

Análisis de sensibilidad del efecto de la radiación de onda corta en el sistema de vientos tramontana - cierzo: el caso del 28 de mayo de 2013

Sergi Gonzàlez⁽¹⁾, Ernest Werner⁽¹⁾, Pau Escribà⁽¹⁾, Alfons Callado⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Delegación Territorial de AEMET en Cataluña, C/Arquitecte Sert 1 08005 Barcelona
sgonzalezh@aemet.es

Introducción

El sistema tramontana – cierzo es un sistema de vientos ageostróficos canalizados a través del Valle del Ebro y del corredor entre los Pirineos y el Macizo Central Francés (figura 1) que se caracteriza por tener un bajo número de Froude¹ [1]. Este sistema se da durante los episodios de norte o noroeste en los Pirineos que normalmente están relacionados a escala sinóptica al paso de oeste a este de una vaguada con frente frío asociado. El flujo, al interaccionar con el sistema montañoso, se divide en dos ramales, uno que baja por el valle del Ebro, llamado cierzo; y otro que se canaliza por el paso entre los Pirineos y el Macizo Central francés llamado tramontana. Dicho flujo crea además una modificación en el campo de presión a escala meso-alfa formando un dipolo orográfico [2] con una meso-alta en la cara norte de los Pirineos y una meso-baja en la cara sur.

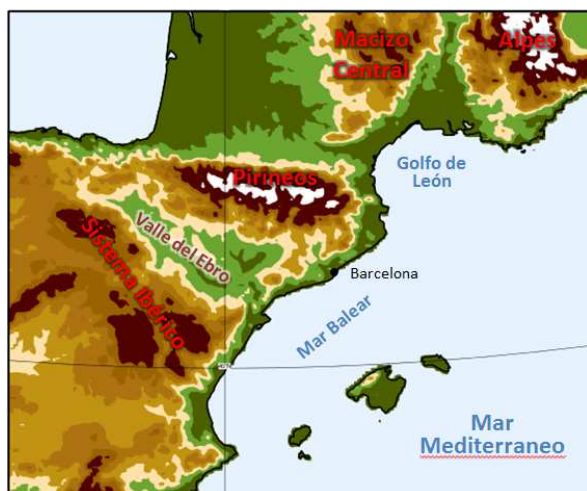


Fig. 1.- Mapa de la zona de estudio y de sus principales accidentes geográficos.

La tramontana ha sido ampliamente estudiada durante los experimentos PYREX [3][4] donde se

¹ Un número de Froude menor de 1 significa que el flujo perpendicular al sistema montañoso a niveles bajos es bloqueado por éste y parte de él lo supera rodeándolo (http://glossary.ametsoc.org/wiki/Froude_number).

midió y estudió especialmente el *drag*² producido por los Pirineos durante las situaciones de tramontana [5][6]. La literatura muestra que a niveles bajos y escala mesoscalar el máximo de viento en la tramontana se alcanza justo al llegar el flujo a la costa del Golfo de León [7][8] donde desacelera y se curva creando un frente a escala meso-alfa [10] que separa la masa de aire fría y seca de la tramontana con la masa de aire cálida y húmeda preexistente en la capa límite Mediterránea. En este frente convergen además los vientos del cierzo y de la tramontana en una zona recurrente de convergencias en el mar Catalano-Balear [11]. Esta zona de convergencias suelen desarrollarse mar adentro pero ocasionalmente se sitúa sobre tierra entre los litorales de Barcelona y Girona. Esta zona de convergencias no siempre es estática y eventualmente avanza hacia el sur alcanzando el aeropuerto de Barcelona produciendo un cambio brusco de viento con rachas que en algunos casos pueden superar los 80 km/h [12].

Los predictores de la Delegación Territorial de AEMET en Cataluña han observado e incluso adoptado como modelo conceptual que dichos episodios que afectan el litoral catalán y no se ciñen únicamente sobre el mar suelen ocurrir entre la tarde y la noche de los meses entre finales de primavera y verano, lo que sugeriría la hipótesis de que el sistema tramontana - cierzo no está inducido únicamente por forzamientos dinámicos y orográficos sino que puede existir también un forzamiento termodinámico que es capaz de modificar el comportamiento del sistema. Para estudiar este efecto, se ha decidido realizar un análisis de sensibilidad a partir del episodio del 28 de mayo de 2013 en el cual se registró en Barcelona un cambio brusco de viento de SW a NE que llegó hasta los 68 km/h, provocando dificultades aeroportuarias.

² Resistencia al flujo atmosférico de un sistema montañoso caracterizado por el rozamiento y/o obstrucción y/o retraso a niveles bajos de éste (<http://glossary.ametsoc.org/wiki/Drag>).

Análisis observacional

El episodio del 28 de mayo de 2013 (figura 2) se caracterizó sinópticamente por una vaguada en niveles medios con movimiento hacia el sur y temperaturas en su seno de -28 grados en $Z500^3$ situándose Cataluña en la salida de la vaguada con flujo difluente. En niveles bajos se descolgaba de una baja situada sobre las islas británicas, un frente frío que atravesó de oeste a este la península Ibérica estableciéndose detrás de él, vientos sinópticos del noroeste amplificados por la disposición del anticiclón de las Azores y los sistemas de bajas presiones sobre las islas Británicas. Estos vientos al encontrarse a escala mesoscalar y en niveles bajos con los Pirineos se dividieron en dos ramales en forma de los vientos locales conocidos como tramontana (ramal norte) y cierzo (ramal sur). Así mismo, la inestabilidad a niveles altos junto con el paso del frente produjo cierta convección y chubascos asociados en la zona más oriental de los Pirineos.

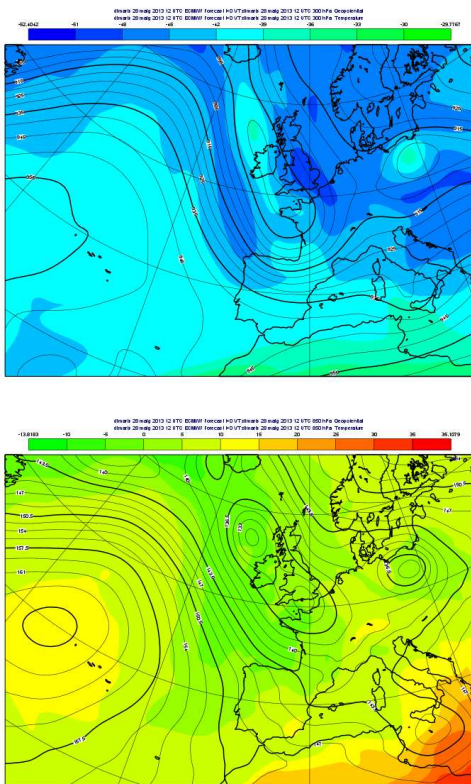


Fig. 2. Situación sinóptica del episodio de 28 de mayo de 2013. Arriba, T (temperatura) y Z (neopotencial) en la superficie isobárica de 300hPa. Abajo, T y Z a 850 hPa.

A escala sub-sinóptica y en superficie, esta configuración de vientos produjo un dipolo orográfico en el campo de presión con una meso-alta

³ Geopotencial Z en el nivel vertical de la superficie de 500 hPa.

en la vertiente norte de los Pirineos y una meso-baja centrada sobre Cataluña. Los vientos de noroeste llegaron al Golfo de León a las 09Z creando un meso-frente frío y seco con respecto a la masa de aire mediterránea preestablecida que avanzaba hacia el sur/sur-este. El límite de dicho frente se podía detectar en las imágenes del METEOSAT por la formación de una banda nubosa en forma de *rope cloud*⁴ (figura 3).

Descripción del modelo

El análisis de sensibilidad ha sido realizado usando el modelo no hidrostático y *convection-permitting*⁵ a escala quilométrica HARMONIE⁶ desarrollado conjuntamente y en cooperación por los consorcios HIRLAM, del que forma parte activa AEMET, y ALADIN. Para la simulación se ha usado una resolución de 2.5 km y 65 niveles verticales híbridos. Las simulaciones se realizaron en un dominio grande centrado en el área de estudio de 750x720 puntos de *grid*⁷ horizontal con las condiciones de contorno del modelo global ECMWF operativo y una inicialización en frío⁸. Para realizar el análisis de sensibilidad se ha modificado el flujo de onda corta incidente mediante la manipulación de la constante solar (S_0) según se muestra en la tabla 1.

Experimento	Modificación S_0
Control	Sin modificación
RRI0_0.0	$S_0 * 0.01$
RRI0_0.2	$S_0 * 0.2$
RRI0_0.5	$S_0 * 0.5$
RRI0_1.5	$S_0 * 1.5$
RRI0_2.0	$S_0 * 2.0$

Tabla 1.- Experimentos y sus perturbaciones realizados

⁴ Nubes de tipo cumulus de gran longitud pero muy estrechas visibles desde imágenes de satélites que denotan la presencia de frentes fríos (http://glossary.ametsoc.org/wiki/Rope_cloud).

⁵ Sin una parametrización explícita de la convección como en los modelos clásicos de predicción del tiempo, por tanto, ésta debe ser resuelta por la parte dinámica del modelo.

⁶ HIRLAM Aladin Regional/Meso-scale Operational NWP In Europe (<http://en.wikipedia.org/wiki/HIRLAM> y <http://hirlam.org/index.php/documentation/harmonie>).

⁷ Red en cuadrículas no necesariamente regulares en que se discretiza la atmósfera para ser simulada por un modelo de predicción del tiempo (<http://glossary.ametsoc.org/wiki/Grid>).

⁸ Sin asimilación de observaciones para determinar el estado inicial de la atmósfera.

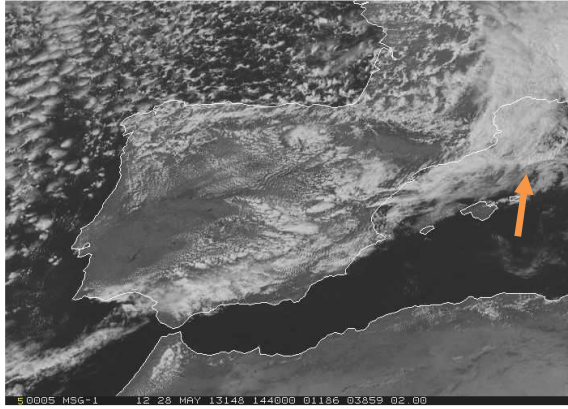


Fig. 3. Imagen del canal visible del satélite METEOSAT a las 15Z del día 28 de mayo de 2013. Se puede observar el límite entre las dos masas de aire (ver texto) por la presencia de una *rope cloud* en el golfo de León.

Resultados y discusión

El experimento de control ha sido usado como referencia y para evaluar la capacidad de HARMONIE para simular los aspectos mesoscales de la situación. En la figura 4 se observa como reprodució satisfactoriamente las convergencias generadas por la corriente de densidad⁹ de la tramontana a distintas horas. A las 14Z el frente que separa la corriente de densidad con la masa de aire mediterránea preestablecida sobre el mar se sitúa al norte de Barcelona. Sobre tierra el frente avanza sobre el aire seco del oeste proveniente del cierzo recalentado en su paso sobre tierra. En su progresión hacia el sur, en el frente se realza incrementando la intensidad del viento y de las convergencias asociadas en la zona litoral debido a la orografía de las sierras litorales paralelas a la línea de costa y también por el efecto de Coriolis [13]. A las 16Z el meso-frente llega a la ciudad de Barcelona y continúa avanzando hacia el sur hasta que al anochecer se empieza a frenar y desdibujar hasta disiparse entre Barcelona y Tarragona. La comparación con el satélite y las observaciones muestran que la predicción de control del HARMONIE simuló adecuadamente las características mesoscales de la situación por lo que incrementa la confianza en que el modelo reproduce bien los mecanismos dinámicos y termodinámicos que se dan en la tramontana durante esta situación.

El experimento de control o de referencia se ha comparado con otros experimentos en los que se a

⁹ O corriente de gravedad (*gravity current*), en el sentido de flujo de aire más denso que el de su entorno desplazándolo al circular buscando las partes más bajas

(http://glossary.ametsoc.org/wiki/Gravity_current).

modificado la constante solar S_0 (ver Tabla 1) para observar las diferencias en la evolución del frente debido a efectos termodinámicos. En la figura 5 se muestra dicha comparación a las 20Z. Se observa que el viento y las zonas de convergencia varían según el experimento. Cuando se aumenta el forzamiento térmico, la curvatura anticiclónica del flujo a la salida de la tramontana aumenta y las convergencias más intensas se establecen en la zona del litoral de Cataluña donde la tramontana choca con el cierzo. Por otro lado, al disminuir el forzamiento, tanto la tramontana como el cierzo presentan un flujo menos curvado que no permite al meso-frente penetrar tierra a dentro a la vez se retrasa respecto a las simulaciones con mayor radiación solar. Para analizar los mecanismos que modifican la entrada de la corriente de gravedad o de densidad ante el forzamiento radiativo, la figura 6 muestra las diferencias de presión en cada experimento con respecto al experimento control. Los resultados muestran que al incrementar la radiación solar se produce un cambio de presión asimétrico entre la cara norte y sur del Pirineo. Así, podemos observar que el calentamiento diabático produce una intensificación de la meso-baja a sotavento del Pirineo a medida que aumenta la radiación solar. Estos resultados se pueden interpretar o como un acoplamiento de dos meso-bajas, la dinámica producida por el dipolo orográfico de la tramontana, y la térmica originada por el mayor calentamiento diabático en la vertiente sur del Pirineo, o como el realzamiento de la meso-baja dinámica por efectos radiativos. Esta disminución de la presión a sotavento de la cadena montañosa contribuye a incrementar el *drag*. Se puede estimar la profundización de la meso-baja dinámica debido a los efectos térmicos restando la presión a nivel el mar (SLP) de la simulación Control con la SLP de la simulación RII0_0.0 en la que se ha eliminado todo forzamiento térmico, así la meso-baja térmica se estima que alcanza los 6 hPa. Así, la intensificación térmica de la meso-baja sería la responsable de la penetración del meso-frente a la zona de Barcelona así como de la aceleración del viento debido al efecto de succión que se produce a niveles bajos y que contribuye a la desaceleración de la tramontana. También cabe remarcar que el flujo al desacelerarse y ser succionado por la meso-baja situada al sur de los Pirineos, su curvatura anticiclónica se incrementa tras su paso del cabo de Creus. Ello probablemente conlleva a que durante las tardes de los meses estivales disminuyan las convergencias en la zona del golfo de León y aumenten las convergencias en el litoral central de Cataluña, lo que corroboraría la hipótesis sugerida por los predictores de la Delegación Territorial de AEMET en Cataluña.

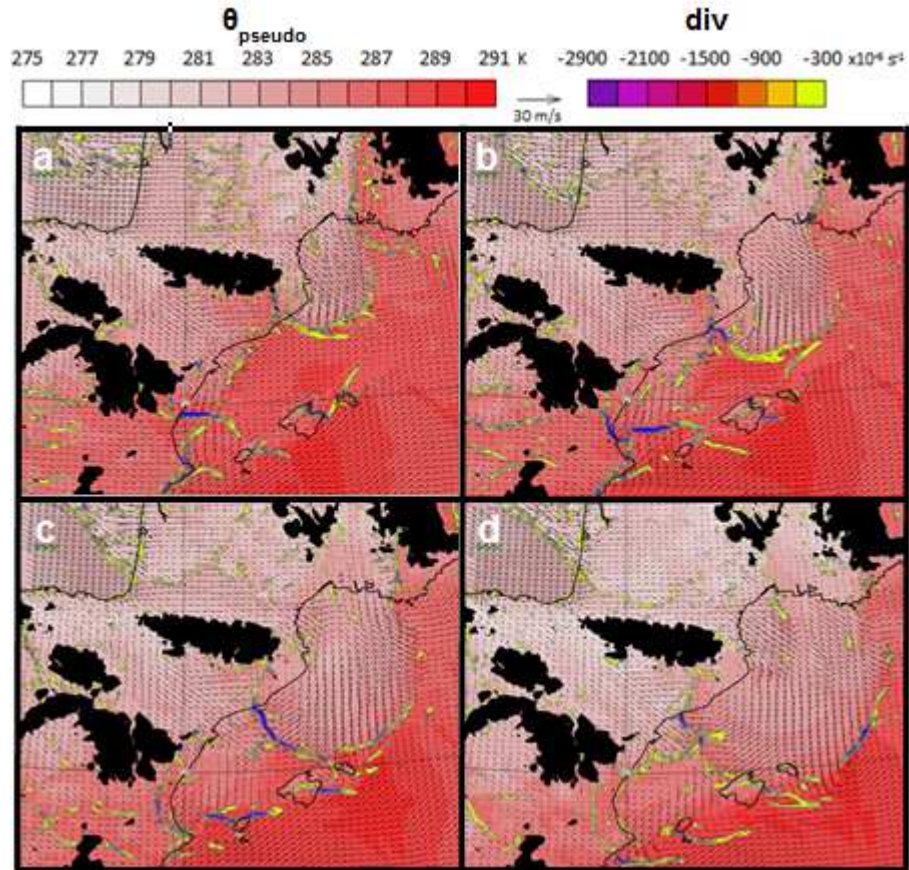


Fig. 4. Temperatura potencial pseudoadiabática, (colores rojos), divergencia (colores verdes y morados) y viento a 1000 hPa en la simulación control. a) 14Z, b) 16Z, c) 18Z, d) 20Z. En negro se han oscurecido las zonas con alturas mayores de 1000 m. NOTA: temperaturas potenciales pseudoadiabáticas más bajas corresponden a una masa de aire más densa, es decir, más fría y/o más seca.

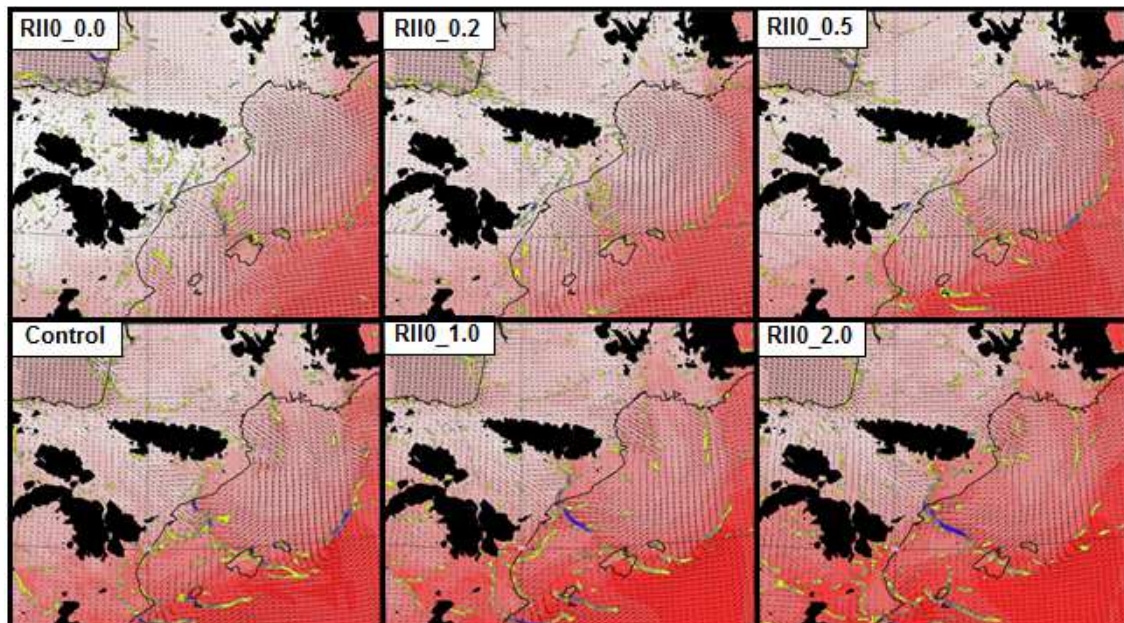


Fig. 5. Temperatura potencial pseudoadiabática, (colores rojos), divergencia (colores verdes y morados) y viento a 1000 hPa a las 20Z para cada experimento. La escala de colores corresponde a la misma que en la figura 4

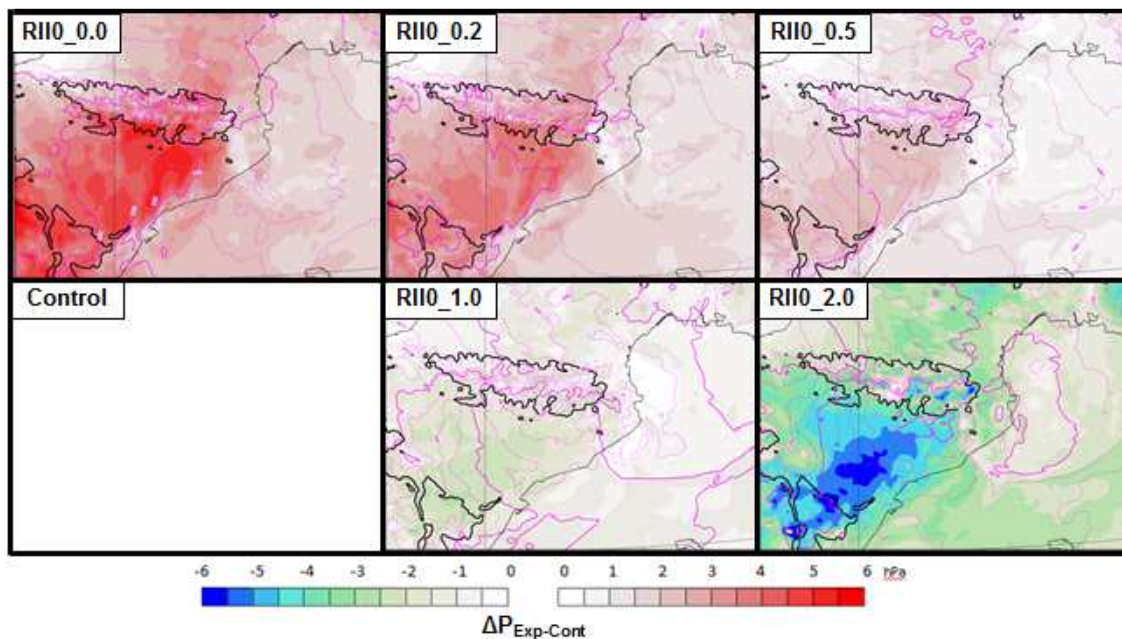


Fig. 6. Presión a nivel del mar (contorneado en rosa), y su entre cada experimento y la simulación Control (sombreado. En negro se ha contorneado las zonas con alturas mayores de 1000 m.

Conclusión

El sistema de vientos tramontana-cierzo ha sido muy estudiado desde el punto de vista dinámico sobre todo desde la realización de los experimentos PYREX en los años 90 [3][4], pero el posible efecto del calentamiento diabático en dicho sistema no había sido analizado hasta ahora. Este análisis de sensibilidad muestra como el calentamiento diabático influye sensiblemente en el comportamiento del sistema. Así, se ha observado que el calentamiento diabático profundiza la baja dinámica a sotavento de los Pirineos del dipolo orográfico y dicha profundización desplaza la zona de convergencias desde el mar Balear hacia el litoral catalán a la vez que la intensifica. Este estudio inicial debe ser ampliado y complementado realizando un análisis similar durante un caso invernal. También se debería analizar la predictibilidad de éste mediante simulaciones de predicciones por conjuntos o *ensembles* con pequeñas modificaciones de la constante solar S_0 , que podrían representar pequeñas diferencias en las condiciones de transferencias radiativas del aire o incluso a la presencia o no de algunas nubes altas. En todo caso, investigar el comportamiento de la zona de convergencias Balear es importante ya que afecta a las actividades turísticas en el litoral y al confort en las playas así como a la predicción y operatividad de varios aeropuertos, en especial el aeropuerto del Prat, debido a la modificación de la intensidad y hora de entrada del viento de NE en las pistas.

Referencias

- [1] Koffi, E., B. Bénech, J. Stein, B. Terliuc, 1998: Dynamic Characteristics of Regional Flows around the Pyrénées in View of the PYREX Experiment. Part II: Solution of a Linear Model Compared to Field Measurements. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 53–71. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<0053:DCORFA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<0053:DCORFA>2.0.CO;2)
- [2] Bénech, B., E. Koffi, A. Druilhet, P. Durand, P. Bessemoulin, J. Campins, A. Jansa, B. Terliuc, 1998: Dynamic Characteristics of Regional Flows around the Pyrénées in View of the PYREX Experiment. Part I: Analysis of the Pressure and Wind Fields and Experimental Assessment of the Applicability of the Linear Theory. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 32–52. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<0032:DCORFA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<0032:DCORFA>2.0.CO;2)
- [3] Bougeault, P., B. Bénech, P. Bessemoulin, B. Carissimo, A. Jansa Clar, J. Pelon, M. Petitdidier, E. Richard, 1997: PYREX: A Summary of Findings. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 637–650. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<0637:PASOF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<0637:PASOF>2.0.CO;2)
- [4] Campins J., 1998: L'estudi de la tramuntana: de J. M. Jansà al PYREX. *Territoris*, **1**, 111-122.
- [5] Genoves, A., J. Campins, A. Jansa, P. Bessemoulin, E. Koffi, and B. Bénech, 1994: Pyrenean pressure drag: Some factors and consequences after PYREX. *23d Int. Tagung fur Alpine Meteorologie*, Lindau, Germany, Deutsche Wetter Dienst, 159–162.
- [6] Bessemoulin, P., P. Bougeault, A. Genovés, A. Jansà, D. Puech, 1993: Mountain pressure drag during PYREX. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **66**, 305-325.
- [7] Vazquez L.A., 1995: Tramuntana y mistral en

Cataluña. *Butll. Soc. Cat. Ciènc.*, **15:1**, 65-68.

[8] Georgelin M., R. Evelyne, 1996: Numerical Simulation of Flow Diversion around the Pyrenees: A Tramontana Case Study. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 687-700.
doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<0687:NSOFDA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<0687:NSOFDA>2.0.CO;2)

[10] Mazon J., D. Pino, 2013: Frontogenesis in the West Mediterranean basin. *IV International Meeting on Meteorology and Climatology of the Mediterranean*. Banyuls, Feb 27 – Mar 1.

[11] Pascual R., A. Callado, 2002: Mesoanalysis of recurrent convergence zones in north-eastern Iberian Peninsula. *Proceedings of Second European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD)*, Delft, 18-22 Nov.

[12] González S., R. Pascual, 2013: Strong winds of convective source in Barcelona on 12 June 2012. *Tethys*, **10**, 13-23.
doi: <http://dx.doi.org/10.3369/tethys.2013.10.02>

[13] Nuss W. A., J. M. Bane, W. T. Thompson, T. Holt, C. E. Dorman, F. M. Ralph, R. Portunno, J. B. Klemp, W. C. Skamarock, R. M. Samelson, A. M. Rogerson, C. Reason, P. Jackson, 2000: Coastally Trapped Wind Reversals: Progress toward Understanding. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 719-744.
doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(2000\)081<0719:CTWRPT>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081<0719:CTWRPT>2.3.CO;2).