

XXXIV Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española
(Teruel, 29 febrero – 2 marzo 2016)
 ISBN 978-84-617-5240-9

EVALUACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LA BRISA MARINA
EN LA COSTA CANTÁBRICA ORIENTAL MEDIANTE
OBSERVACIONES Y SIMULACIONES CON EL MODELO WRF

Jon A. Arrillaga⁽¹⁾, Carlos Yagüe⁽¹⁾, Mariano Sastre⁽¹⁾, Carlos Román-Cascón⁽¹⁾

⁽¹⁾ Universidad Complutense de Madrid, Dept. de Geofísica y Meteorología, jonanarr@ucm.es

1. INTRODUCCION

La brisa marina es una circulación mesoescalar atmosférica que se desarrolla en regiones costeras durante el día, cuando el aire sobre la superficie continental se calienta más que el aire sobre la superficie oceánica. Este fenómeno ha sido ampliamente estudiado debido a su importancia en la dispersión de contaminantes y calidad del aire (Borge et al., 2008), en la generación de energía eólica (Steele et al., 2013), en la formación de sistemas convectivos y tiempo severo (Azorín-Molina et al., 2014), así como en el pronóstico de temperaturas máximas en localidades cercanas al mar durante episodios de calor extremo (Meir et al., 2013).

El establecimiento de la brisa marina se caracteriza principalmente por el giro del viento a una dirección de componente marítima. Dicha dirección del viento está influida por factores tales como el viento sinóptico, la topografía, la curvatura de la línea de costa o la fuerza de Coriolis (Miller et al., 2003). En cuanto al viento sinóptico, en función de la dirección de éste las brisas marinas se pueden clasificar en cuatro tipos (Adams, 1997): pura, sinóptica, *backdoor* y *corkscrew*. Las dos primeras se desarrollan cuando la componente principal del viento a gran escala es perpendicular a la línea de costa, terral en la primera y marítima en la segunda. Las dos restantes se desarrollan con la componente principal del viento sinóptico paralela a la línea de costa: la brisa *backdoor* con altas presiones sobre tierra y bajas presiones sobre el mar y viceversa en el caso de la *corkscrew*.

Por otro lado, al flujo marítimo correspondiente a la rama inferior de la circulación de brisa marina también se le denomina corriente de

densidad (Simpson, 1994). A su paso por encima de la superficie calentada, se forma una capa inestable dentro de la masa de aire marítima, denominada capa límite térmica interna (TIBL según sus siglas en inglés), en la cual se confina la turbulencia en la parte próxima a la superficie.

En este trabajo se presenta un análisis observacional y numérico de la brisa marina en la costa Cantábrica oriental (concretamente en la costa vasca), la cual está caracterizada por una topografía compleja. Además, se realizan simulaciones numéricas mediante el modelo WRF (*Weather Research and Forecast*).

2. DATOS OBSERVACIONALES

El área de estudio se muestra en la Fig. 1. Para el estudio observacional se emplean datos de las estaciones meteorológicas en superficie (AEMET) de Sondika (Aeropuerto de Bilbao, Bizkaia) y Azpeitia (Gipuzkoa). Sondika se encuentra en un valle abierto al mar y orientado en el eje NO-SE, mientras que Azpeitia se sitúa en un valle cerrado, rodeada de montañas de elevación media (500-1000 m) irregularmente distribuidas.

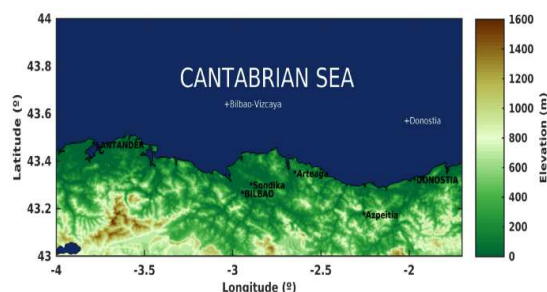


Fig. 1. Topografía de la región de estudio. Las estaciones meteorológicas en superficie, las principales ciudades (en mayúsculas) y la estación de radiosondeos de Arteaga (en cursiva) se muestran en color negro, mientras que las boyas empleadas se muestran en color blanco.

Para seleccionar los días de brisa se emplea un método de selección basado en seis diferentes filtros (Borne et al., 1998), que identifica como días de brisa marina aquellos en los que se supera un determinado gradiente térmico del aire sobre tierra y sobre el mar, se observa un giro apreciable en la dirección del viento, no relacionado con el forzamiento sinóptico, y a este giro le acompaña un periodo de tiempo con dirección del viento constante. De dicha manera, para que un día sea seleccionado como día de brisa marina, se deben cumplir las condiciones relativas a seis diferentes filtros.

El periodo escogido para este estudio abarca los meses de julio y agosto del año 2013: se corresponden con los meses del año en los que se desarrollan las condiciones meteorológicas más favorables para la formación de brisas marinas en esta región (Font Tullot, 2000).

3. MODELO WRF

En este trabajo se emplea la versión 3.5.1 del modelo Advanced Research WRF (ARW; Skamarock et al., 2008). En la Tabla 1 se muestra la configuración base del modelo de manera resumida.

Configuración y física del modelo	Valor
Punto central	43.33°N, 2.41°W
Resolución horizontal (km)	4 dominios anidados (27;9;3;1)
Resolución vertical	35 niveles eta
Intervalo de tiempo (s)	180
Condiciones iniciales y de contorno	NCEP FNL Global Analysis Data (6 h)
Esq. de onda larga	RRTM
Esq. de onda corta	Dudhia
Microfísica	WSM-3-class
Esq. de superficie	Noah LSM
Experimentos de sensibilidad	Esq. De PBL (YSU/MYJ) + <i>grid analysis nudging</i> (si/no)

Tabla 1. Configuración del modelo WRF y experimentos de sensibilidad.

En las simulaciones se emplea un tiempo de *spin-up* o estabilización del modelo de 24 h y 35 niveles verticales eta (7 de ellos en el primer kilómetro desde la superficie) definidos en el modelo.

Por otro lado, para uno de los días de estudio que se explican posteriormente, se realizan cuatro experimentos de sensibilidad, variando tanto el esquema de capa límite planetaria (o atendiendo a sus siglas en inglés, PBL) como la opción del *grid-analysis nudging*. Los esquemas de PBL que se emplean son YSU (Hong et al., 2006) y MYJ (Janjic, 1994). El primero es un esquema no-local de cierre de primer orden, mientras que el segundo es local de cierre de energía cinética turbulenta (TKE según sus siglas en inglés). El *grid-analysis nudging* es una opción del modelo que sirve para forzar las variables pronosticadas hacia los datos de reanálisis interpolados, tanto espacial como temporalmente para cada punto de malla. Esta opción se suele emplear para la inicialización dinámica del modelo, o bien para las condiciones de contorno de los dominios más grandes. Por tanto, este método añade un término extra a la ecuación de tendencia de la variable α :

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = F(\alpha) + G_{\alpha} W_{\alpha} (\hat{\alpha}_0 - \alpha), \quad (1)$$

donde $F(\alpha)$ representa la tendencia debida a la física, advección etc., $G(\alpha)$ es una escala de tiempo inversa que controla la intensidad del *nudging* ($3 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ en este trabajo) mientras que $W(\alpha)$ lo limita espacial y/o temporalmente y α_0 es el valor de la variable procedente del reanálisis interpolada. Las variables a las que se les aplica el *nudging* son las componentes horizontales del viento, la temperatura y la razón de mezcla del vapor de agua. En este trabajo empleamos el *nudging* durante las primeras 24 h de simulación, es decir, para un *spin-up* más suavizado. Esta configuración se ha empleado en trabajos previos (Stauffer & Seaman, 1990; Stauffer et al., 1991; Liu et al. 2012), dando lugar a una reducción del sesgo del modelo.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Tras aplicar el método de selección a los datos observacionales durante los meses de julio y agosto del año 2013, se obtienen 14 días de brisa en Azpeitia y 21 en Sondika. En la Fig. 2 se muestran las rosas de viento para los días de brisa obtenidos en ambas localidades. En

Sondika la dirección de brisa predominante se sitúa en el 4º cuadrante (Fig. 2a), principalmente en la dirección NO, coincidiendo con la dirección del valle. Aun así, se observan eventos en los que el viento sopla de dirección NE, cuando la componente E del viento a gran escala es más intensa. Esta situación da lugar a la formación de brisas de tipo *corkscrew*, las cuales están caracterizadas por ser más intensas (Steele et al., 2013). Por otro lado, el viento sopla del 1º cuadrante en Azpeitia para los días de brisa obtenidos (Fig. 2b), principalmente en la dirección E-NE. La orientación de la línea de costa más cercana a Azpeitia no coincide con dicha dirección.

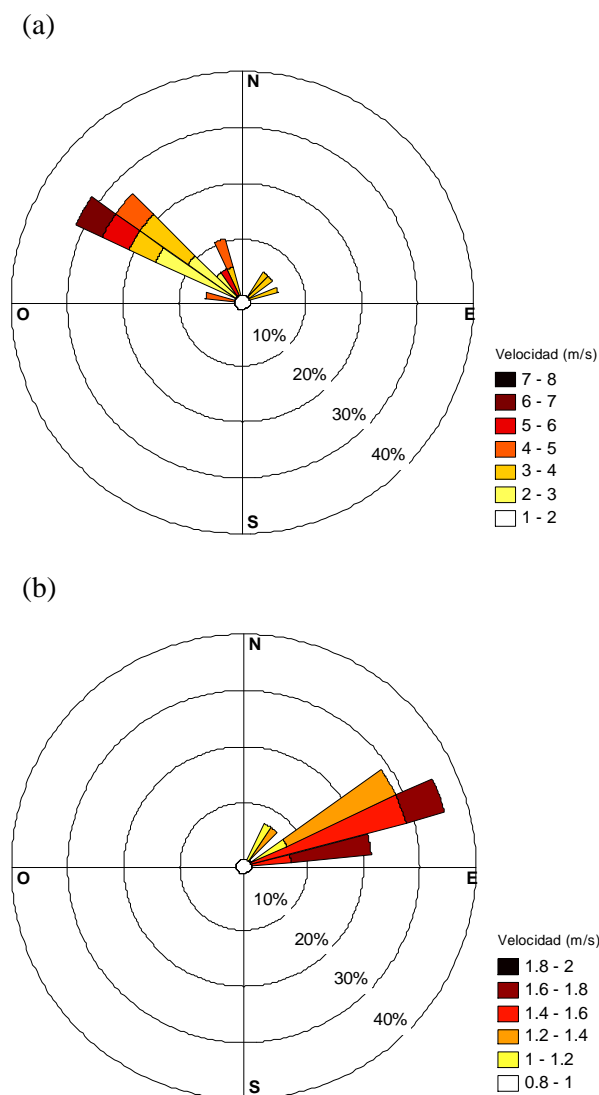


Fig. 2 Rosa de vientos para los días de brisa en (a) Sondika y (b) Azpeitia.

Asimismo, la velocidad del viento observada tras el giro es relativamente débil, por lo que la

dirección de brisa observada se atribuye a la compleja orografía que rodea a este emplazamiento.

Con el fin de analizar las características que presentan los eventos de brisa marina en esta región, se elige como caso de estudio un día seleccionado como día de brisa en ambas localidades: el 6 de julio. Las condiciones meteorológicas para este día favorecen la formación de brisas marinas en esta región. En concreto, la situación sinóptica caracterizada por el anticiclón sobre las Islas Británicas (Fig. 3) favorece el tiempo estable y la formación de brisas *corkscrew* en el Cantábrico.

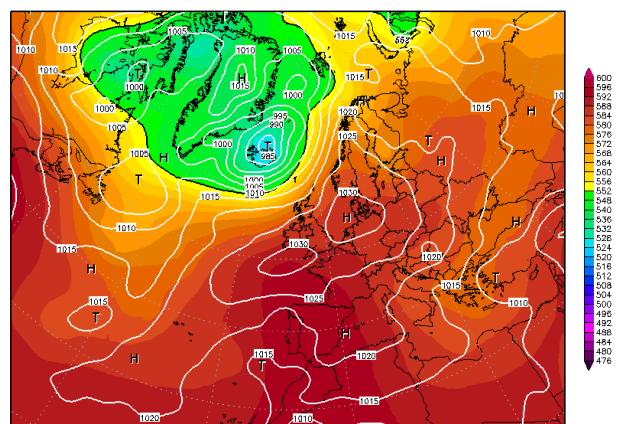


Fig. 3 Presión a nivel del mar (líneas blancas, hPa) y altura geopotencial a 500 hPa (contornos, m) del reanálisis CFS (Climate Forecast System) para el 06/07/2013, www.wetterzentrale.de.

En la Fig. 4 se muestra el viento simulado a las 14 UTC a 10 m por encima de la superficie en la región de estudio, junto con las isohipsas dibujadas cada 200 m. A dicha hora es cuando la brisa marina alcanza su máxima intensidad. Como comportamiento general se observa que el modelo reproduce la modulación del viento por parte de la topografía, es decir, el flujo de brisa se canaliza en los valles y rodea las montañas elevadas a su paso. Por un lado, el modelo simula una brisa relativamente intensa del NE en la costa localizada al NO de Sondika (brisa *corkscrew*), pero al entrar en el valle el viento gira a NO y se debilita. En cuanto a Azpeitia, el modelo simula una brisa de componente N más intensa que la observada, la cual se caracteriza por soplar de componente E/NE en esta localidad. La dirección de la brisa en esta localidad guipuzcoana parece estar influida por el valle cerrado en el que se encuentra, ya que en el propio valle se genera una circulación inducida por los vientos anabáticos y que

interacciona con el flujo de procedencia marítima. Sin embargo, el modelo no es capaz de reproducir la intensa influencia que tiene la topografía en el entorno de Azpeitia.

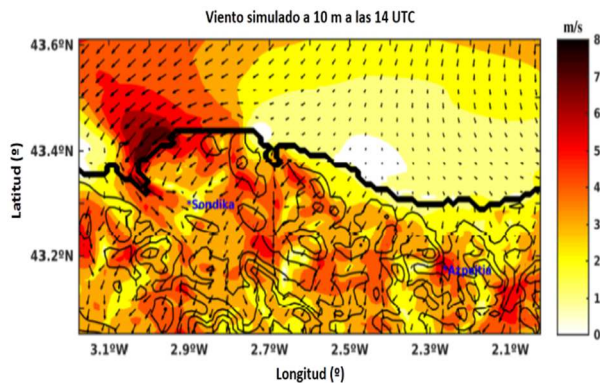


Fig. 4. Viento simulado a 10 m en la región de estudio a las 14 UTC, el día 06/07/2013. La línea negra gruesa representa la línea de costa y las curvas negras finas las isohipsas dibujadas cada 200 m.

En la Fig. 5 se muestra la evolución temporal del perfil vertical del viento simulado en la localidad de Azpeitia. Se representa la componente meridional del viento, de modo que el color azul muestra la componente marítima y los colores amarillos-rojizos la componente terral. El flujo marítimo en esta localidad se establece a las 8 UTC aproximadamente, y desarrolla su máxima intensidad entre las 11 y 16 UTC.

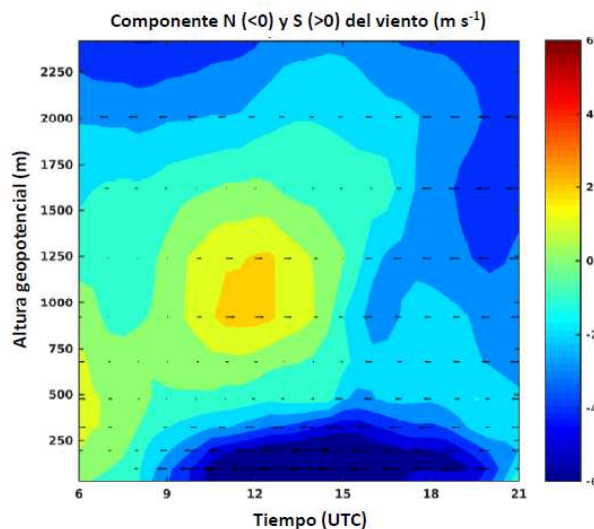


Fig. 5. Evolución temporal de la estructura vertical de la componente N (<0, en azul) y S (>0, amarillo-rojizo) del viento el día 06/07/2013 desde las 06 hasta las 21 UTC.

La parte superior de la corriente de gravedad alcanza aproximadamente 500 m por encima de la superficie, y en un rango de altura entre 800 y 1400 m el modelo simula la existencia de un

flujo terral, el cual parece estar relacionado con el flujo de retorno de la célula de brisa.

Además del caso de estudio anterior, se analiza un día que se selecciona erróneamente como día de brisa marina en la localidad de Sondika. Esto se debe a que el viento es de dirección variable a primeras horas para después fijarse de dirección sur, es decir terral, en las horas centrales. Ese giro es filtrado por el modelo, lo que evidencia la necesidad de incluir un nuevo filtro en el método de selección que asegure que la dirección final es marítima. De todos modos, el día 31 de julio es de especial interés debido a que se trata de un día definido en este trabajo como *late sea breeze* o día de brisa tardía; es decir, un día en el que el establecimiento del flujo marítimo se da tras el decaimiento de la convección durante la transición vespertina de la PBL. Ocurre durante situaciones con un flujo sinóptico terral predominante, en las que durante las horas centrales del día, debido al intenso calentamiento y a la mezcla convectiva, se impide el establecimiento de la brisa marina. En cambio, cuando cesa la mezcla convectiva el viento terral cerca de la superficie se debilita y el frente de brisa se intensifica, permitiendo el establecimiento de la brisa tardía.

En la Fig. 6 se muestra la situación sinóptica del día 31 de julio.

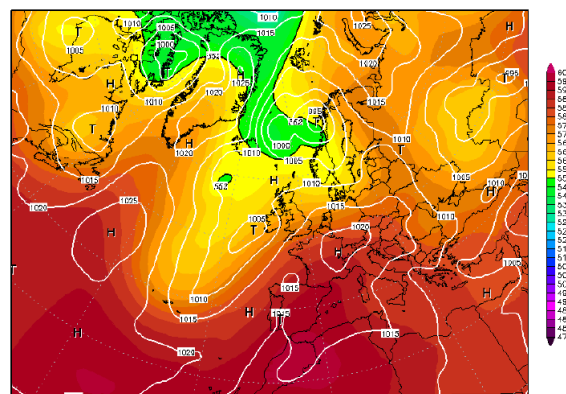


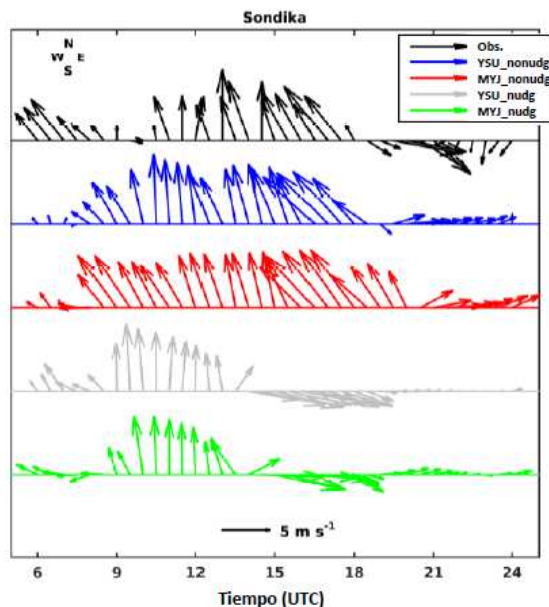
Fig. 6. Presión a nivel del mar (hPa, líneas blancas) y altura geopotencial a 500 hPa (m, contornos) del reanálisis CFS (Climate Forecast System) para el 31/07/2013, www.wetterzentrale.de.

Las altas presiones sobre Centroeuropa y bajas presiones al oeste de Irlanda inducen un flujo de componente sur en el área cantábrica. Además, la presencia de una baja mesoescalar en el centro del Cantábrico origina un flujo marítimo en el Cantábrico Occidental y un flujo terral reforzado

en el Cantábrico Oriental, en el que se encuentra la región de estudio.

Por otro lado, para este día de estudio se realizan dos experimentos de sensibilidad variando el esquema de PBL y la opción del *grid analysis nudging*, con lo cual se tienen 4 diferentes simulaciones. En la Fig. 7 se muestra la evolución de los vectores de viento (Fig. 7a) y de la temperatura (Fig. 7b) tanto para las observaciones (en negro) como para las simulaciones (en colores) en la localidad de Sondika. Comenzando por las observaciones, se observa como durante las horas centrales del día domina el flujo de componente sur, que hace ascender la temperatura hasta 40 °C de máxima. En torno a las 18 UTC se establece la brisa tardía o *late sea breeze*, con un giro de viento a O/NO haciendo descender bruscamente las temperaturas. Las simulaciones que no consideran el *nudging* (en azul y rojo) reproducen el establecimiento de la brisa tardía, algo mejor en la simulación que emplea el esquema YSU, ya que la que emplea el MYJ simula su establecimiento más tarde. Respecto a las simulaciones que consideran el *nudging* (en gris y verde), reproducen un establecimiento no observado de la brisa marina en torno a las 13-14 UTC.

(a)



(b)

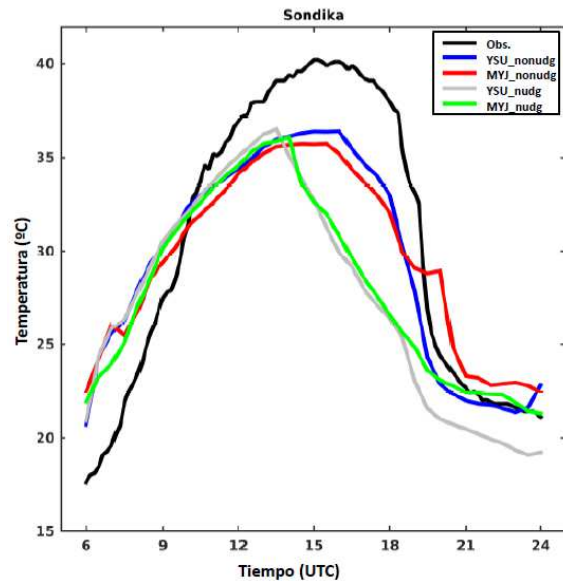
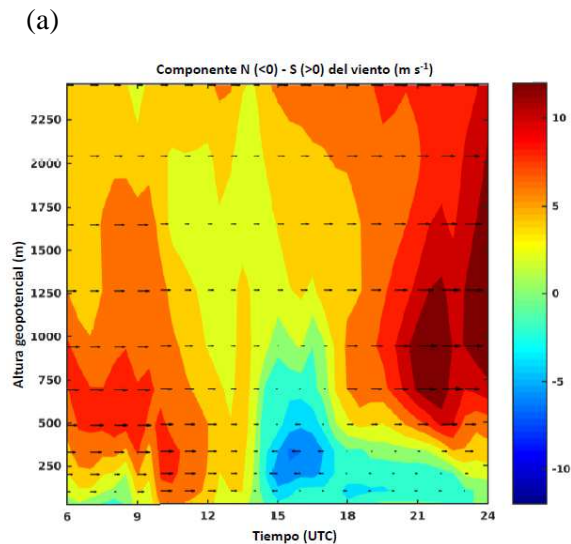


Fig. 7. Evolución temporal de los vectores de viento (a) y de la temperatura (b) el día 31/07/2013 en la localidad de Sondika. En negro se muestran las observaciones y en colores las diferentes simulaciones, indicadas en la leyenda.

En este caso, al reducir la sobreestimación del flujo de componente sur que se opone a la brisa marina, las simulaciones que consideran el *nudging* reproducen una brisa marina que no es observada. Como consecuencia, el sesgo del modelo aumenta considerablemente, como se puede observar por ejemplo en la temperatura (Fig. 7b).

A pesar de que las dos simulaciones que consideran el *grid-analysis nudging* no reproducen la situación real, son de alto interés ya que permiten estudiar la influencia del paso de un frente de brisa intenso (debido al fuerte contraste térmico entre las masas de aire que separa) en otras variables meteorológicas. En la Fig. 8 se representa la evolución temporal de la estructura vertical de la componente N-S del viento (a), la velocidad vertical (b) y la altura de la capa límite y la *TKE* (c) en Sondika para la simulación que emplea el esquema de PBL MYJ y el *grid analysis nudging*. En la Fig. 8a se aprecia el establecimiento de la brisa en torno a las 14 UTC, con la entrada del flujo marítimo hasta casi 1000 m por encima de la superficie, lo que marca el límite superior de la corriente de gravedad simulada. Con la entrada de la brisa marina, debido al choque de las masas de aire marítima y terrenal, se forman movimientos verticales ascendentes de hasta 2 m s⁻¹ en un rango de alturas de entre 500 y 1500 m sobre la superficie (Fig. 8b). Tras el paso del frente de

brisa, no se observan movimientos verticales significativos, lo que indica la estabilización de la baja atmósfera. Los intensos ascensos de aire que se generan durante el paso del frente de brisa, dan lugar a una producción de energía cinética turbulenta entre 1500 y 2250 m de altura aproximadamente. Además, con la entrada de la corriente de densidad la altura de la PBL disminuye bruscamente, indicando el decaimiento de la capa convectiva. De hecho, la turbulencia pasa a estar confinada muy cerca de la superficie. El esquema de PBL de MYJ calcula la altura de la capa límite planetaria teniendo en cuenta un umbral de la TKE, con lo cual estaría indicando el límite superior de lo que se conoce como capa límite térmica interna (*TIBL* según sus siglas en inglés).



(b)

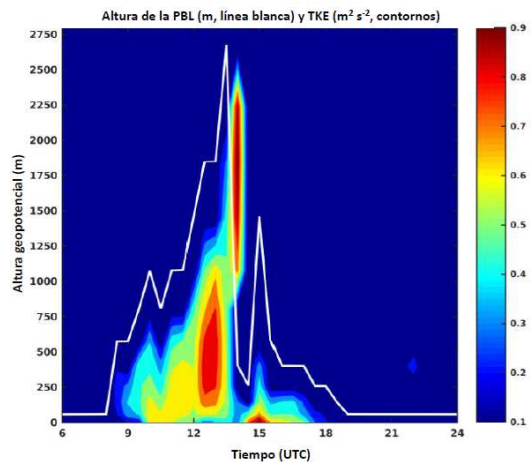
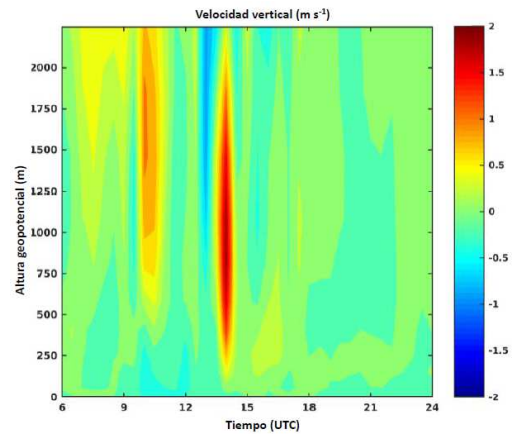


Fig. 8. Evolución temporal del perfil vertical de la componente meridional del viento (a), velocidad vertical (b) y altura de la PBL (línea blanca) y TKE (contornos) (c) el día 31/07/2013 en la localidad de Sondika para la simulación que emplea el esquema de PBL MYJ y el *grid analysis nudging*.

5. RESUMEN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se han analizado las características principales de las brisas marinas en la costa vasca. Esta región, situada en el Cantábrico Oriental, se caracteriza por una topografía compleja. Para el análisis observacional se emplean las estaciones de Sondika, situada en un valle abierto al mar, y Azpeitia, localizada en un valle cerrado en un entorno de orografía compleja. Ambos emplazamientos exhiben características diversas: el método de selección empleado selecciona más días de brisa en Sondika que en Azpeitia, la velocidad del viento durante la brisa es mayor en Sondika y la dirección del viento es diferente en ambas. En lo que se refiere a Azpeitia, la dirección de brisa parece estar influenciada por el valle cerrado en el que se

(c)

encuentra, el cual induce un viento del E/NE. Por otro lado, se emplea el modelo WRF-ARW para simular la brisa marina empleando dos casos de estudio: un día seleccionado como día de brisa marina en ambas localidades y un día definido como día de brisa marina tardía o *late sea breeze*. Para el primer caso, el modelo reproduce el establecimiento de la brisa marina, pero no es capaz de reproducir las características principales, particularmente en Azpeitia, debido a una incorrecta simulación de la influencia de la compleja topografía. Para el segundo caso, se realizan cuatro experimentos de sensibilidad variando el esquema de PBL y el *grid analysis nudging*, que se emplea para suavizar el sesgo del modelo mediante el uso de datos de reanálisis. El esquema YSU da lugar a una reproducción más cercana a las observaciones, mientras que el *nudging* da lugar a una simulación de la brisa marina no-observada, que incrementa el sesgo del modelo.

AGRADECIMIENTOS

Proyectos Nacionales CGL2012-37416-C04-02 y CGL2015-65627-C3-3-R y el programa GR3/14 (Nº 910437).

Programa Predoctoral de Formación de Personal Investigador No Doctor del Departamento de Educación, Política Lingüística y Cultura del Gobierno Vasco (PRE_2014_1_145, MOD = B). Euskalmet (José Antonio Aranda, AEMET, Puertos del Estado).

REFERENCIAS

Adams, E., March 1997. Four ways to win the sea-breeze game. *Sailing World*, 44–49.

Arrillaga, J.A., Yagüe, C., Sastre, M., Román-Cascón, C., 2016. An evaluation of sea-breeze characteristics in the eastern Cantabrian coast (Spain) from observation data and WRF simulations. *Atmos. Res.*, submitted.

Azorín-Molina, C., Tijm, S., Ebert, E., Vicente-Serrano, S., Estrela, M., 2014. High resolution Hirlam simulations of the role of low-level sea-breeze convergence in initiating deep moist convection in the eastern Iberian Peninsula. *Boundary-Layer Meteorol.*, 154, 81–100.

Borge, R., Alexandrov, V., José del Vas, J., Lumberas, J., Rodríguez, E., 2008. A comprehensive sensitivity analysis of the WRF model for air-quality applications over the Iberian Peninsula. *Atmos. Environ.*, 42, 8560–8574.

Borne, K., Chen, D., Nunez, M., 1998. A method for finding sea-breeze days under stable synoptic conditions and its application to the Swedish west coast. *Int. J. Climatol.* 18, 901–914.

Font Tullot, I., 2000. *Climatología de España y Portugal*. Ediciones Universidad de Salamanca.

Hong, S.-Y., Noh, Y., Dudhia, J., 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.* 134, 2318–2341.

Janjic, Z. I., 1994. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayers and turbulence-closure schemes. *Mon. Weather Rev.* 122, 927–945.

Liu, P., Tsimpidi, A., Hu, Y., Stone, B., Russell, A., Nenes, A., 2012. Differences between downscaling with spectral and grid nudging using WRF. *Atmos. Chem. Phys.* 12, 3601–3610.

Meir, T., Orton, P., Pullen, J., Holt, T., Thompson, W., Arend, M., 2013. Forecasting the New York City urban heat island and sea breeze during extreme heat events. *Weather Forecast.* 28, 1460–1477.

Miller, S., Keim, B., Talbot, R., Mao, H., 2003. Sea breeze: structure, forecasting, and impacts. *Rev. Geophys.* 41 (3), 1–31.

Simpson, J. E., 1994. *Sea breeze and local wind*. Cambridge University Press.

Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., Wang, W., Powers, J., 2008. A description of the Advanced Research WRF version 3. Tech. Note NCAR/TN-468+STR, NCAR: Boulder, CO.

Stauffer, D., Seaman, N., 1990. Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model, Part I: experiments with synoptic-scale data. *Mon. Weather Rev.* 118, 1250–1277.

Stauffer, D., Seaman, N., Binkowski, F. S., 1991. Use of four dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model, Part II: effects of data assimilation within the Planetary Boundary Layer. *Mon. Weather Rev.* 119, 734–754.

Steele, C., Dorling, S., von Glasow, R., Bacon, J., 2013. Idealized WRF model sensitivity simulations of sea-breeze types and their effects on onshore windfields. *Atmos. Chem. Phys.* 13, 443–461.