. doi: 10.1175/2007WAF2006121.1.
- Warner, T. T. y Hsu, H.-M., 2000: Nested-Model Simulation of Moist Convection: The Impact of Coarse-Grid Parameterized Convection on Fine-Grid Resolved Convection, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2211–2231. doi: 10.1175/1520-0493(2000)128<2211:NMSOMC>2.0.CO;2.
- Weisman, M.L. y Klemp, J. B., 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504–520, DOI: 10.1175/1520-0493(1982)110
- Weisman, M.L., Skamarock, W. C. y Klemp, J. B., 1997: The resolution dependence of explicitly modeled convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 527–548. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/1520->

0493(1997)125<0527:TRDOEM>2.0.CO;2

Worthington, R.M., 2006: Diurnal variation of mountain waves. *AnnalesGeophysicae*, 24, 2891–2900.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.