



Escola d'Enginyeria de Telecomunicació i  
Aeroespacial de Castelldefels

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA

# TRABAJO FINAL DE GRADO

**TÍTULO DEL TFG: Análisis del evento de viento fuerte (ventisca) de diciembre del año 2000 en los Pirineos orientales**

**TITULACIÓN: Grado en Ingeniería de Sistemas Aeroespaciales**

**AUTOR: Ana Vidaller Guillén**

**DIRECTOR: Jordi Mazón Bueso**

**David Pino González**

**FECHA: 27 de septiembre, 2019**



**Título: Análisis del evento de viento fuerte (ventisca) de diciembre del año 2000 en los Pirineos orientales**

**Autor: Ana Vidaller Guillén**

**Director: Jordi Mazón Bueso**

**David Pino González**

**Fecha: 27 de septiembre, 2019**

## **Resumen**

El 30 de diciembre de 2000, un fuerte y repentino episodio de viento azotó los Pirineos orientales, causando una grave ventisca. El aire levantó la nieve que cubría el suelo, reduciendo la visibilidad y causando condiciones extremas que produjeron víctimas mortales.

El objetivo de este trabajo es estudiar las condiciones meteorológicas de este evento extremo. Se analizan observaciones de temperatura, precipitación y velocidad de viento recogidas por las estaciones meteorológicas del Servei Meteorològic de Catalunya más cercanas a la región donde sucede la ventisca. Además, se ha realizado un análisis sinóptico para examinar las posibles causas de la ventisca generada usando dos modelos: United Kingdom Meteorological Office Model y Climate Forecast System Reanalysis.

Posteriormente se presentan y definen las ondas de montaña, un tipo concreto de turbulencias, dada su importancia en la aviación. Se describen también diferentes parámetros (la frecuencia de Brünt Väisälä, el número de Froude o el parámetro de Scorer) que ayudan a diagnosticar su aparición.

Estos parámetros se obtienen en la zona de estudio mediante una simulación numérica con el modelo de mesoescala Weather Research and Forecasting. También se muestran y analizan secciones verticales y horizontales del campo de viento y temperatura potencial para el periodo de la ventisca.

La simulación muestra la influencia de las características orográficas en las condiciones atmosféricas y se cuantifica la estabilidad de la atmósfera y la generación de ondas de montaña.



**Title: Analysis of the severe strong wind event (blizzard) on December 2000 in the eastern Pyrenees**

**Author: Ana Vidaller Guillén**

**Director: Jordi Mazón Bueso**

**David Pino González**

**Date: 27<sup>th</sup> September, 2019**

### **Abstract**

On December 30 of the year 2000, a strong and sudden episode of wind hit the Eastern Pyrenees, causing a severe blizzard. The wind lifted the snow that covered the ground, reducing visibility and causing extreme conditions that caused fatalities.

The aim of this proposal is to study the weather conditions of this extreme event. Observations of temperature, precipitation and wind velocity collected by the weather stations of the Servei Meteorològic de Catalunya closest to the region where the blizzard occurs are analyzed. In addition, a synoptic analysis has been made to examine the possible causes of the blizzard generated using two models: United Kingdom Meteorological Office Model and Climate Forecast System Reanalysis.

Subsequently mountain waves are presented and defined, a specific type of turbulence, given its importance in aviation. Different parameters are also described (the frequency of Brünt Väisälä, the Froude number or the Scorer parameter) that helps to diagnose its appearance.

These parameters are obtained in the area under study by using a numerical simulation with the Weather Research and Forecasting mesoscale model. Sections of wind fields and potential temperature for the period of the blizzard are also shown and analyzed.

The simulation shows the influence of orographic characteristics on the atmospheric conditions and the stability of the atmosphere and the generation of mountain waves are quantified.



# ÍNDICE

<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<b>CAPÍTULO 1. MARCO SOCIAL Y METEOROLÓGICO.....</b>	<b>2</b>
1.1. Marco social.....	2
1.2. Marco meteorológico .....	3
1.2.1. Descripción general.....	3
1.2.2 Análisis sinóptico de los mapas de UKMO.....	3
1.2.2.1. Análisis sinóptico del 30 diciembre de 2000 a las 00 UTC. ....	4
1.2.2.2. Análisis sinóptico para el 31 diciembre de 2000 a las 00 UTC. ...	5
1.2.2.3. Análisis sinóptico para el 1 enero de 2001 a las 00 UTC. ....	6
1.2.3. Estudio de las condiciones sinópticas mediante datos de reanálisis. 6	
<b>CAPÍTULO 2. OBSERVACIONES DEL SERVEI METEORÒLOGIC DE CATALUNYA.....</b>	<b>9</b>
2.1. Precipitación .....	9
2.2. Temperatura .....	10
2.3. Velocidad del viento.....	11
2.4. Sensación térmica por frío .....	12
<b>CAPÍTULO 3. ONDAS DE MONTAÑA.....</b>	<b>17</b>
3.1. Introducción a las ondas de montaña .....	17
3.1.1 Ondas atmosféricas, ondas de gravedad y ondas de montaña .....	17
3.1.1.1. Ondas atmosféricas.....	17
3.1.1.2 Ondas de gravedad .....	17
3.1.1.3. Ondas de montaña .....	17
3.1.2 Condiciones necesarias para su formación.....	18
3.1.3. Importancia de las ondas de montaña en aviación .....	18
3.2. Caracterización de las ondas de montaña.....	19
3.2.1. Gradiente vertical de temperatura potencial.....	20
3.2.2. Frecuencia de Brunt-Väisälä. ....	20
3.2.3. Número de Froude .....	21
3.2.4. Parámetro de Scorer .....	21
<b>CAPÍTULO 4. SIMULACIONES MODELO WRF .....</b>	<b>23</b>
4.1. Introducción al modelo WRF.....	23

4.2. Análisis de diferentes componentes de ondas de montaña a través del modelo WRF para la situación de la ventisca producida entre el 30 y el 31 de diciembre en el Pirineo Oriental.....	24
4.2.2. Estabilidad de la atmósfera .....	27
4.2.3. Campo de viento en un plano horizontal a 1500 m sobre el nivel del mar.....	31
4.2.4. Campo de viento en una sección vertical.....	33
4.2.5. Perfil vertical de la frecuencia de Brünt-Väisälä .....	37
4.2.6. Perfil vertical del parámetro de Scorer .....	38
4.2.7. Perfil vertical del número de Froude.....	39
4.2.8. Secciones verticales de temperatura potencial .....	41
<b>CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES .....</b>	<b>44</b>
<b>Bibliografía.....</b>	<b>47</b>
<b>Anexo A. Código de Matlab .....</b>	<b>48</b>
A.1. Análisis de los datos recibidos por el Servei Meteorològic de Catalunya .....	48
A.2. WRF análisis de parámetros .....	56

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.1.</b> Presión a nivel del mar y frentes para el 30 diciembre de 2000 a las 00 UTC.....	4
<b>Figura 1.2.</b> Presión a nivel del mar y frentes para el 31 de diciembre de 2000 a las 00 UTC.....	5
<b>Figura 1.3.</b> Presión a nivel del mar y frentes para el 1 enero de 2001 a las 00 UTC.....	6
<b>Figura 1.4.</b> Altura geopotencial a 500 hPa (contornos de color, en dm) y presión en superficie (líneas de contorno blancas, m), a las a) 06, b)12 y c)18 UTC del 30, d) 00, e) 06 y f)12 UTC del 31 de diciembre del año 2000.....	7
<b>Figura 2.1.</b> Evolución de temperatura a 2 m observada promediada cada hora (cada 30 mins. en el caso de Ulldeter) entre las 00 UTC del 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del 2 de enero de 2001 en las estaciones meteorológicas de Molló, Sant Pau de Segúries, Núria y Ulldeter.....	10
<b>Figura 2.2.</b> Evolución de la velocidad del viento a 10 m observada promediada cada hora (cada 30 mins. en el caso de Ulldeter) entre las 00 UTC del 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del 2 de enero de 2001 en las estaciones meteorológicas de Molló, Sant Pau de Segúries, Núria y Ulldeter.....	11
<b>Figura 2.3.</b> Comparación de los valores de la temperatura observada promediada cada hora (cada 30 mins. en el caso de Ulldeter), (línea roja) y la temperatura asociada a la sensación térmica (línea azul), calculada a partir de los valores medios observados entre las 00 UTC del 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del 2 de enero de 2001 en Sant Pau de Segúries, Molló, Núria y Ulldeter.....	13
<b>Figura 2.4.</b> Evolución de la temperatura observada promediada cada 30 mins. (línea roja) y mínima (línea azul) observadas entre las 00 UTC del 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del 2 de enero de 2001 en la estación meteorológica de Ulldeter.....	14
<b>Figura 2.5.</b> Evolución de la velocidad de viento observado promediada cada 30 mins. (línea azul) y máxima (línea roja) observadas entre las 00 UTC del 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del 2 de enero de 2001 en la estación meteorológica de Ulldeter.....	15
<b>Figura 2.6.</b> Evolución de la temperatura media observada promediada cada 30 mins. (línea azul), la sensación de temperatura calculada con los valores medios (línea roja) y la calculada con los valores extremos (línea amarilla) entre las 00 UTC del 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del 2 de enero de 2001 en la estación meteorológica de Ulldeter.....	16
<b>Figura 3.1.</b> Configuración típica de la atmosfera en presencia de ondas de montaña, (imagen de publicación de 2017 del blog de AEMET: <a href="https://aemetblog.es/2017/08/08/surfeando-ondas-de-montana/">https://aemetblog.es/2017/08/08/surfeando-ondas-de-montana/</a> ).....	18
<b>Figura 3.2.</b> Ondas atrapadas a sotavento debidas al flujo variable en altura, (adaptado de Durran 1990, ver [6]).....	22

<b>Figura 4.1.</b> Áreas geográficas de los tres dominios definidos en la simulación.....	24
<b>Figura 4.2.</b> Divergencia del viento (escala de color) y velocidad del viento (flechas, $\text{ms}^{-1}$ ) simulados a una altura de 2000 m en el dominio 3 a las 03 UTC del día 31 de diciembre del año 2000.....	25
<b>Figura 4.3.</b> Perfil vertical de la velocidad del viento en dirección S simulado para un punto con coordenadas X, Y= 43, 31 en el dominio 2 (ver Fig. 4.8) a diferentes horas de los días 30 y 31 de diciembre del año 2000.....	26
<b>Figura 4.4.</b> Perfil vertical de la temperatura potencial simulada en un punto del dominio 2 situado en las coordenadas X, Y= 43, 31 (ver Fig. 4.8) a diferentes horas de los días 30 y 31 de diciembre del año 2000.....	27
<b>Figura 4.5.</b> Perfiles verticales simulados de la temperatura (línea roja continua), temperatura de punto de rocío (líneas azules continuas) y dirección y velocidad del viento horizontal (flechas, $\text{ms}^{-1}$ ) en un punto del dominio 2 con coordenadas X, Y= 43, 31 (ver Fig. 4.8) a las a) 00 , b) 14 UTC del día 30 de diciembre respectivamente. En la figura también se muestra la temperatura teórica de una masa de aire que asciende adiabáticamente (temperatura adiabática seca, líneas grises continuas de izquierda a derecha).....	29
<b>Figura 4.6.</b> Igual que la Fig. 4.5 a las a) 18 UTC del día 30 y a las b) 00 UTC del día 31 de diciembre.....	30
<b>Figura 4.7.</b> Campo del viento simulado (flechas y rango de colores, $\text{ms}^{-1}$ ) dentro del dominio 2 a una altura de 1500 m, simulado a las a) 16 UTC del 29, b) 00, c) 12, d) 14 y e) 18 UTC del 30, f) 00, g) 03 y h) 16 UTC del 31 de diciembre del año 2000.....	32
<b>Figura 4.8.</b> Línea entre los puntos 43, 60 y 43, 10 del dominio 2 donde se realiza la sección vertical de las Figs. 4.9, 4.15 y 4.16. También se muestra con un círculo azul el punto donde se realizan los perfiles verticales de las Figs. 4.3-4.6 y 4.12-4.14.....	34
<b>Figura 4.9.</b> Campo de viento simulado en una sección vertical entre los puntos 43, 60 y 43, 10 del dominio 2 (ver Fig. 4.8) a las a) 13 b) 14 y c) 15 UTC del 30 y a las d) 00 e) 03 y f) 16 UTC del día 31 de diciembre del año 2000.....	35
<b>Figura 4.10.</b> Línea entre los puntos 30, 60 y 70, 10 del dominio 3 donde se realiza la sección vertical de la Fig. 4.11.....	36
<b>Figura 4.11.</b> Campo de viento simulado en una sección vertical dentro del dominio 3 entre los puntos 30, 60 y 70, 10 (ver Fig. 4.10) a las 18 UTC del día 30 de diciembre del año 2000.....	36
<b>Figura 4.12.</b> Perfil vertical del cuadrado de la frecuencia de Brunt-Väisälä, $N^2$ , simulado los días 30 y 31 de diciembre del año 2000 en un punto del dominio 2 con coordenadas X, Y= 43, 31 (ver Fig. 4.8).....	37
<b>Figura 4.13.</b> Igual que 4.12 para el parámetro de Scorer.....	39
<b>Figura 4.14.</b> Igual que 4.12 para el número de Froude.....	40
<b>Figura 4.15.</b> Sección vertical de la temperatura potencial simulada definida entre los puntos 43, 60 y 43, 10 del dominio 2 (ver Fig. 4.8) orientada de norte a sur a las a) 00, b) 06, c) 14 y d) 18 UTC del 30 de diciembre del año 2000.....	41
<b>Figura 4.16.</b> Igual que la Fig. 4.15 a las a) 00, b) 03, c) 06 y d) 18 UTC del 31 de diciembre del año 2000.....	42





## INTRODUCCIÓN

Muchos de los accidentes deportivos o turísticos que se producen en las montañas se deben a factores meteorológicos. Algunos de los fenómenos meteorológicos más peligrosos o condiciones que implican un mayor riesgo en la práctica de la montaña son las tormentas, los fuertes vientos o las temperaturas extremas.

En este proyecto se analiza una situación de viento extremo, sucedida a finales del año 2000, en el Pirineo Oriental, durante la cual murieron personas. Se desencadenó una ventisca, que se caracteriza por que el viento eleva al aire la nieve que se encuentra en el suelo, reduciendo drásticamente la visibilidad.

El presente proyecto estudia los sucesos acaecidos y las condiciones meteorológicas asociadas mediante datos de reanálisis del Climate Forecast System Reanalysis (altura geopotencial a 500 hPa y presión a nivel del mar) y del modelo United Kingdom Meteorological Office (presión a nivel del mar). Se analiza la evolución de los diferentes centros de bajas presiones y frentes que afectan a la generación de la ventisca.

A continuación, se muestran diferentes gráficas con datos meteorológicos proporcionados por el Servei Meteorològic de Catalunya recogidos a través de las estaciones meteorológicas de Núria, Ulldeter, Molló y Sant Pau de Segúries en el periodo comprendido entre los días 29 de diciembre del año 2000 y el 1 de enero del año 2001, ambos incluidos. Se analizan los datos de temperatura, presión atmosférica, velocidad y dirección del viento e índices de sensación de temperatura obtenidos.

Se describe también un fenómeno meteorológico frecuente en zonas de alta montaña, las ondas de montaña, dado el peligro potencial que suponen en la aviación y se definen diferentes parámetros que las caracterizan. En el presente proyecto se estudia la posible aparición de estas ondas durante el evento de viento fuerte en el que se centra el estudio, lo que ayuda a entender la evolución del mismo.

Con el objetivo de llevar a cabo un análisis de mesoescala se realiza una simulación numérica con el modelo Weather Research and Forecasting. El modelo proporciona la evolución de un gran número de variables atmosféricas.

En particular se usa la temperatura potencial y el campo de viento para calcular la frecuencia de Brünt Väisälä, el parámetro de Scorer, o el número de Froude. Además se analizan los campos de viento y temperatura potencial en el periodo y región de interés.

Los resultados obtenidos con el modelo nos permiten estudiar la estabilidad de la atmósfera y si se producen ondas de montaña durante los días de estudio, con el objetivo de entender cómo se creó la ventisca.

# CAPÍTULO 1. MARCO SOCIAL Y METEOROLÓGICO

## 1.1. Marco social

En el presente proyecto se estudian las condiciones atmosféricas a finales del año 2000 en el Pirineo Oriental.

Durante diciembre del año 2000, en la zona pirenaica de Cataluña, la situación meteorológica había sido bastante favorable teniendo en cuenta la época del año, pero la previsión de tiempo para el día 30 de diciembre marcaba cambios meteorológicos importantes.

La predicción del tiempo para el sábado día 30, venía marcada, por la presencia del viento causada por una borrasca que cruzaba el norte de la península. Se esperaba que a lo largo del sábado la borrasca iría profundizando y llegase a tener un centro de bajas presiones de 990 hPa que produciría una entrada de viento de componente norte, con mucha fuerza y que haría descender la temperatura de manera acusada a lo largo del día en las cimas del Pirineo (Cruz, 2018, ver [1]).

Teniendo en cuenta estas predicciones, los técnicos del Instituto Cartográfico y Geológico de Cataluña realizaron y publicaron boletines de peligro de aludes para ese fin de semana, y estimaron un índice de peligro de aludes de 2 en una escala de 5, suficiente para desencadenar aludes de pequeñas dimensiones sobre pendientes suficientemente grandes en contacto de una sobrecarga como el paso de esquiadores o un viento fuerte (Cruz, 2018, ver [1]).

A pesar de las predicciones de mal tiempo publicadas, muchas personas decidieron ir pasar el día a las montañas ubicadas en el Pirineo Oriental, con el objetivo de realizar diversas actividades como esquí, escalada o senderismo, pero llegado el día 30 de diciembre, el viento sopló con mucha más fuerza de la que se esperaba y en una zona más amplia de lo que cabía esperar (Cruz, 2018, ver [1]).

En gran parte del Pirineo Oriental se produjo un fenómeno meteorológico que puede poner en peligro la vida de los excursionistas de alta montaña, una ventisca, éstas provocan que la nieve se levante del suelo por la fuerza del viento y sea transportada largas distancias.

Además, cuando se produce una ventisca, en muchas ocasiones puede generarse a su vez un fenómeno denominado *whiteout*, propio de zonas polares, que provoca que, debido a la nieve levantada del suelo, la visibilidad se reduzca casi por completo, viéndose todo blanco, lo cual es muy peligroso, debido a que anula la percepción del sentido de profundidad y orientación. Al combinarse con la sensación de frío intensa, consecuencia de la existencia de viento a gran velocidad moviéndose sobre una superficie a bajas temperaturas, desencadena una situación muy peligrosa. Todos estos fenómenos se dieron a cabo a lo largo de la jornada del día 30 de diciembre del año 2000 y provocaron la muerte de diez personas.

Durante este proyecto se describe los diferentes aspectos atmosféricos que dieron pie a la formación de dicha situación meteorológica, que acabó con la vida de 10 personas a finales del año 2000 en la zona de la montaña de los Pirineos orientales.

## 1.2. Marco meteorológico

### 1.2.1. Descripción general

Cuando el viento alcanza una velocidad cercana a los  $8.33 \text{ ms}^{-1}$  comienza a levantar nieve del suelo, sin embargo, el umbral reconocido internacionalmente en la definición de ventisca, *blizzard* en inglés, es de  $15.56 \text{ ms}^{-1}$ . A esta velocidad la nieve es levantada uno o dos m y reduce la visibilidad por debajo de los 400 m. Conforme la velocidad del viento crece, la cantidad de nieve levantada aumenta proporcionalmente, y en condiciones de viento muy fuerte y nieve poco cohesionada, la cantidad de nieve que puede transportar el viento puede superar fácilmente  $0.5 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$  y acercarse a  $1 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$  en condiciones muy extremas (Cruz, 2018, ver [1]).

Cuando el día 30 se produce este evento de viento fuerte proveniente del norte o noroeste, éste alcanza velocidades muy superiores a los  $15.56 \text{ ms}^{-1}$ , por lo que es fácil que el viento levante grandes cantidades de nieve del suelo, desarrollando la ventisca.

Además, durante la jornada en la que se desarrolla la ventisca, el aire, en lugar de moverse en horizontal una vez alcanzada la cima, descendía por la ladera, donde, a su vez, al contrario de lo que es habitual, se encontraban valores de velocidad del viento superiores a los de las cimas de las montañas.

Por estas razones, las ventiscas son el fenómeno meteorológico más peligroso que se puede encontrar un excursionista en la alta montaña. La desorientación debida a la falta de visibilidad, combinada con un episodio de temperaturas extremadamente bajas, pueden poner la vida de una persona en riesgo.

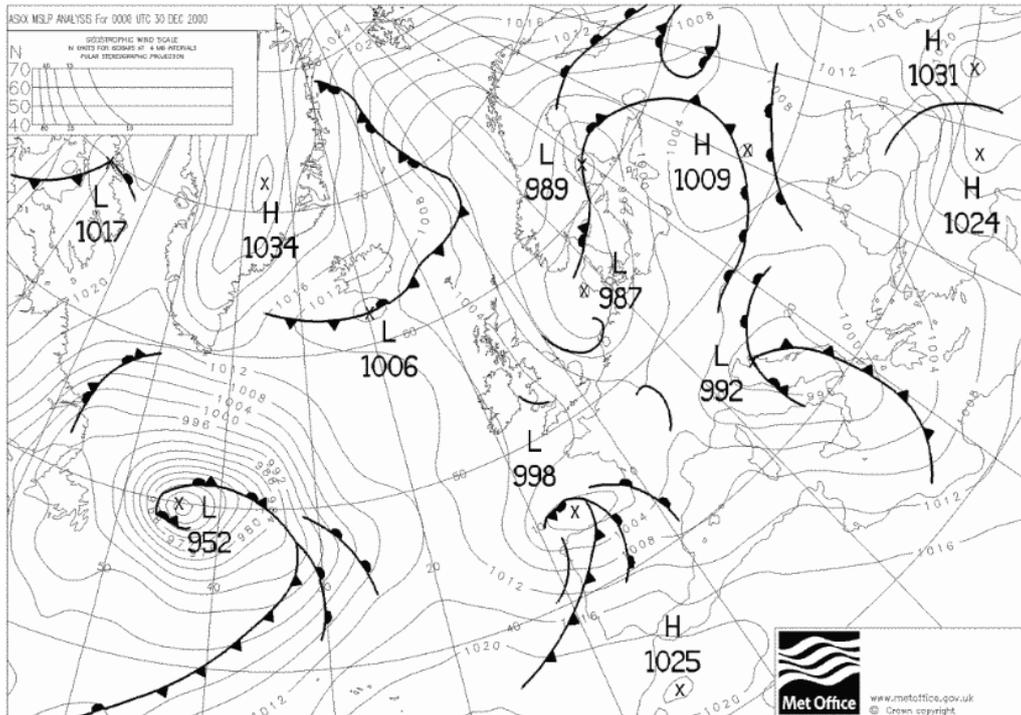
A lo largo del presente proyecto se analiza la evolución y las condiciones de la atmósfera que produjeron la ventisca en el Pirineo Oriental a finales del año 2000.

### 1.2.2 Análisis sinóptico de los mapas de UKMO

En este apartado se lleva a cabo el análisis de los mapas de presión a nivel del mar para diferentes días a las 00 UTC obtenidos con del modelo UKMO (United Kingdom Meteorological Office Model) disponible en la página de dominio público [wetterzentrale.de](http://wetterzentrale.de). En éstas, se presentan diferentes situaciones sinópticas, donde se marcan los diferentes centros de bajas/altas presiones o

los diferentes frentes formados por encuentros entre masas de aire con diferentes propiedades.

### 1.2.2.1. Análisis sinóptico del 30 diciembre de 2000 a las 00 UTC.



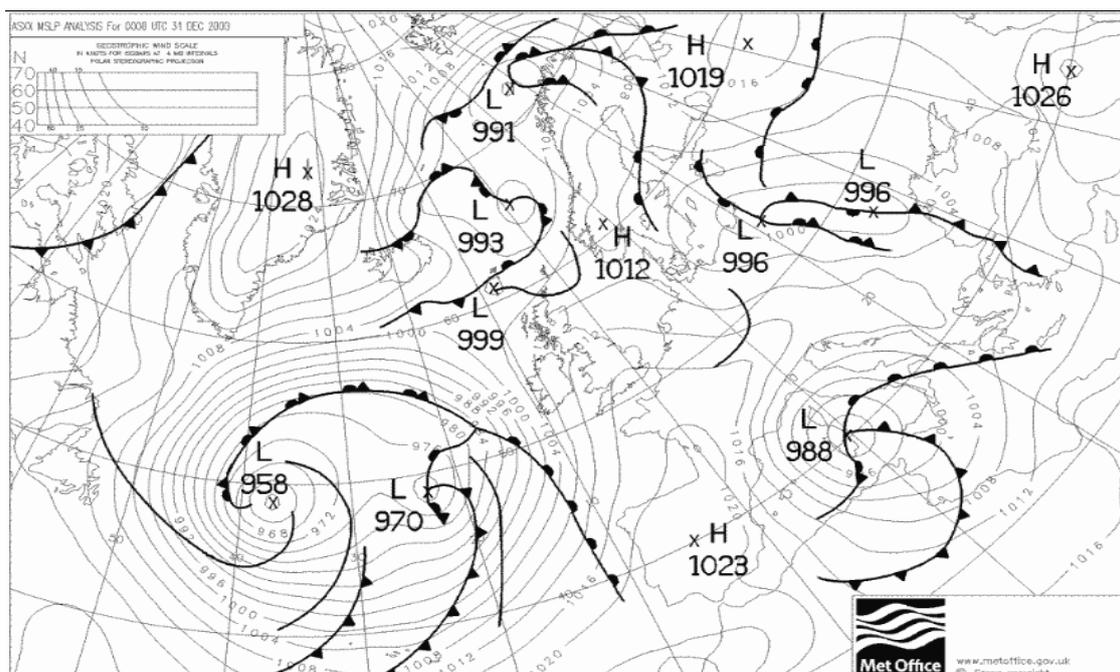
**Figura 1.1.** Presión a nivel del mar y frentes para el 30 diciembre de 2000 a las 00 UTC.

Como se puede observar en la Fig. 1.1, la zona del norte de la Península Ibérica a las 00 UTC del día 30 de diciembre estaba afectada por una zona de bajas presiones. Más concretamente, la zona del Pirineo Oriental, en la cual se centra este estudio, quedaría entorno a la isobara de 1004 hPa de presión.

Siguiendo la configuración de las isobaras, el viento se movería desde el suroeste hacia el noreste en el área de interés. Es importante observar que las isobaras en esta región no están especialmente juntas, lo que marca un gradiente de presión no demasiado fuerte, que se traduce en velocidades del viento moderadas.

Además, se puede observar como la región de los Pirineos está siendo sobrepasada por un frente cálido (representado con semicírculos), el cual hará que suban las temperaturas y la presión disminuya. Este va seguido de otro frente cálido, y más tarde, de un frente frío (representado con triángulos).

### 1.2.2.2. Análisis sinóptico para el 31 diciembre de 2000 a las 00 UTC.



**Figura 1.2.** Presión a nivel del mar y frentes para el 31 de diciembre de 2000 a las 00 UTC.

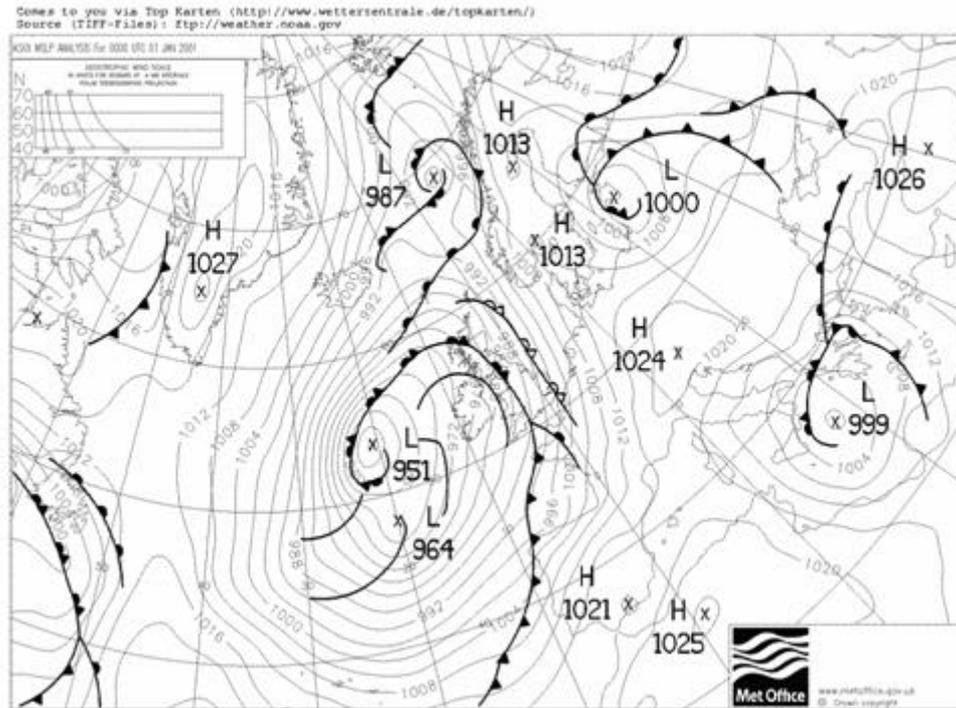
En la Fig. 1.2, se puede observar cómo el centro de bajas presiones anterior se ha desviado hacia el este, cruzando el norte de la Península ibérica. La zona del Pirineo Oriental, donde se centra este estudio, estaría situada en una región entre las isobaras de presión 1016 y 1020 hPa.

Se ha de tener en cuenta que la carta hace referencia a las 00 horas UTC del día 31, sin embargo, el evento empezó entre las 14 y las 15 horas del día anterior (hora local,  $LT=UTC+1$ ), por lo que la borrasca estaría situada más cercana al área concreta a la cual se hace referencia.

Llama la atención el hecho de que las isobaras en éste están mucho más cercanas entre sí que durante el día anterior, lo que indica un aumento de la velocidad del viento notable, con una componente norte.

Este viento fuerte procedente del norte producido por este sistema de bajas presiones, combinado con las bajas temperaturas que hubiera dejado el frente frío que acaba de cruzar la Península Ibérica y la nieve de la superficie caída en los días anteriores, podrían ser los causantes de la creación de la ventisca, las bajas temperaturas y la falta de visibilidad producidas durante ese periodo de tiempo.

### 1.2.2.3. Análisis sinóptico para el 1 enero de 2001 a las 00 UTC.



**Figura 1.3.** Presión a nivel del mar y frentes para el 1 enero de 2001 a las 00 UTC.

En la imagen de la Fig. 1.3 se puede observar como el centro de bajas presiones se ha desplazado hacia el este, posicionándose sobre el sur de Italia. Ahora la región de los Pirineos está afectada por un anticiclón centrado en Andalucía a 1021 hPa. Se observa que existe una mayor distancia entre las isobaras colindantes en el área de estudio, por lo que la velocidad del viento se ha reducido.

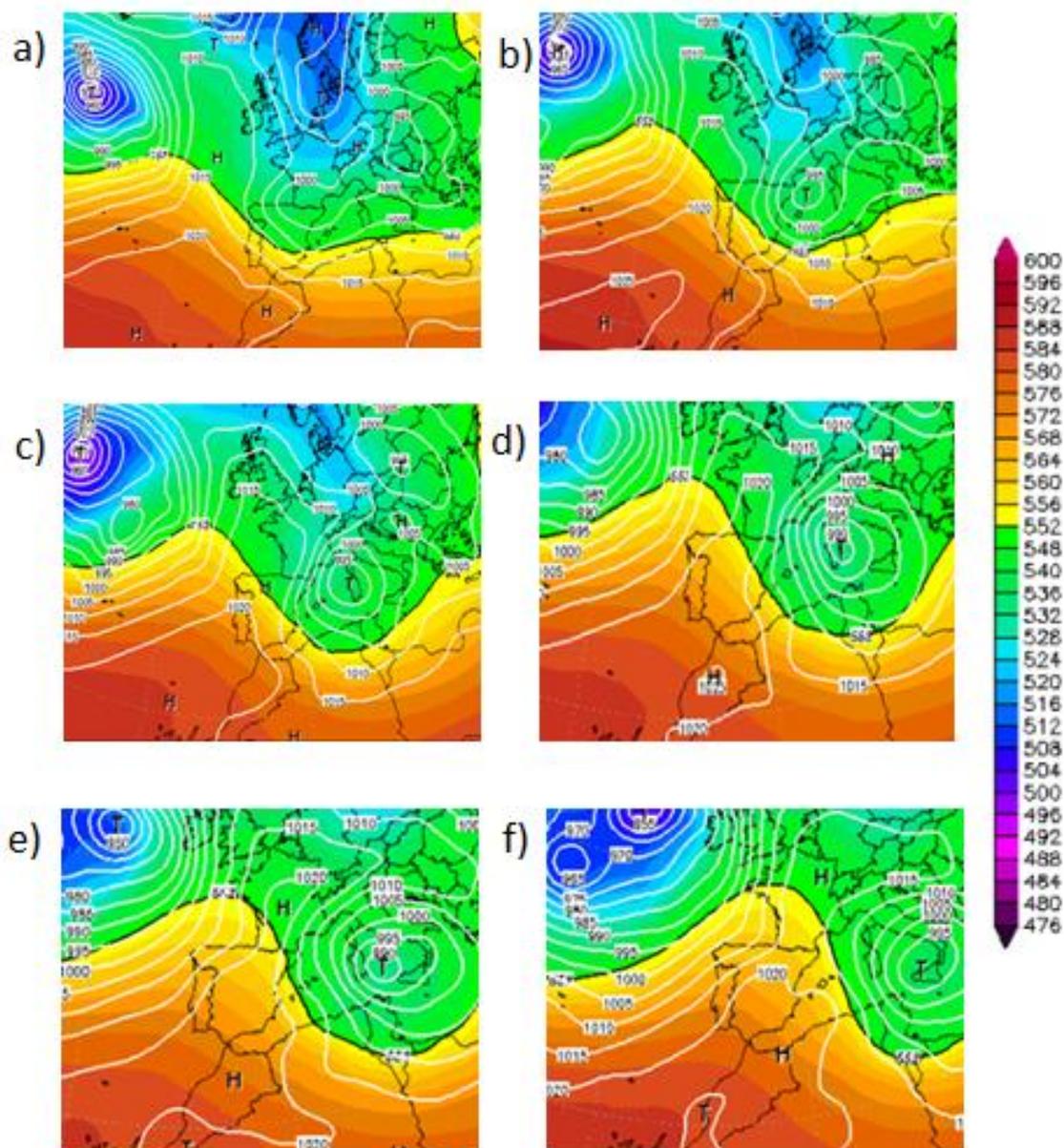
### 1.2.3. Estudio de las condiciones sinópticas mediante datos de reanálisis.

Con el objetivo de estudiar la situación meteorológica general desarrollada durante la tragedia, han sido analizados diferentes conjuntos de datos pasados, obtenidos de modelos de reanálisis atmosférico disponibles en la página alemana [wetterzentrale.de](http://wetterzentrale.de).

Los datos de reanálisis atmosférico consisten en la síntesis de datos observacionales mundiales y la salida de un modelo atmosférico en una cuadrícula tridimensional global o regional.

Se ha escogido el Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), dado que tiene una resolución horizontal de aproximadamente 50 km, por lo que es el método más preciso de los diferentes disponibles en dicha página web.

A través de este modelo, se ha analizado el mapa a 500 hPa que representa la altura geopotencial a esta presión y la presión en superficie (ver Fig. 1.4).



**Figura 1.4.** Altura geopotencial a 500 hPa (contornos de color, en dm) y presión en superficie (líneas de contorno blancas, m), a las a) 06, b) 12 y c) 18 UTC del 30, d) 00, e) 06 y f) 12 UTC del 31 de diciembre del año 2000.

En la Fig. 1.4 se observa el desarrollo de la borrasca. A las 18 UTC del 30 de diciembre (Fig. 1.4c) las isobaras en superficie están situadas muy cercanas entre sí en la zona del Pirineo Oriental comparado con las horas anteriores (Figs. 1.4a y b), lo indica un viento fuerte.

Además, el área montañosa de interés se encuentra en la zona de la borrasca pintada en verde, donde la altura a 500 hPa es menor que en el área vecina

pintada en colores cálidos. La columna de aire inmersa en la borrasca, es más baja, por lo que la transición entre las zonas superficiales y más altas se producen en un rango de altitud menor. Esto indica que la atmósfera es más inestable, por tanto, los movimientos y las turbulencias en la zona son más intensos que en las zonas vecinas representadas por colores cálidos. Consecuentemente, es más fácil la formación de nubosidad y de frentes.

Sin embargo, a las 06 y 12 UTC del día 31 de diciembre (Figs. 1.4e y f) se puede observar como el Pirineo Oriental se encuentra en la zona pintada en colores cálidos, por lo que la columna de aire situada encima es más estable que el área vecina, lo que, a priori, indica que las turbulencias serán menores.

## CAPÍTULO 2. OBSERVACIONES DEL SERVEI METEORÒLOGIC DE CATALUNYA

El Servei Meteorològic de Catalunya (SMC) dispone de estaciones automáticas en la zona de estudio, que pertenecen a la Xarxa d'Estacions Meteorològiques Automàtiques (XEMA), integrada en la Xarxa d'Equipaments Meteorològics de la Generalitat de Catalunya (XEMEC).

Los datos meteorológicos representados en las gráficas inferiores han sido proporcionados por el SMC, donde constan datos de temperatura, presión atmosférica y velocidad y dirección del viento obtenidos en las estaciones meteorológicas de Núria, Ulldeter, Molló y Sant Pau de Segúries, correspondientes al periodo comprendido entre los días 29 de diciembre del año 2000 y el 1 de enero del año 2001.

**Tabla 2.1. Datos de las estaciones meteorológicas automáticas utilizadas.**

Código EMA	Altura anemómetro (m)	Nombre	Latitud y longitud	Altura EMA sobre el mar	Año inicio de implantación
CI	10	Sant Pau de Segúries	42.26 °N 2.36 °E	852 m	24/11/1995
Z4	6	Ulldeter	42.41 °N 2.26 °E	2410 m	08/11/2000
DG	10	Núria	42.40 °N 2.15 °E	1971 m	15/05/1995
CG	10	Molló - Fabert	42.35 °N 2.40 °E	1405 m	06/06/1996

Las estaciones meteorológicas de Ulldeter y Núria, mostrarán datos más específicos de lo sucedido, ya que están más cercanas a la región de interés. Mientras las estaciones de Molló y Sant Pau de Segúries son más lejanas a la zona montañosa de estudio donde se provocó tal ventisca, por lo que permitirán observar cómo afecta la cercanía a las montañas a las diferentes variables analizadas.

A través de los datos obtenidos por cada una de las anteriores estaciones, se ha estudiado la evolución de temperatura, presión o velocidad del viento durante el episodio.

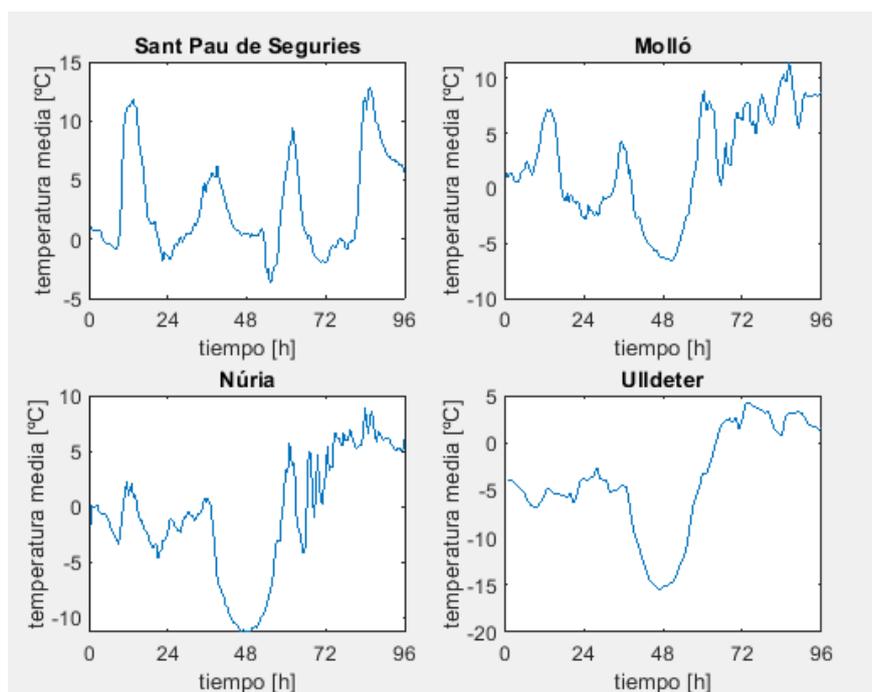
### 2.1. Precipitación

Los datos de precipitación recogidos en las estaciones meteorológicas de Sant Pau de Segúries, Molló y Núria durante el periodo analizado, es decir, entre las 00 UTC del día 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del día 2 de enero del 2001, señalan que la precipitación es nula en las dos primeras estaciones meteorológicas, y en Núria es despreciable.

Estas observaciones indican que la nieve que se encontraba en la atmósfera durante la ventisca, no era a causa de su precipitación, sino que se debía a grandes cantidades de nieve del suelo levantadas y arrastradas por el viento.

## 2.2. Temperatura

En las gráficas de la Fig. 2.1 se ha representado la temperatura media horaria (semihoraria en el caso de Ulldeter) registrada en las diferentes estaciones meteorológicas. Esta media se ha realizado entre los diferentes valores recogidos cada segundo para cada estación.



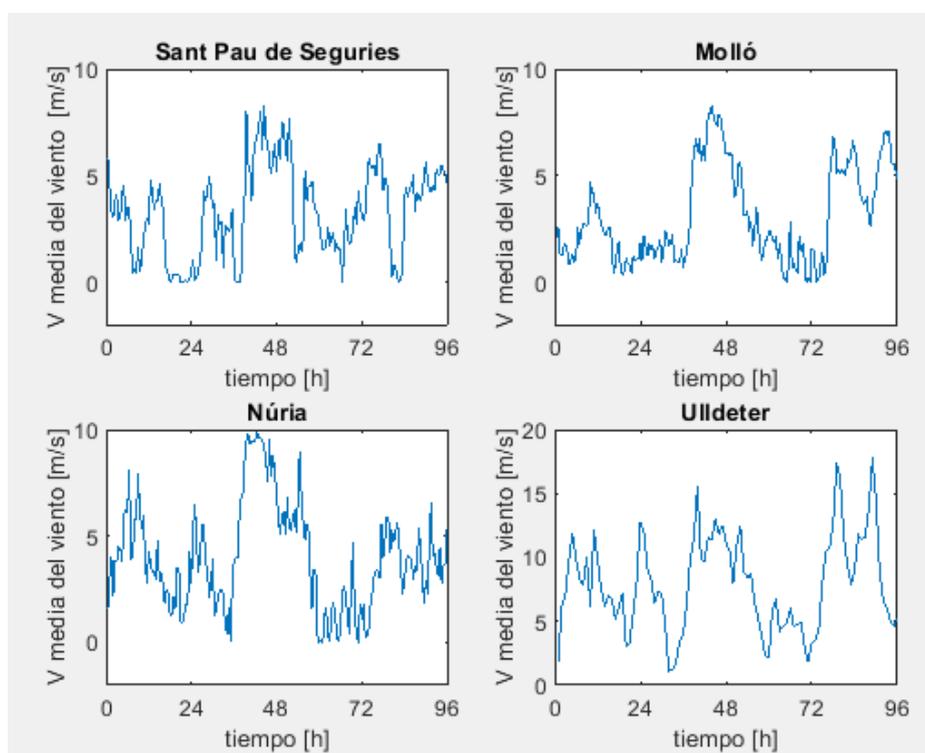
**Figura 2.1.** Evolución de la temperatura a 2 m observada promediada cada hora (cada 30 mins. en el caso de Ulldeter) entre las 00 UTC del 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del 2 de enero de 2001 en las estaciones meteorológicas de Molló, Sant Pau de Segúries, Núria y Ulldeter.

Los datos recogidos en las estaciones de Núria, Ulldeter y Molló reflejan una drástica bajada de las temperaturas desde el medio día del día 30 de diciembre del año 2000, hasta las primeras horas del día 31 de diciembre de 2000. Las temperaturas más bajas registradas se recogen en Ulldeter, alrededor de los  $-15^{\circ}\text{C}$ , en Núria sobre los  $-10^{\circ}\text{C}$  y en Molló sobre los  $-7^{\circ}\text{C}$ .

Sin embargo, no vemos ese comportamiento en las gráficas obtenidas en Sant Pau de Segúries, debido a que está más alejado de la zona montañosa que las otras estaciones.

### 2.3. Velocidad del viento

En la Fig. 2.2 se ha representado la media de la velocidad del viento registrada por las estaciones meteorológicas de Sant Pau de Segúries, Molló, Núria y Ulldeter respectivamente. La media horaria de la velocidad del viento para cada estación (semihoraria en el caso de Ulldeter), se ha realizado entre los diferentes valores recogidos cada tres segundos.



**Figura 2.2.** Evolución de la velocidad del viento a 10 m observada promediada cada hora (cada 30 mins. en el caso de Ulldeter) entre las 00 UTC del 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del 2 de enero de 2001 en las estaciones meteorológicas de Molló, Sant Pau de Segúries, Núria y Ulldeter.

En este caso, los valores registrados en todas las estaciones reflejan un gran aumento de la velocidad del viento alrededor del medio día del día 30 de diciembre del año 2000, hasta las primeras horas del día 31 de diciembre de 2000.

De nuevo observamos las condiciones más extremas en Ulldeter, donde la velocidad del viento alcanza durante esa jornada superiores a los  $15 \text{ ms}^{-1}$ , aunque existen valores registrados por esa misma estación más altos durante el día 1 de enero.

Tanto en Núria, Molló y Sant Pau de Segúries, la velocidad del viento aumenta de repente, igual que en Ulldeter, a medio día del día 30 de diciembre, donde se observan cambios de  $9\text{-}10 \text{ ms}^{-1}$ ,  $5 \text{ ms}^{-1}$  y  $8 \text{ ms}^{-1}$  respectivamente, durante un periodo corto de tiempo.

Estos datos, coinciden con las imágenes generales analizadas en los subapartados 1.2.2 y 1.2.3, donde como se ha mencionado, las isobaras aparecen mucho menos espaciadas entre sí el día 31 a las 00 UTC, lo cual proviene de una mayor variación en la presión en menos espacio, por lo que la velocidad del viento se incrementa.

## 2.4. Sensación térmica por frío

Otro factor importante, que nos ayuda a entender mejor la gravedad de la tragedia, es el índice de sensación térmica por frío, el cual tiene en cuenta cual es la temperatura percibida teniendo en cuenta tanto la temperatura como la velocidad del viento.

El Índice de Sensación Térmica por frío (Wind Chill Temperature Index en inglés), no es estrictamente una temperatura, sino una cantidad sin unidades que ayuda a estimar el efecto adicional de enfriamiento que aporta el viento sobre la piel del ser humano en contacto con el aire ambiente. Puede decirse que su valor viene a ser asociado con el de "aquella temperatura que produciría los mismos efectos de enfriamiento sobre la piel del rostro si el viento estuviera en calma" (cita de <https://www.tiempo.com/ram/289402/la-sensacion-termica-y-sus-calculos-por-la-aemet/>, ver[2]).

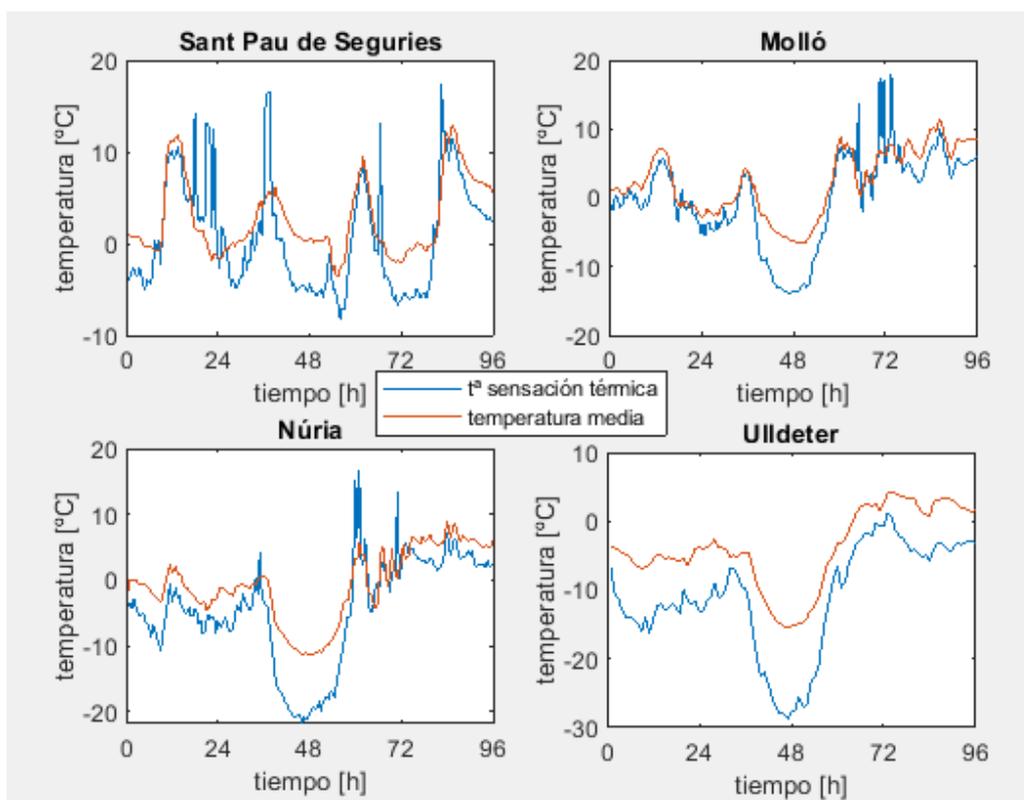
Es importante recordar que el viento no puede hacer que la temperatura de la piel sea más baja que la temperatura del aire ambiente. Es decir, no se producirán congelaciones si la temperatura del aire está por encima de cero.

En la Agencia Estatal de Meteorología, AEMET, los valores de Sensación Térmica por frío se calculan mediante la ecuación:

$$ST_F = 13,1267 + 0,6215 * T - 11,37 * V^{0,16} + 0,3965 * T * V^{0,16} \quad (2.1)$$

Donde  $ST_F$  es el Índice de Sensación Térmica,  $T$  es la temperatura del aire ambiente en grados Celsius y  $V$  es la velocidad del viento en km/h a la altura estándar de medida, 10 m por encima de la superficie del suelo. Si el viento se mide a la altura de la cara de una persona, para utilizar la ecuación o la tabla debe multiplicarse el valor medido por 1,5. En AEMET este cálculo se lleva a cabo cuando los valores de la temperatura ambiente están entre +10 °C y -50 °C (cita de <https://www.tiempo.com/ram/289402/la-sensacion-termica-y-sus-calculos-por-la-aemet/>, ver[2]).

Si aplicamos esta fórmula a los datos obtenidos de temperatura y velocidad del viento medias horarias (semihorarias en el caso de Ulldeter) para cada estación meteorológica, obtenemos valores de sensación térmica diferentes a la temperatura media representada en el apartado 2.2. Podemos ver la comparación entre la temperatura asociada a la sensación térmica por frío y la temperatura media en las imágenes de la Fig. 2.3.



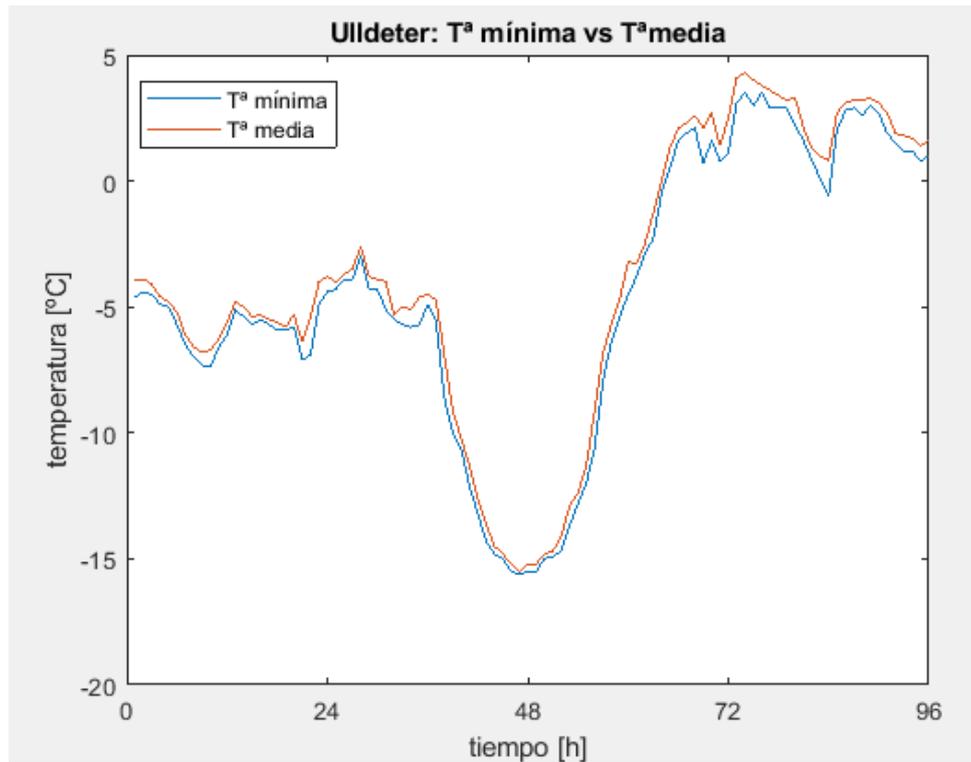
**Figura 2.3.** Comparación de los valores de la temperatura observada promediada cada hora (cada 30 mins. en el caso de Ulldeter), (línea roja) y la temperatura asociada a la sensación térmica (línea azul), calculada a partir de los valores medios observados entre las 00 UTC del 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del 2 de enero de 2001 en Sant Pau de Segúries, Molló, Núria y Ulldeter.

Se observa que la sensación de temperatura por frío es menor que la temperatura media en la mayor parte del tiempo, debido a la influencia de la velocidad del viento. Las diferencias entre ambas son más notables durante la jornada durante la que se produjo la ventisca, sobre todo en Molló y Núria.

Sin embargo, las personas fallecidas pudieron estar sometidos a sensaciones térmicas de entre  $-30^{\circ}\text{C}$  y  $-40^{\circ}\text{C}$  (Cruz, 2018, ver [1]), cuyo descenso no puede ser explicado viendo las gráficas de la Fig. 2.3.

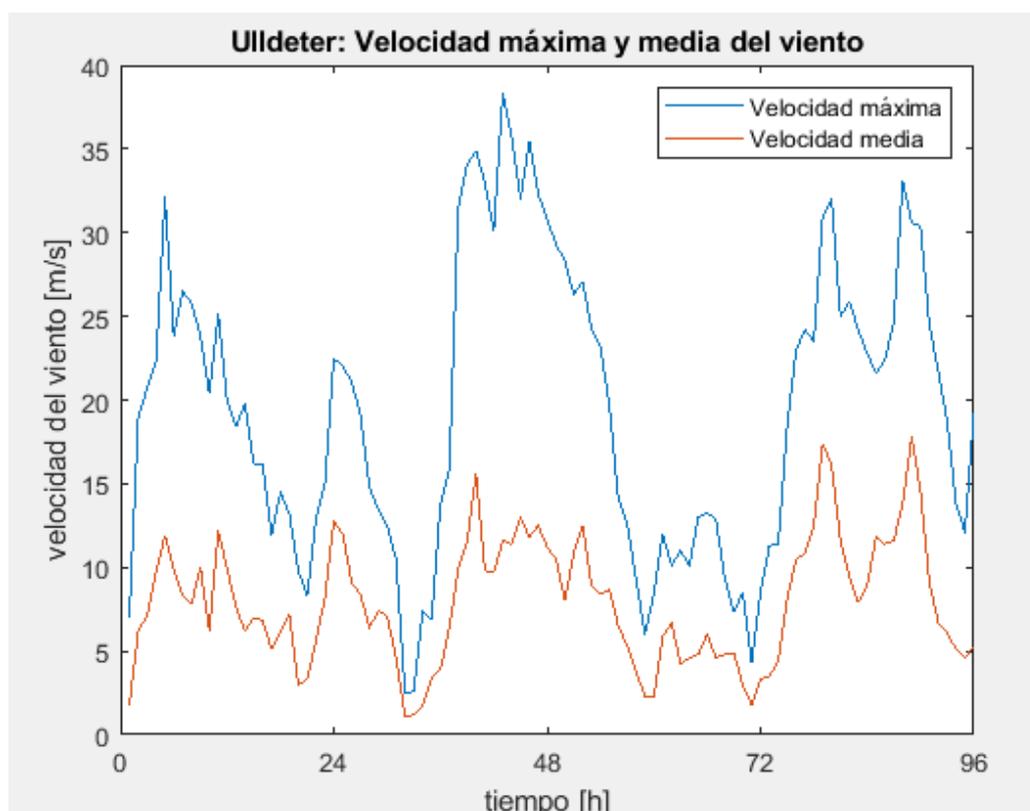
Esto se debe, a que se han tenido en cuenta la media de los valores tanto de temperatura como de velocidad del viento registrados. Sin embargo, teniendo en cuenta los valores máximos de velocidad del viento registrados y los valores mínimos de temperatura registrados, el índice de sensación térmica cambiaría.

Dichos datos solamente han sido proporcionados en la estación meteorológica de Ulldeter, por lo que el análisis que se presenta a continuación se centra en los valores recogidos en esta estación.



**Figura 2.4.** Evolución de la temperatura observada promediada cada 30 mins. (línea roja) y mínima (línea azul) observadas entre las 00 UTC del 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del 2 de enero de 2001 en la estación meteorológica de Ulldeter.

La diferencia entre las temperaturas media y mínima representadas en la Fig. 2.4 es pequeña. Por lo que este factor no puede ser el determinante en la diferencia de valores entre la sensación térmica por frío y la temperatura media.

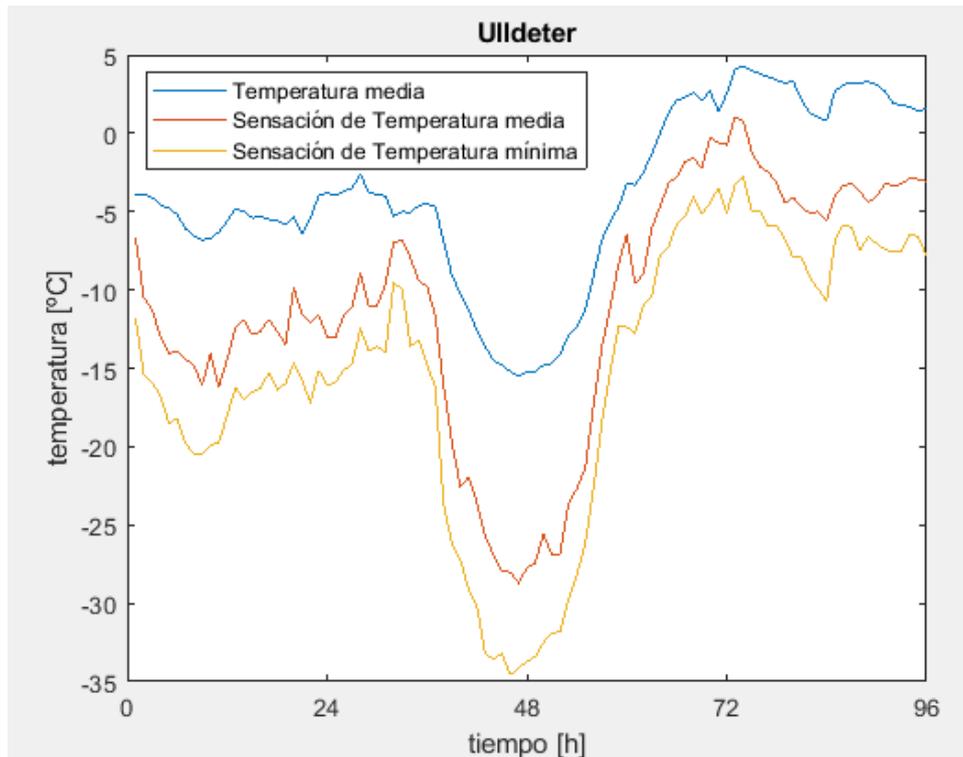


**Figura 2.5.** Evolución de la velocidad de viento observado promediado cada 30 mins (línea azul) y máxima (línea roja) observadas entre las 00 UTC del 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del 2 de enero de 2001 en la estación meteorológica de Ulldeter.

Por el contrario, la velocidad máxima del viento registrada cada hora es bastante mayor que la velocidad media. Lo que probablemente afecte mucho en el cálculo de la sensación térmica por frío.

Según la Fig. 2.5, las rachas máximas de viento alcanzadas fueron superiores a  $35 \text{ ms}^{-1}$ , que se dan durante la noche del 30 al 31 de diciembre del año 2000.

Observando la gráfica podemos concluir que se supera con creces el umbral establecido en la consideración de ventisca,  $15.5 \text{ ms}^{-1}$ , en los cuales la visibilidad se reduce a 400 m. En la gráfica se pueden observar valores mucho mayores, por lo que se explica que se desencadenara el fenómeno conocido como *whiteout*, por el cual es tal la cantidad de nieve levantada que la visibilidad se reduce muchísimo.



**Figura 2.6.** Evolución de la temperatura media observada promediada cada 30 mins. (línea azul), la sensación de temperatura calculada con los valores medios (línea roja) y la calculada con los valores extremos (línea amarilla) entre las 00 UTC del 29 de diciembre de 2000 y las 00 UTC del 2 de enero de 2001 en la estación meteorológica de Ulldeter.

En la Fig. 2.6 se observa que considerar los valores mínimos de temperatura y, sobre todo, la velocidad del viento máximo reduce de manera apreciable la sensación térmica. Claramente, los valores mínimos de temperatura asociados a la sensación térmica en este caso, descienden hasta alcanzar casi los  $-35^{\circ}\text{C}$  durante el espacio temporal en el cual se experimentó la ventisca.

## CAPÍTULO 3. ONDAS DE MONTAÑA

### 3.1. Introducción a las ondas de montaña

#### 3.1.1 Ondas atmosféricas, ondas de gravedad y ondas de montaña

##### 3.1.1.1. Ondas atmosféricas

Una onda atmosférica se define como cualquier perturbación periódica que se propaga en el espacio y/o en el tiempo sobre la atmosfera. Estas ondas ocurren sobre una amplia gama de escalas espaciales y temporales. En las ondas atmosféricas de menor escala, sus movimientos verticales son muy significativos (Posada Nava-Osorio, 2012, ver [3]).

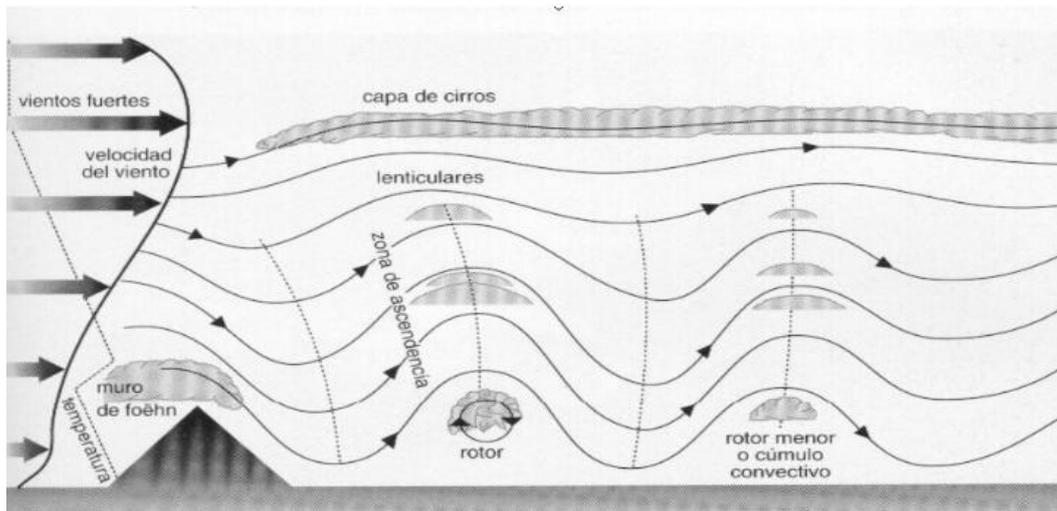
##### 3.1.1.2 Ondas de gravedad

Se entiende como onda de gravedad aquella perturbación ondulatoria debida al desplazamiento de una parcela de aire de su equilibrio hidrostático cuya fuerza restauradora es la flotabilidad. De ahí que también se conozcan como ondas de flotación. Se pueden producir en cualquier fluido en equilibrio hidrostático, como el océano o la atmósfera (Posada Nava-Osorio, 2012, ver [3]).

##### 3.1.1.3. Ondas de montaña

Las ondas de montaña son ondas de gravedad provocadas por la orografía. Una vez la masa de aire ha superado la barrera montañosa, la fuerza restauradora que existe si la atmósfera es estable hace que descienda en la ladera de sotavento y cree una serie de ondas estacionarias que puede extenderse cientos de kilómetros sobre áreas despejadas de tierra y aguas abiertas. Debido a este fenómeno, si la atmósfera es lo suficientemente húmeda, es posible la formación de nubes en el lado donde la masa de aire asciende y que se disipen al descender.

Las ondas de montaña pueden aparecer como un flujo de aire suave y ondulado o pueden contener turbulencia en forma de olas rompientes y rotores, que pueden provocar accidentes aéreos, por lo que es de vital importancia para la aeronáutica detectar y pronosticar este tipo de ondas.



**Figura 3.1.** Configuración típica de la atmósfera en presencia de ondas de montaña, (imagen de publicación de 2017 del blog de AEMET: <https://aemetblog.es/2017/08/08/surfeando-ondas-de-montana/>).

### 3.1.2 Condiciones necesarias para su formación

La primera de estas condiciones es la existencia de un viento que choque con una montaña, provocando el ascenso del aire, donde, a su vez es necesario que el viento pase por encima de la montaña en la misma dirección en la que se producen las ondas y cuya orientación esté dentro de un rango de  $30^\circ$  aproximadamente de una línea perpendicular a la cresta de la montaña.

También es imprescindible la presencia de una inversión de temperatura (la temperatura del aire aumenta con la altura) a sotavento de la montaña, con una estabilidad más débil (la temperatura aumenta a un ritmo menor con la altura) en niveles superiores, que permita la oscilación de la parcela respecto a su nivel de equilibrio.

Por último, es preciso que el viento tenga una velocidad suficientemente alta para generar las ondas de montaña (Miglietta et al., 2013, ver [4]).

### 3.1.3. Importancia de las ondas de montaña en aviación

Actualmente, no existe instrumentación capaz de observar las ondas atmosféricas de manera directa a no ser que se formen nubes. Por lo tanto, es necesario realizar un análisis de las mismas a través de la detección de sus efectos.

En el caso de las ondas de montaña, en las cuales se centra el presente capítulo, su estudio se puede realizar al analizar las condiciones necesarias para su formación descritas en el apartado 3.1.2.

Las ondas de montaña suponen un importante mecanismo de transporte de energía. Esta, a su vez, puede ser liberada en forma de turbulencia, que puede suponer un riesgo para la aviación.

En las zonas cercanas a cordilleras montañosas donde se realicen actividades aeronáuticas, es especialmente importante detectar y pronosticar estas ondas, dado que es muy probable la aparición de las mismas y sus posibles efectos.

En caso de que la velocidad de las masas de aire que atraviesan una montaña sea superior a  $20 \text{ ms}^{-1}$ , es muy probable que se cree turbulencia. Si existe una atmósfera inestable, la turbulencia en el lado de barlovento es casi segura, en cuyo caso, si hay suficiente humedad, se forman nubes convectivas, que intensifican la turbulencia. En este caso, se pueden esperar turbulencias y aire inestable en el lado de barlovento y sobre la cima de la montaña. En caso de que la corriente que cruza la montaña descienda violentamente por la ladera de sotavento, la velocidad de las masas de aire puede superar la velocidad máxima de ascenso de la aeronave.

En caso de que las masas de aire que atraviesen la barrera montañosa estén envueltas en una atmósfera estable, y adquieran la suficiente velocidad, la orografía puede crear ondas de montaña estacionarias, que pueden extenderse cientos de kilómetros en la dirección del viento desde la montaña. Estas crestas pueden extenderse a alturas muy superiores a las cimas de las montañas, a veces hasta la estratosfera inferior. Debajo de las crestas de las ondas, pueden formarse rotores, que pueden conllevar turbulencias severas. También pueden crear turbulencia violenta las corrientes de descenso y ascenso de las propias ondas.

Si además la atmósfera es lo suficientemente húmeda, en las corrientes ascendentes de estas ondas de montaña, se forman nubes lenticulares estacionarias, que se disipan en el flujo descendente.

Cuando se planea realizar un vuelo atravesando cordilleras o terreno montañoso, se debe reunir información necesaria e importante para el mismo con antelación, como la estabilidad del aire, la formación de nubes o la dirección y velocidad del viento.

En situaciones donde el viento que atraviesa una barrera montañosa alcance los  $20 \text{ ms}^{-1}$ , se debe proceder con precaución. La identificación de nubes lenticulares o de rotor cerca de una montaña es importante para prevenir turbulencias, ya que estas pueden esperarse incluso a muchos kilómetros a sotavento de las montañas. A su vez, se puede esperar un vuelo relativamente suave en el lado de barlovento.

### 3.2. Caracterización de las ondas de montaña

Para analizar las condiciones necesarias para la aparición de ondas de montaña se analiza el gradiente vertical de temperatura potencial ( $\frac{d\theta}{dz}$ ), con el objetivo de conocer la estabilidad de la atmósfera, así como el número de

Froude ( $Fr$ ), que permite conocer el comportamiento del flujo de aire frente a la orografía o el parámetro de Scorer, que indica si las condiciones son favorables para la formación de ondas de montaña.

### 3.2.1. Gradiente vertical de temperatura potencial

La temperatura potencial ( $\theta$ ) se define como la temperatura que tendría una parcela de aire seco a presión  $P$  y temperatura  $T$  si fuera comprimida o expandida adiabáticamente a un nivel de presión de referencia,  $p_0$  (generalmente  $P_0 = 1000$  hPa).

$$\theta = T \left( \frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (3.1)$$

Al trabajar con  $\theta$ , se elimina la variación de temperatura debida a cambios de presión con la altura. Si  $\theta$  se mantiene constante con la altura ( $\frac{d\theta}{dz} = 0$ ), la atmósfera será estáticamente neutra, si disminuye ( $\frac{d\theta}{dz} < 0$ ) será inestable (se favorece el ascenso de la parcela de aire), y si  $\theta$  aumenta con la altura ( $\frac{d\theta}{dz} > 0$ ) será estable (Posada Nava-Osorio, 2012, ver [3]).

### 3.2.2. Frecuencia de Brunt-Väisälä.

Si hay ondas de gravedad en ausencia de fuerzas debidas al gradiente de presión horizontal, la parcela de aire oscilará con una frecuencia de flotabilidad o de Brunt-Väisälä,  $N$ , (Vásquez y Falcón, 2015, ver [5]), definida en la ecuación:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}} \quad (3.2)$$

Donde  $g$  es la aceleración de la gravedad. Si  $N^2$  es menor que 0, la temperatura potencial disminuye con la altura lo que, a su vez, implica inestabilidad. En ese caso, la parcela de aire no oscilará alrededor de su nivel inicial, sino que tenderá a ascender.

Si  $N^2$  es 0, entonces la parcela se encontrará en equilibrio con el nuevo nivel. Por lo tanto, al analizar la atmósfera de una zona con orografía montañosa, si  $N^2$  es mayor que 0, se podrían producir ondas de montaña, las cuales oscilarán alrededor de su nivel inicial con la frecuencia de Brunt- Väisälä correspondiente.

Conforme la frecuencia de Brunt-Väisälä a la que oscila la onda aumenta, la longitud de onda de la misma, será menor, acercándose más al valor al cual la onda rompe, produciendo turbulencia.

### 3.2.3. Número de Froude

El numero de Froude ( $Fr$ ) es un parámetro adimensional utilizado para conocer la capacidad de bloqueo de la barrera montañosa respecto a un flujo de aire incidente. Se define:

$$Fr = \frac{\bar{u}}{NH} \quad (3.3)$$

donde  $\bar{u}$  es la velocidad del viento perpendicular a la barrera montañosa,  $N$ , es la frecuencia de Brunt-Väisälä y  $H$  es la altura de la barrera.

El número de Froude, proporciona una medida de la razón entre la energía potencial y cinética en el flujo alrededor y sobre los obstáculos (Holton, 1972, ver [6]).

Para obstáculos tridimensionales, como una montaña, si  $Fr < 0.5$  el flujo quedaría bloqueado o bordearía la barrera, en este caso el flujo se llama subcrítico. Si  $Fr > 0.5$ , el flujo se llama supercrítico, entonces habría probabilidad de actividad ondulatoria. En caso de que  $Fr \gg 1$  el flujo superaría la barrera sin oscilaciones significativas. El flujo de aire sube por una ladera de la montaña y baja por el otro lado, por lo tanto, la respuesta en forma de onda es débil (Posada Navia-Osorio ver [3]).

### 3.2.4. Parámetro de Scorer

Dependiendo del perfil vertical del parámetro de Scorer,  $l$ , se pueden dividir las ondas de gravedad en dos tipos diferentes, aquellas que son propagadas verticalmente y las ondas de gravedad atrapadas.

El parámetro de Scorer, relaciona la estabilidad atmosférica y la cizalladura vertical según la ecuación:

$$l^2(z) = \frac{N^2(z)}{\bar{u}^2(z)} \quad (3.4)$$

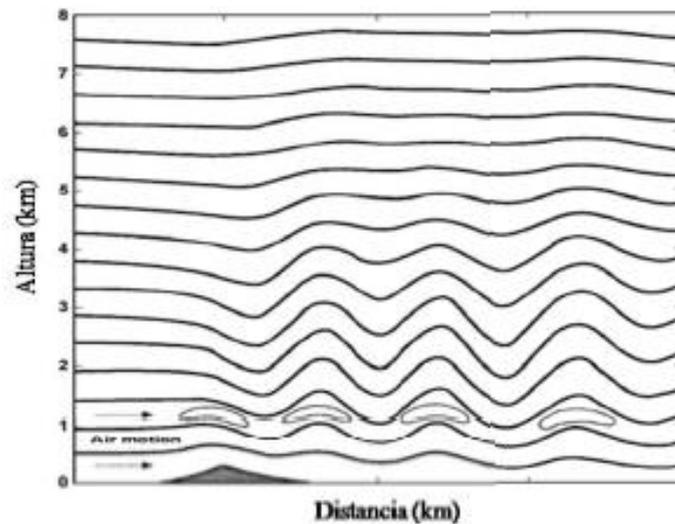
donde  $N$  es la frecuencia de Brunt-Väisälä y  $\bar{u}$  es la velocidad del viento horizontal normal a la cordillera.

Scorer estableció que la atmósfera se encuentra en un estado favorable para la formación de ondas de montaña en caso de que este parámetro se mantenga

constante o disminuya al aumentar la altura. A su vez, también demostró que para que se creasen ondas de montaña atrapadas, es necesaria la existencia de dos capas atmosféricas en las cuales el parámetro de Scorer sea constante y cumplan la condición de la ecuación 3.5 (Durrán, 1990, ver [7]).

$$l_L^2 - l_U^2 > \frac{\pi^2}{4H^2} \quad (3.5)$$

Donde  $l_L^2$  y  $l_U^2$  son los parámetros de Scorer en las capas inferior y superior respectivamente.  $H$  es el espesor de la capa inferior.



**Figura 3.2.** Ondas atrapadas a sotavento debidas al flujo variable en altura.  
(Adaptado de Durrán, 1990, ver [7])

## CAPÍTULO 4. SIMULACIONES MODELO WRF

### 4.1. Introducción al modelo WRF

La disponibilidad de datos observacionales recogidos durante las fechas comprendidas entre el 29 de diciembre del año 2000 y el 1 de enero del año 2001 sobre el área del Pirineo Oriental son muy limitadas. Una forma de corregir esta limitación es la utilización de modelos numéricos, que proporcionan información detallada de un gran número de variables dinámicas y estructurales en diferentes niveles verticales y en un dominio horizontal extenso.

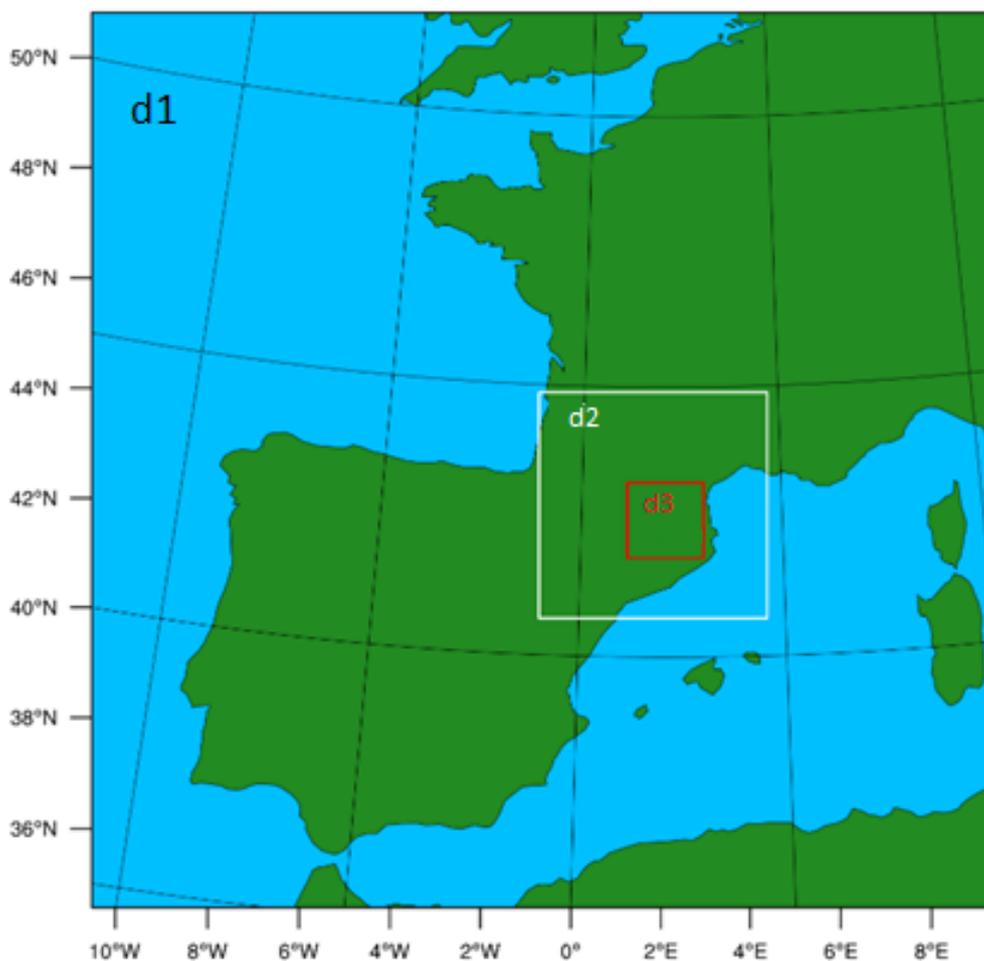
En el presente proyecto, con el objetivo de analizar la dinámica atmosférica producida durante el 30 de diciembre del año 2000 en el área del Pirineo Oriental, se ha realizado una simulación numérica utilizando el modelo de investigación y pronóstico del tiempo WRF (Weather Research and Forecasting) en su versión 4.0.3 (Skamarock et al., 2008, ver [8]). Éste es un sistema de predicción numérica del tiempo de mesoescala diseñado para la investigación atmosférica y las aplicaciones de pronóstico operacional.

En el presente estudio se utilizan 45 niveles verticales, distribuidos más cercanamente entre ellos en los niveles inferiores. Se han estudiado tres dominios diferentes, con el objetivo de poder realizar estudios sobre áreas y volúmenes de espacio y territorio diferente. Éstos han sido definidos con diferentes resoluciones horizontales, de 18 km en el caso del mayor, 6 km en el caso del dominio intermedio y 2 km en el caso del dominio menor.

Las condiciones iniciales y de contorno se actualizaron cada 6 horas con información datos del centro europeo para pronósticos meteorológicos a medio alcance (ECMWF).

Se utilizaron las siguientes parametrizaciones para los diferentes procesos físicos: esquema MRF de parametrización de PBL, esquema RRTM para radiación de onda larga, esquema de onda corta MM5 para radiación de onda corta, esquema de clase WSM 6, para la parametrización de microfísica, no se utiliza la parametrización de cúmulos para ninguno de los dominios más pequeños (información en [http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/namelist\\_best\\_prac\\_wrf.html](http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/namelist_best_prac_wrf.html), ver [9]).

La simulación comienza el 29 de diciembre de 2000 a las 00 UTC y finaliza el 2 de enero de 2001 a las 00 UTC.



**Figura 4.1.** Áreas geográficas de los tres dominios definidos en la simulación.

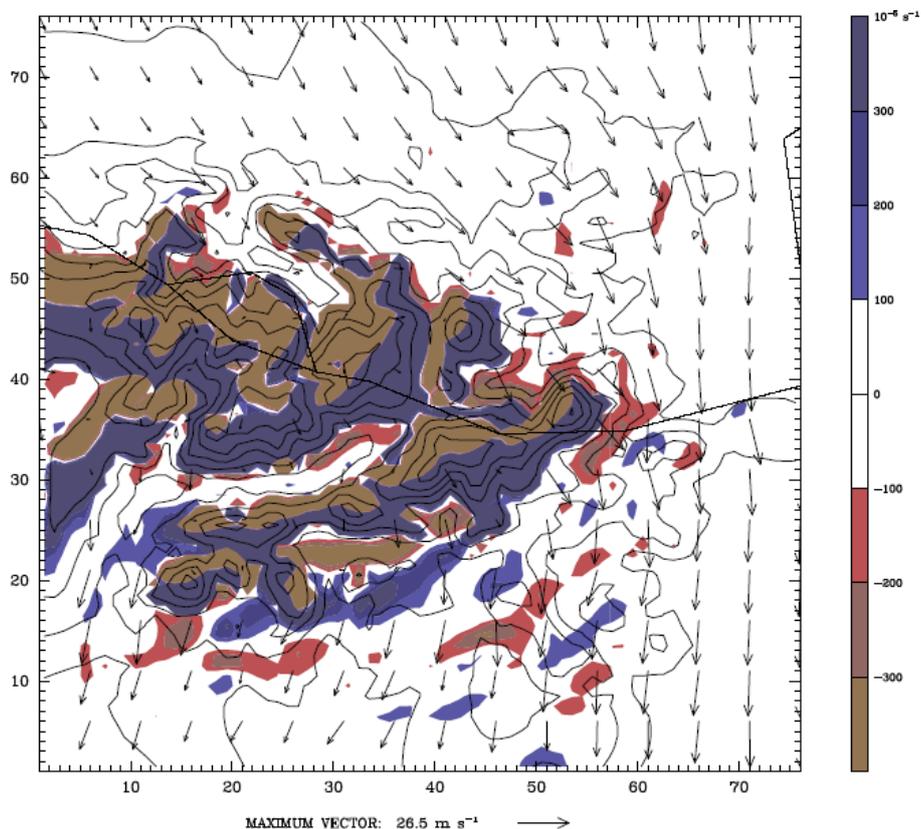
**Tabla 4.1. Límites geográficos de los tres dominios WRF**

Dominio	Límite inferior izquierdo	Límite superior derecho
D1	34,4° N; 9,6° W	50,8° N; 9,2° E
D2	40,7° N; 1,0° W	44,9° N; 4,8° E
D3	41,7° N; 1,1° E	43,4° N; 3,1° E

## 4.2. Análisis de diferentes componentes de ondas de montaña a través del modelo WRF para la situación de la ventisca producida entre el 30 y el 31 de diciembre en el Pirineo Oriental.

Con el objetivo de confirmar la presencia de masas de aire ascendentes y descendentes en el área estudiada, en la Fig. 4.2 se muestra la divergencia (y convergencia) del aire a una altura de 2000 metros. Esta se produce de manera continuada y repetitiva una vez alcanza la barrera montañosa, lo cual indica la perturbación de la onda inducida por los obstáculos orográficos. Esta

simulación, a priori, parece confirmar la existencia de trenes de ondas en el lado de sotavento de las montañas, que se extienden hacia el sureste por más de 60 km.

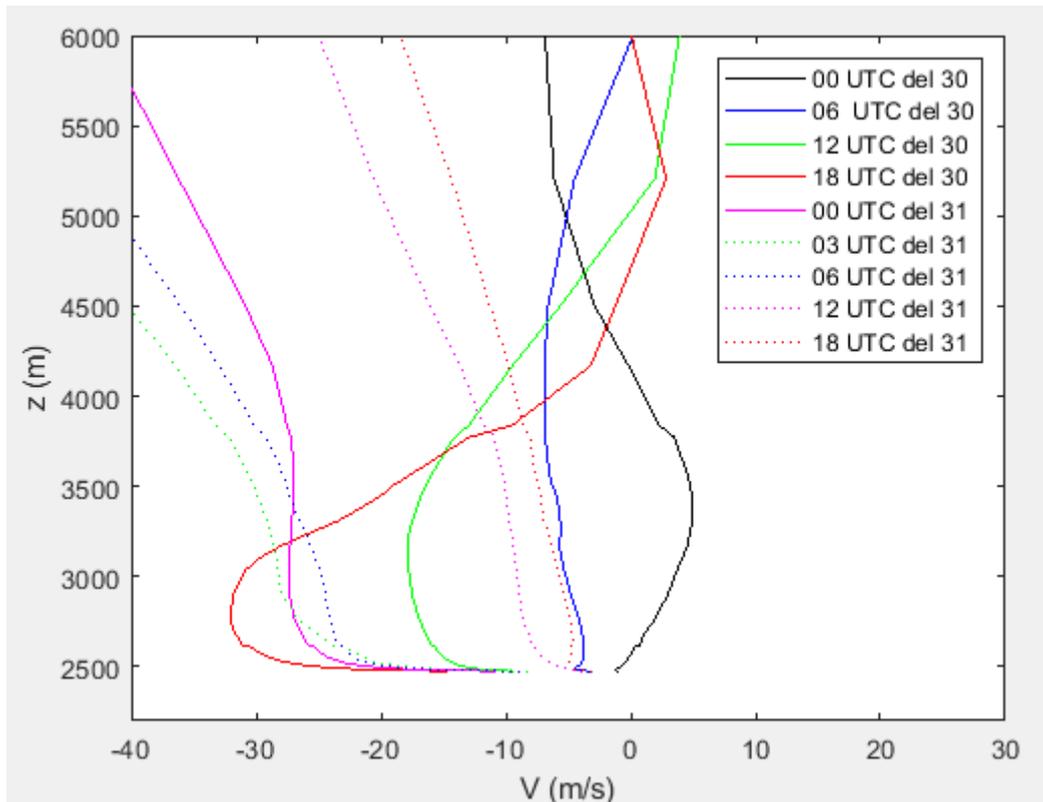


**Figura 4.2.** Divergencia del viento (escala de color) y velocidad del viento (flechas,  $\text{m s}^{-1}$ ) simulados a una altura de 2000 m en el dominio 3 a las 03 UTC del día 31 de diciembre del año 2000.

#### 4.2.1 Perfil vertical de la componente S de la velocidad del viento.

La Fig. 4.3 representa el perfil vertical de la velocidad del viento en un punto del dominio 2 con coordenadas X, Y= 43, 31 (ver Fig. 4.8) para diferentes horas comprendidas entre los días 30 y 31 de diciembre del año 2000. Se ha elegido este punto geográfico por su ubicación en la ladera de sotavento de las montañas donde se produjo la ventisca, el cual, ha sido utilizado para realizar los diferentes perfiles de los diversos parámetros analizados a lo largo del presente capítulo.

En principio, las mayores velocidades de viento simuladas, favorecen la creación de ondas de montaña a sotavento de la montaña.



**Figura 4.3.** Perfil vertical de la velocidad del viento en dirección S simulado para un punto con coordenadas X, Y= 43, 31 en el dominio 2 (ver Fig. 4.8) a diferentes horas de los días 30 y 31 de diciembre del año 2000.

Se observa claramente cómo a las 00 UTC del día 30 (línea negra continua) la velocidad del viento simulada tiene una componente S en las zonas más cercanas a la superficie. Sin embargo, a las 06 UTC (línea azul continua) cambia de dirección, proviniendo del norte. Debido a los bajos valores de velocidad alcanzados a las 00 y 06 UTC del día 30 se descarta la formación de ondas de montaña a esas horas.

Llama la atención el aumento de la velocidad del viento que se observa a partir de las 12 UTC (línea verde continua), con valores cercanos a los  $19 \text{ ms}^{-1}$  dirección N. Aumenta todavía más a las 18 UTC (línea roja continua), hasta alcanzar valores superiores a los  $30 \text{ ms}^{-1}$ , lo cual es obvio dado que había dado comienzo el evento de viento fuerte a analizar.

La velocidad del viento a las 00, 03 y 06 UTC del 31 de diciembre (línea rosa continua, verde discontinua y azul discontinua, respectivamente) es menor con respecto a las velocidades simuladas a las 18 UTC de la tarde del día anterior. Sin embargo sigue obteniendo valores muy altos, alrededor de los  $26 \text{ ms}^{-1}$  en los niveles inferiores, que disminuyen progresivamente a partir de las 06 UTC del 30 (línea azul discontinua).

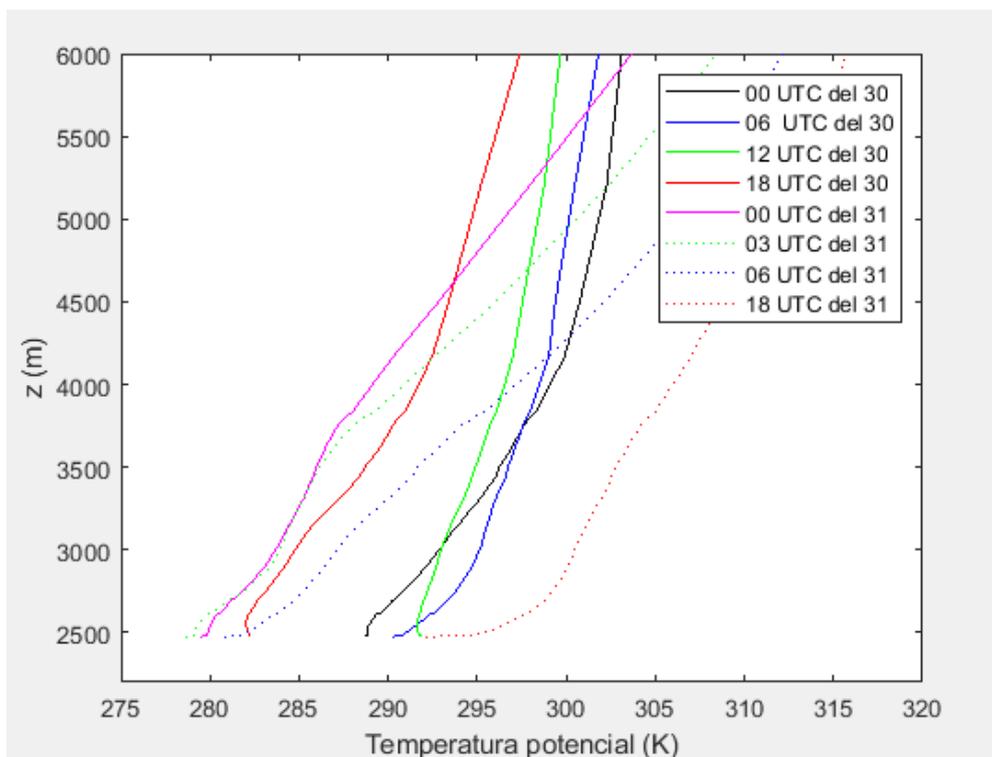
Esta disminución es visible para las 12 y 18 UTC del día 31 de diciembre (línea rosa y roja discontinuas respectivamente), con valores para las mismas alturas

inferiores a  $10 \text{ ms}^{-1}$  dirección N. Debido a estas bajas velocidades tampoco se espera la formación de ondas de montaña en esas estas horas.

#### 4.2.2. Estabilidad de la atmósfera

En este apartado se estudia la estabilidad de la atmósfera a través de varios métodos. En primer lugar, se analiza el perfil vertical de temperatura potencial simulado a diferentes horas comprendidas entre el 30 y el 31 de diciembre del año 2000 en el punto con coordenadas X, Y= 43, 31 del dominio 2 (ver Fig.4.8). A continuación, se comparan el cambio de temperatura ambiental y temperatura adiabática seca con la altura en dicho punto.

La Fig. 4.4 muestra el perfil vertical de temperatura potencial simulado a diferentes horas en el punto con coordenadas X, Y= 43, 31 del dominio 2 (ver Fig. 4.8). Se observa el gradiente de la temperatura potencial con la altura es positivo para todas estas horas, excepto cerca de la superficie a las 12 y a las 18 UTC del día 30. Es decir, la temperatura potencial aumenta con la altura. Por lo tanto, la atmósfera es estable, condición necesaria para la formación de ondas de montaña.

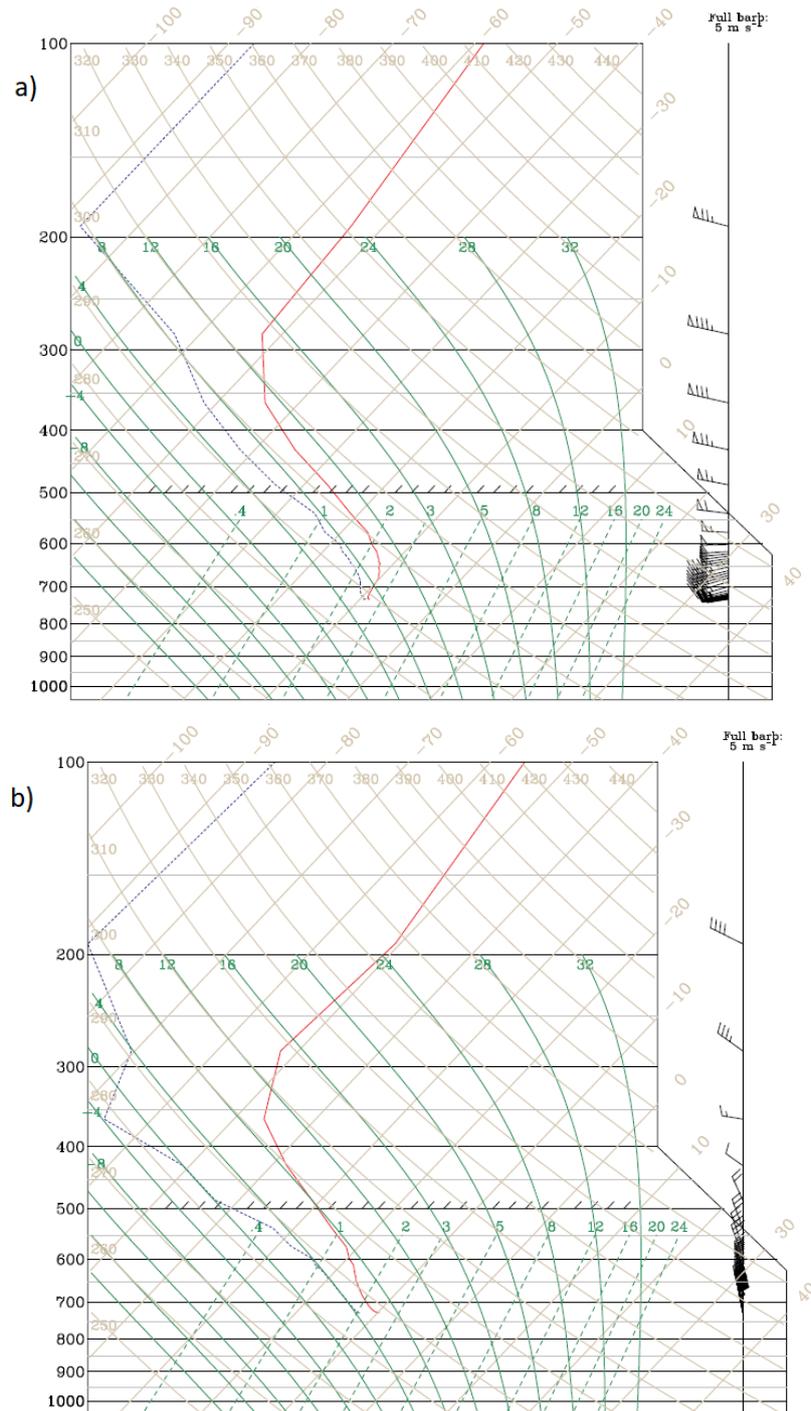


**Figura 4.4.** Perfil vertical de la temperatura potencial simulada en un punto del dominio 2 con coordenadas X, Y= 43, 31 (ver Fig. 4.8) a diferentes horas de los días 30 y 31 de diciembre del año 2000.

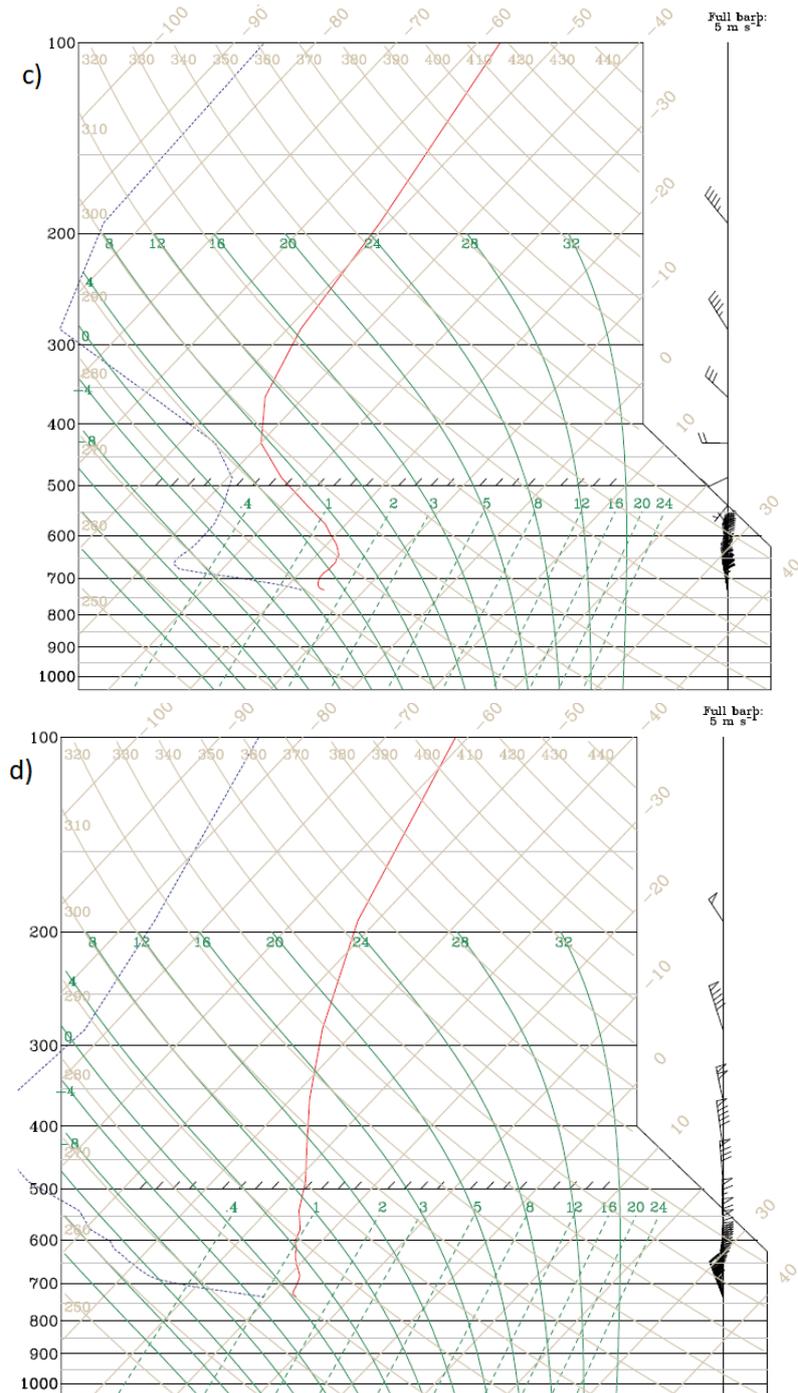
Las Figs. 4.5 y 4.6 muestran el perfil vertical (en función de la presión) de la temperatura (líneas rojas continuas), de la temperatura adiabática seca (líneas grises continuas descendentes de izquierda a derecha), de la temperatura de rocío (líneas azules continuas) y de la dirección y velocidad del viento horizontal para diferentes horas del día 30 y 31 de diciembre del año 2000 en un punto del dominio 2 con coordenadas X, Y= 43, 31. Todas estas variables son representadas en función de la presión.

La temperatura de rocío es la temperatura a la que el aire debe ser enfriado para estar saturado, es decir, para que no admita más vapor de agua y se condense.

La temperatura adiabática seca es la temperatura que tendría una masa de aire si ascendiese de manera adiabática y sin producirse condensación, es decir, sin intercambiar calor con el entorno ni haber cambios de fase. En este caso, usando el primer principio de la termodinámica, se puede demostrar que la temperatura de la masa de aire disminuye 9.8 K cada km.



**Figura 4.5.** Perfiles verticales simulados de la temperatura (línea roja continua), temperatura de punto de rocío (líneas azules continuas) y dirección y velocidad del viento horizontal (flechas,  $\text{ms}^{-1}$ ) en un punto del dominio 2 con coordenadas X, Y= 43, 31 (ver Fig. 4.8) a las a) 00, b) 14 UTC del día 30 de diciembre respectivamente. En la figura también se muestra la temperatura teórica de una masa de aire que asciende adiabáticamente (temperatura adiabática seca, líneas grises continuas de izquierda a derecha).



**Figura 4.6.** Igual que la Fig.4.5 a las a) 18 UTC del día 30 y a las b) 00 UTC del día 31 de diciembre.

En las Figs. 4.5 y 4.6 se observa que los valores del gradiente de la temperatura son mayores que los del gradiente de temperatura adiabática seca excepto en algunas horas muy cerca de la superficie (Figs. 4.6a y b). Esto indica estabilidad atmosférica y cualquier masa de aire desplazada de su posición de equilibrio, por ejemplo, por una montaña, tenderá a recuperar dicha posición de equilibrio. Por lo tanto, de la misma manera que se observa en la

Fig. 4.4, la atmósfera era estable durante el episodio, condición necesaria para la formación de ondas de montaña.

Sin embargo, en la figura que muestra el perfil obtenido para las 18 UTC (Fig. 4.6a), se observa un fuerte cambio en el perfil de temperatura comparado con horas anteriores (Fig. 4.5b), donde la inversión de temperatura se profundiza entre la superficie y 600 hPa. Lo que indica un aumento de estabilidad. Este fenómeno se prolonga durante las horas posteriores (no mostrado).

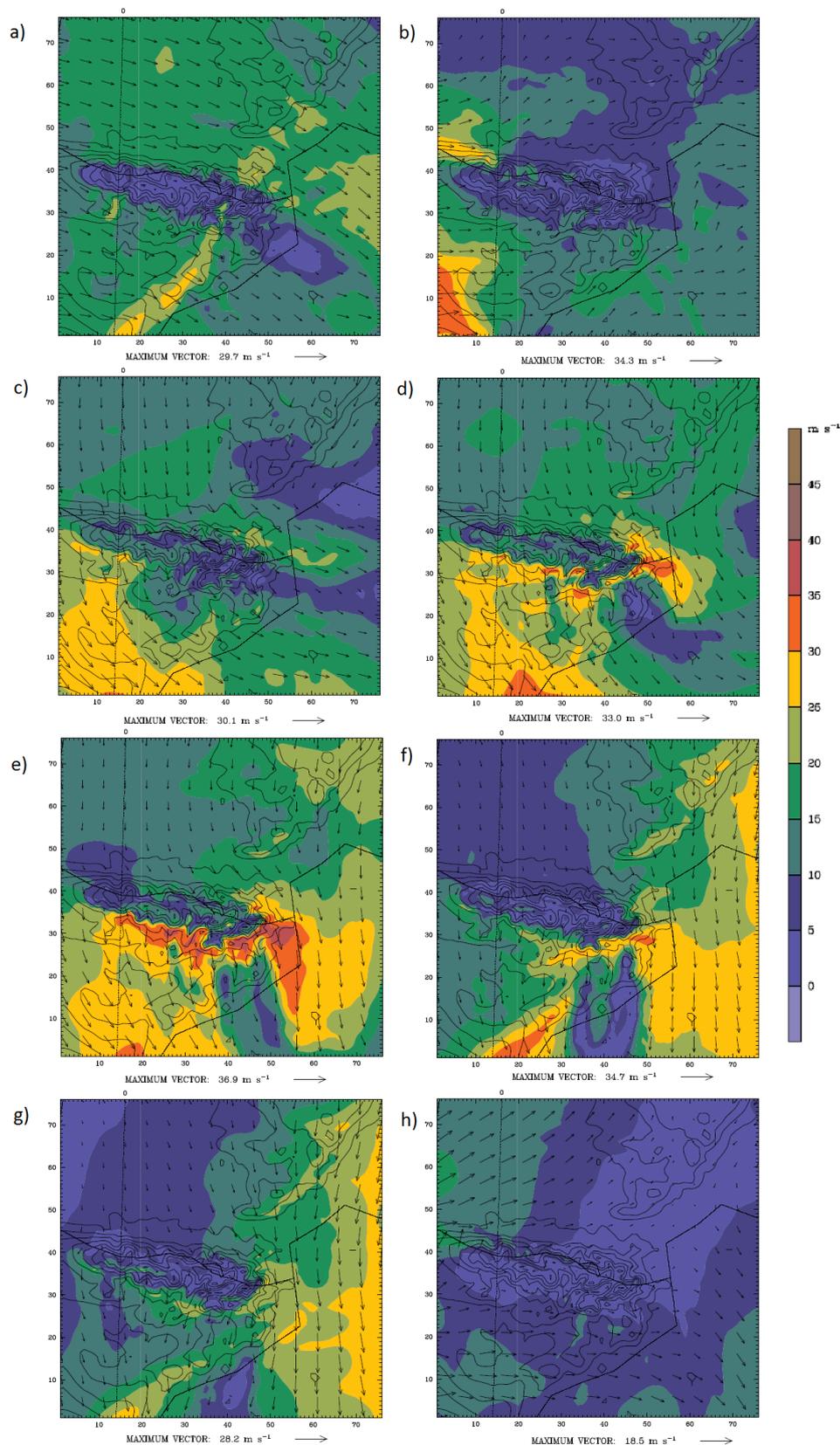
La estabilidad disminuye respecto a las horas anteriores hacia las 00 UTC del día 31 (Fig. 4.6b). Este comportamiento se prolonga en las horas posteriores de esa misma noche (no mostrado).

En las Figs. 4.5 y 4.6 también puede observarse que la temperatura y la temperatura de punto de rocío tienen valores claramente diferentes, lo que indica ausencia de nubosidad cerca del área donde se realiza el perfil.

Finalmente, puede observarse el cambio en la dirección del viento, sobre las 14 UTC del día 30 (Fig. 4.5b), que se profundiza todavía más sobre las 18 UTC (Fig. 4.6a), cambiado de dirección noroeste a un viento únicamente con componente norte.

#### **4.2.3. Campo de viento en un plano horizontal a 1500 m sobre el nivel del mar.**

La Fig. 4.7 muestra el campo de viento simulado en el dominio 2 a 1500 m de altura a diferentes horas comprendidas entre los días 29 y 31 de diciembre del año 2000.



**Figura 4.7.** Campo del viento simulado (flechas y rango de colores,  $\text{m s}^{-1}$ ) dentro del dominio 2 a una altura de 1500 m, simulado a las a) 16 UTC del 29, b) 00, c) 12, d) 14 y e) 18 UTC del 30, f) 00, g) 03 y h) 16 UTC del 31 de diciembre del año 2000.

Analizando las imágenes de la Fig. 4.7, se puede concluir que la velocidad del viento no supera los  $20 \text{ ms}^{-1}$  durante el 29 de diciembre (Fig. 4.7a) y tampoco a las 00 UTC del día 30 (Fig. 4.7b).

Sin embargo, se aprecia como la velocidad aumenta sobre las 12 UTC (Fig. 4.7c), donde los valores en la ladera de sotavento son inferiores a los que se aprecian a barlovento. El viento, proveniente del norte, al llegar a la cordillera Pirenaica cambia su dirección hacia el este.

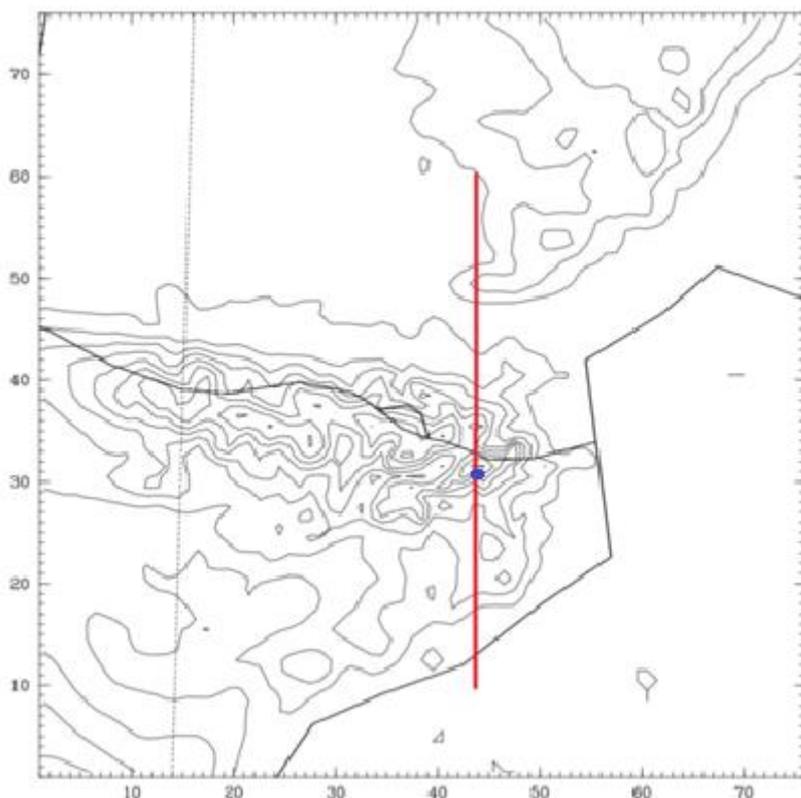
Posteriormente, a las 14 UTC (Fig. 4.7d) la velocidad del viento aumenta de manera continua hasta las 18 UTC (Fig. 4.7e), alcanzando valores cercanos a los  $40 \text{ ms}^{-1}$ . Se puede observar como el viento sopla con mucha más fuerza una vez supera los Pirineos, en la ladera de sotavento y mantiene su dirección N, al contrario que a las 12 UTC (Fig. 4.7c).

En definitiva, los resultados de la simulación parecen indicar que, el viento en las laderas de barlovento ha alcanzado la intensidad suficiente para superar las montañas, manteniendo su dirección, lo que podría ser debido al aumento en la inversión de temperatura mencionado en el apartado 4.2.2.

Se mantienen valores muy altos de velocidad del aire hasta las primeras horas del día siguiente (Fig. 4.7f). Progresivamente, la velocidad del viento se va reduciendo a lo largo del día 31 de diciembre (Figs. 4.7g y h).

#### **4.2.4. Campo de viento en una sección vertical**

En la Fig. 4.9 se muestra la dirección y velocidad del viento en una sección vertical entre los puntos 43,60 y 43,10 del dominio 2 a diferentes horas de los días 30 y 31 de diciembre. El corte realizado en el dominio 2 para obtener dicha sección se puede observar en la Fig. 4.8.



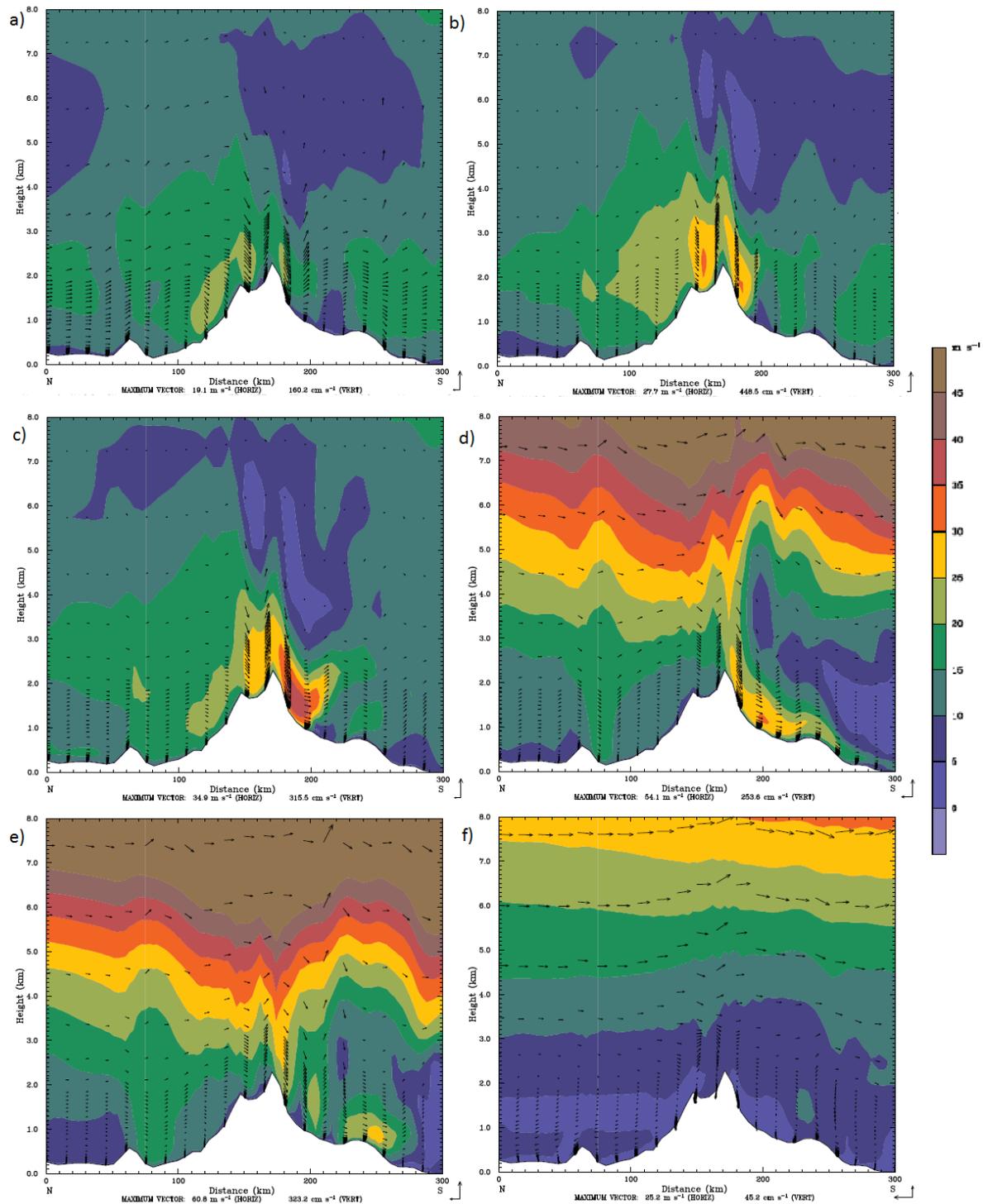
**Figura 4.8.** Línea entre los puntos 43, 60 y 43, 10 del dominio 2 donde se realiza la sección vertical de las Figs. 4.9, 4.15 y 4.16. También se muestra con un círculo azul el punto donde se realizan los perfiles verticales de las Figs. 4.3-4.6 y 4.12-4.14.

Tal como muestra la Fig. 4.9, sobre las 15 UTC del día 30 (Fig. 4.9c) se observa un aumento de velocidad en el viento que desciende a sotavento de la montaña, alcanzando valores cercanos a los  $40 \text{ ms}^{-1}$ . Estas velocidades son superiores a las que se muestran en las cimas de las montañas, al contrario de lo que sucede en condiciones habituales. Esto es debido a la inversión de temperatura presentada en las Figs. 4.5 y 4.6, que provoca una mayor estabilidad de la atmósfera. Esta estabilidad atmosférica provoca que la masa de aire forzada por la orografía a ascender, intente recuperar su posición de equilibrio una vez supera la montaña, alcanzando valores de velocidad más altos en la ladera de sotavento. Es decir, la masa de aire desciende más rápidamente a sotavento de la montaña cuanto más estable es la capa atmosférica en la que se encuentra inmersa.

En la imagen correspondiente a las 00 UTC del día 31 (Fig. 4.9d), se observa como la velocidad del viento a sotavento es más débil, aunque sigue siendo alta, con valores entre los  $25$  y  $35 \text{ ms}^{-1}$ , la cual, sigue disminuyendo, como se observa a las 03 UTC del día 31 de diciembre (Fig. 4.9e).

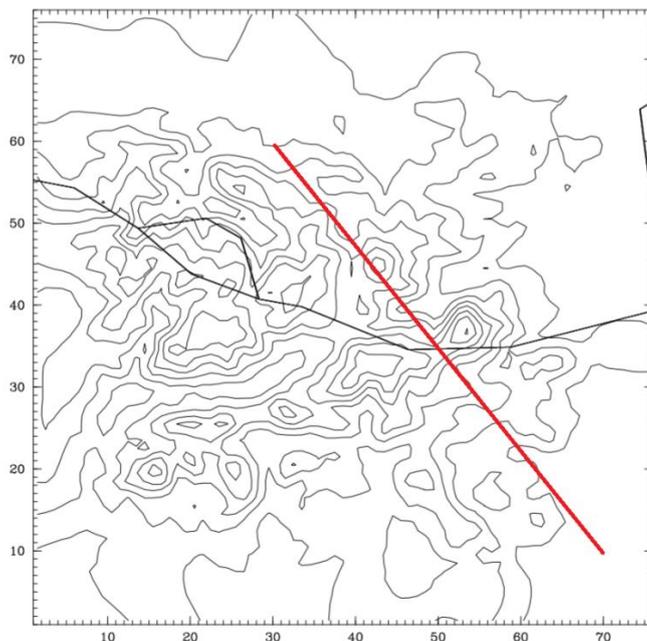
La Fig. 4.9f, donde se representa el campo de viento vertical a las 16 UTC del día 31, nos permite comparar los resultados con los de la tarde del día anterior, en la cual no hay rastro de la presencia del descenso rápido de masas de aire en el lado de sotavento. También se han comparado estos resultados con los

días 29 de diciembre y 1 de enero (no se muestra), en los que, como era de esperar, la simulación tampoco muestra el rápido descenso de la masa de aire en la ladera de sotavento.

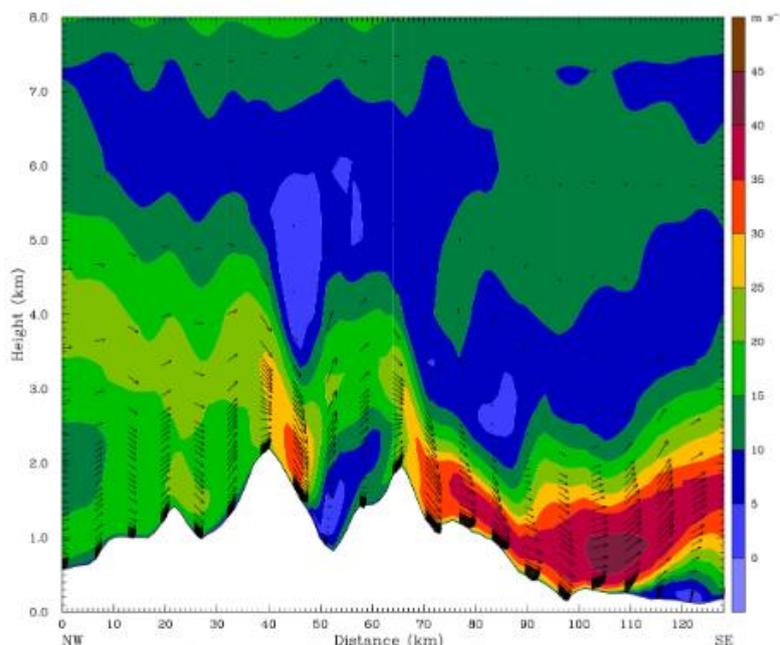


**Figura 4.9.** Campo de viento simulado en una sección vertical entre los puntos 43,60 y 43,10 del dominio 2 (ver Fig. 4.8) a las a) 13 b) 14 y c) 15 UTC del 30 y a las d) 00 e) 03 y f) 16 UTC del día 31 de diciembre del año 2000.

En la Fig. 4.11 se muestra el campo de viento en una sección vertical realizada entre los puntos 30, 60 y 70,10 del dominio 3 (ver Fig.4.10) a las 18 UTC del 30 de diciembre.



**Figura 4.10.** Línea entre los puntos 30, 60 y 70, 10 del dominio 3 donde se realiza la sección vertical de la Fig.11.

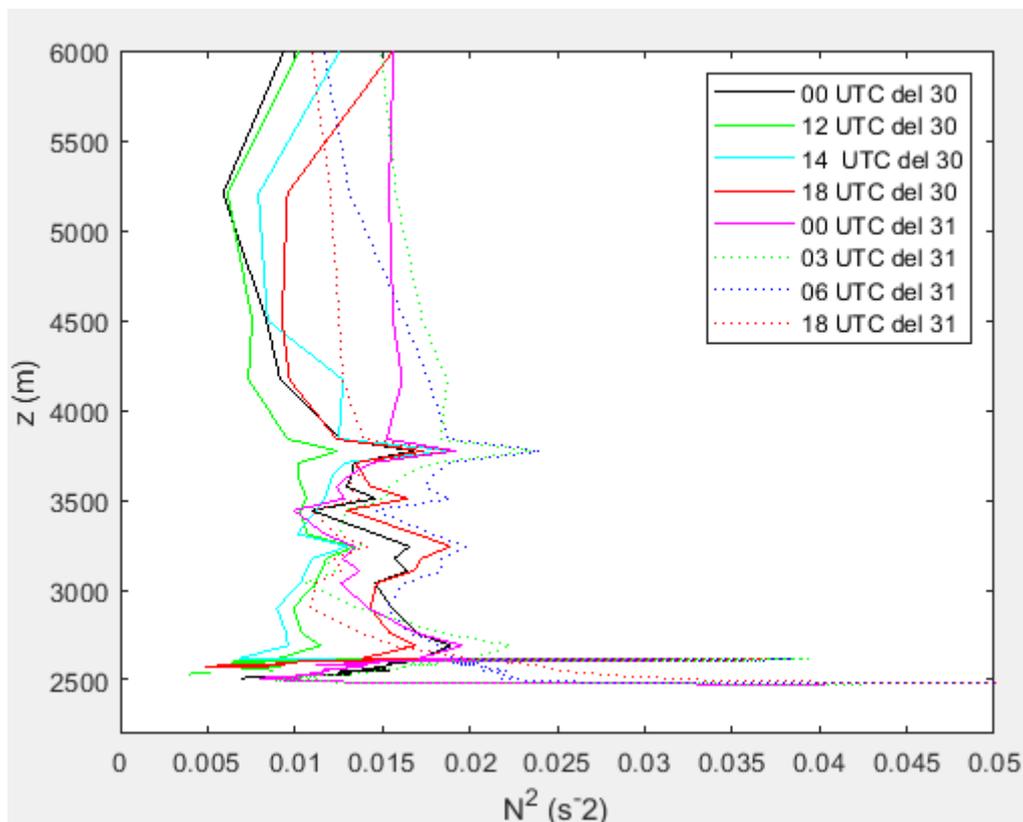


**Figura 4.11.** Campo de viento simulado en una sección vertical dentro del dominio 3 entre los puntos 30, 60 y 70, 10 (ver Fig. 4.10) a las 18 UTC del día 30 de diciembre del año 2000.

Se puede observar de nuevo, y con más precisión que en la Fig. 4.9, como se acelera el aire al descender sobre la ladera de sotavento, una vez superada la montaña, llegando a alcanzar valores entre  $40 \text{ ms}^{-1}$  y  $45 \text{ ms}^{-1}$ .

#### 4.2.5. Perfil vertical de la frecuencia de Brünt-Väisälä

La Fig. 4.12 presenta el perfil del cuadrado de la frecuencia de Brünt-Väisälä para diferentes horas comprendidas entre el día 30 y 31 de diciembre en un punto del dominio 2 con coordenadas X, Y= 43, 31 (ver Fig. 4.8).



**Figura 4.12.** Perfil vertical del cuadrado de la frecuencia de Brünt-Väisälä,  $N^2$ , simulado los días 30 y 31 de diciembre del año 2000 en un punto del dominio 2 con coordenadas X, Y= 43, 31 (ver Fig. 4.8).

Según la explicación del apartado 3.2.2, en caso de que el valor del cuadrado de la frecuencia de Brünt-Väisälä,  $N^2$ , sea mayor que 0, la parcela oscilará alrededor de su nivel inicial con una frecuencia  $N$ .

La Fig. 4.12 muestra que para las horas analizadas, y al ser la atmósfera estable como se ha mostrado anteriormente, existe una frecuencia de Brünt-Väisälä a la cual teóricamente oscilarían las masas de aire a sotavento de la montaña.

Sin embargo, para asegurar la formación de ondas de montaña, es necesario estudiar otros parámetros.

#### 4.2.6. Perfil vertical del parámetro de Scorer

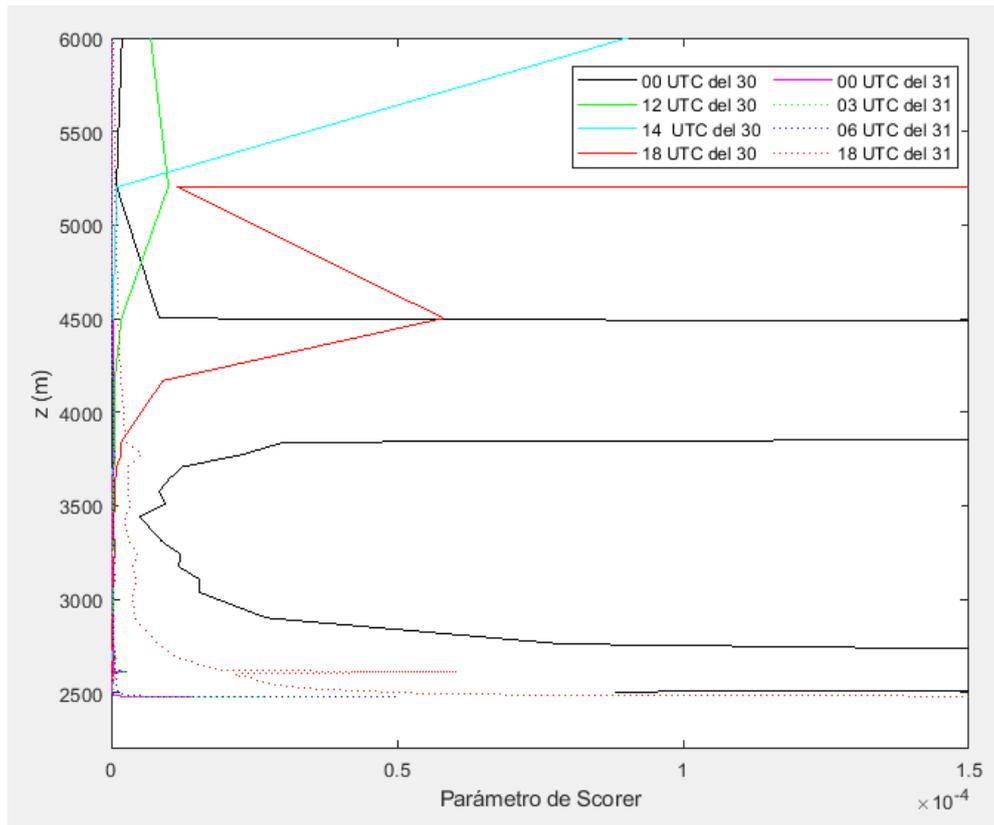
Como se ha descrito en el apartado 3.2.4, el parámetro de Scorer,  $l^2$ , relaciona la estabilidad atmosférica y la cizalladura vertical según la ecuación 3.4:

$$l^2(z) = \frac{N^2(z)}{\bar{u}^2(z)}$$

donde  $N$  es la frecuencia de Brünt-Väisälä y  $\bar{u}$  es la velocidad del viento horizontal perpendicular a la cordillera .

Si este parámetro disminuye o se mantiene constante con la altura, la atmosfera favorece la formación de ondas de montaña.

En la Fig. 4.13 se muestra el perfil vertical simulado de  $l^2(z)$  en las coordenadas X, Y= 43, 31 del dominio 2 (ver Fig. 4.8) a diferentes horas de los días 30 y 31 de diciembre.



**Figura 4.13.** Igual que 4.12 para el parámetro de Scorer.

Puede observarse que en las capas bajas de la atmósfera, entre 3000 y 3500 m sobre el nivel del mar, y a excepción del perfil correspondiente a las 00 UTC del día 30 (línea negra continua), el parámetro de Scorer es aproximadamente constante. Por lo tanto, podrían aparecer ondas de montaña en esos niveles.

A continuación, se analizará el perfil del número de Froude para obtener mayor información sobre el estado de la atmósfera.

#### 4.2.7. Perfil vertical del número de Froude

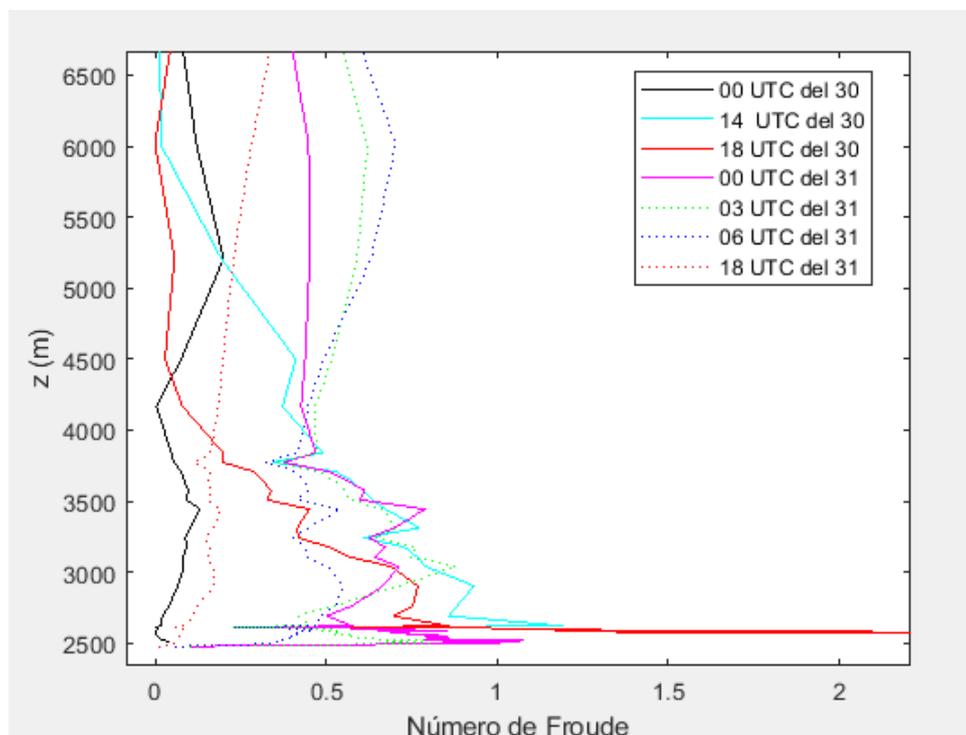
En la Fig. 4.14 se muestra el perfil vertical del número de Froude,  $Fr$ , obtenido a partir de simulaciones WRF en un punto del dominio 2 con coordenadas X, Y= 43, 31 (ver Fig. 4.8) para diferentes horas de los días 30 y 31 de diciembre.

Según lo explicado en el apartado 3.2.3, este parámetro, de carácter adimensional, muestra la relación entre las fuerzas de inercia y las fuerzas de gravedad que actúan sobre un fluido. Es un índice que cuantifica la capacidad de la masa de aire para sobrepasar una barrera, definido en la ecuación 3.3:

$$Fr = \frac{\bar{u}}{NH}$$

Donde  $\bar{u}$  es la velocidad del viento perpendicular a la barrera montañosa,  $N$  es la frecuencia de Brunt-Väisälä y  $H$  es la altura de la barrera.

Es importante recordar que para que la masa de aire supere la montaña  $Fr > 0.5$ , caso supercrítico. Sin embargo, para que supere la montaña con oscilaciones significativas  $Fr$  no debe ser mucho mayor a 1.



**Figura 4.14.** Igual que 4.12 para el número de Froude.

Como puede observarse, los perfiles verticales del número de Froude de la Fig. 4.14 representados a las 00 UTC del 30 de diciembre (línea negra continua) y 18 UTC del 31 de diciembre (línea roja discontinua) corresponderían a un flujo subcrítico. En este caso, la masa de aire que asciende por la ladera de barlovento no supera la barrera montañosa. En lugar de eso, bordea la barrera o se queda bloqueado, como se muestra en la Fig. 4.7.

Para el resto de las horas representadas,  $Fr > 0.5$  en las regiones de altura similares a las de la barrera montañosa. Por lo tanto, para todas estas horas la masa de aire es capaz superar la montaña, a su vez acelerándose, debido a la inversión de temperatura, tal como se ha planteado en los apartados 4.2.3 y 4.2.4.

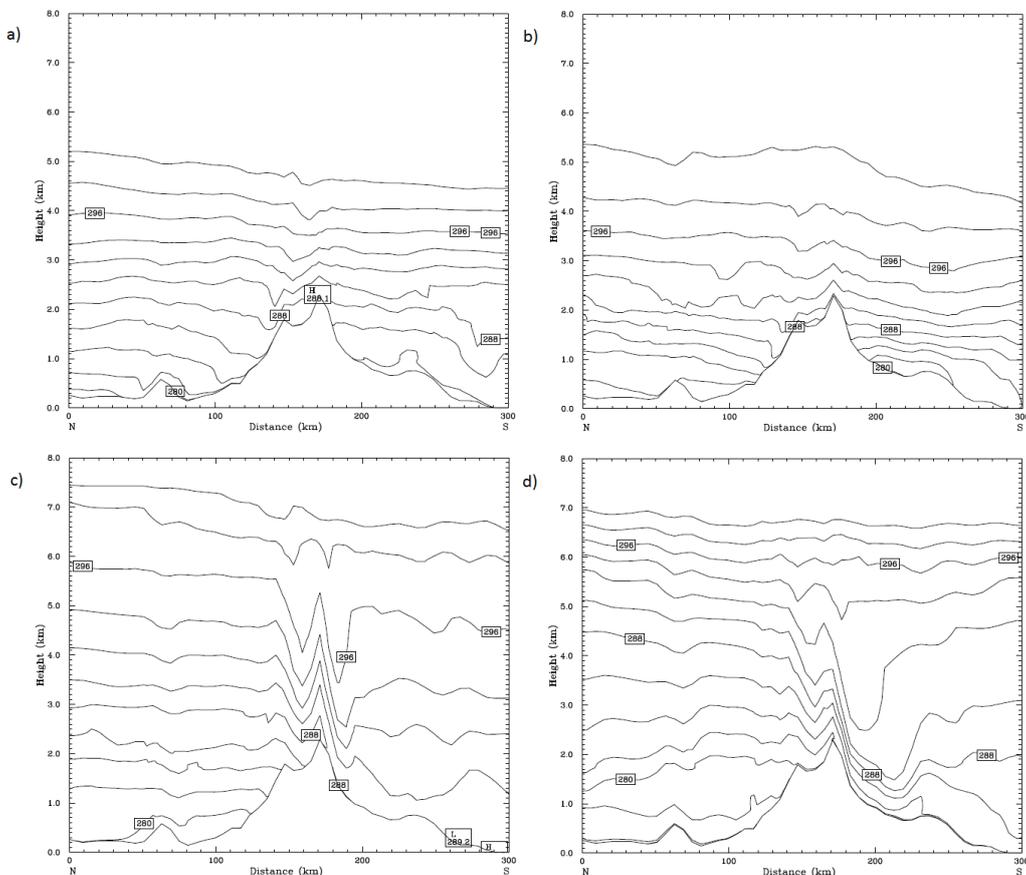
El número de Froude para las 00, 03 y 06 UTC del día 31 (línea rosa continua, líneas verde y azul discontinuas, respectivamente) se mantiene aproximadamente entre 0.5 y valores ligeramente superiores a 1 en todas las alturas, lo que indica que se trata del momento en el que las condiciones

atmosféricas más favorecen la aparición de ondas de montaña en todo el dominio vertical.

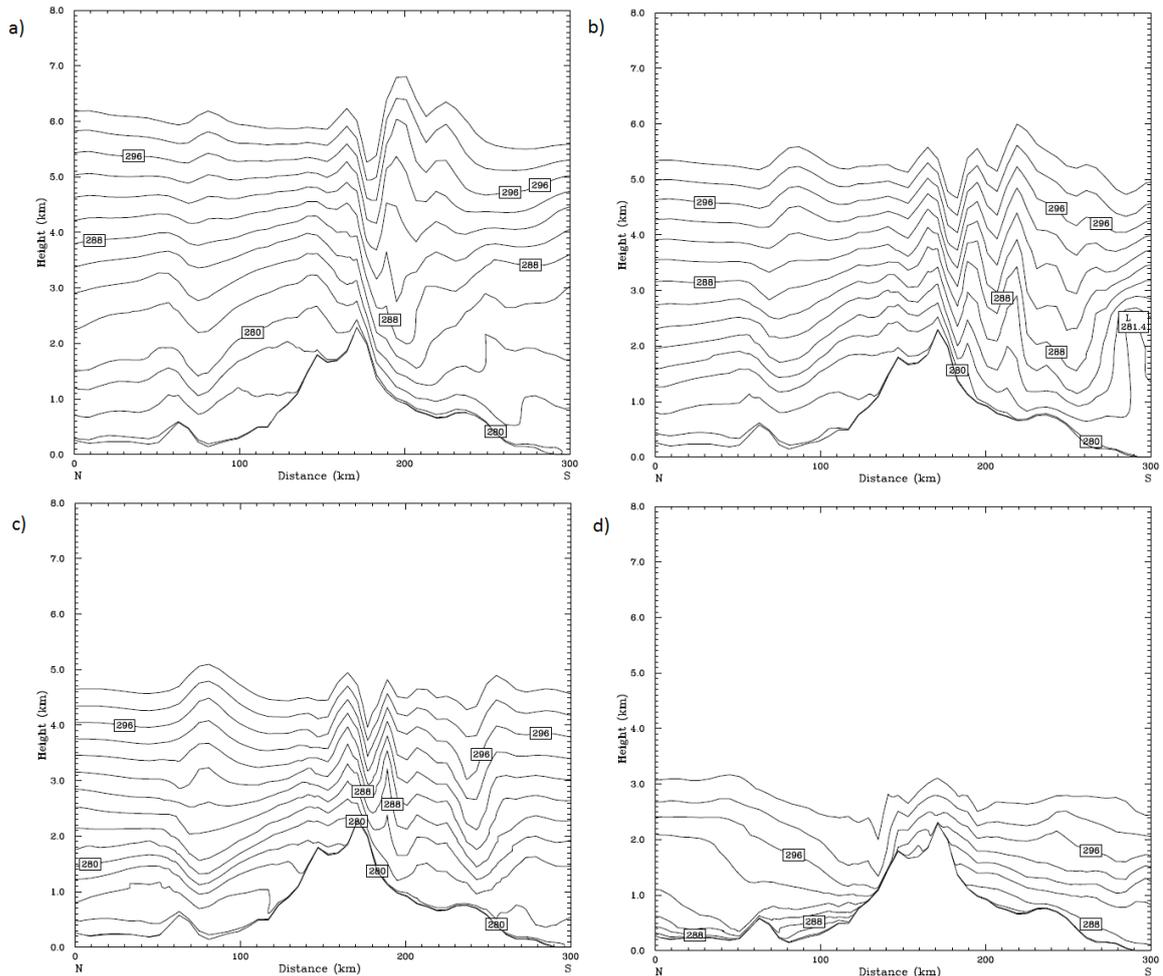
A las 14 y 18 UTC del día 30 (línea azul y roja continua respectivamente), el número de Froude, sobre todo en el último caso, muestra valores altos por debajo de 2700 m de altura, entre 1.5 y 3. Estos valores, podrían corresponder a la región supercrítica, en la que el aire desciende por la ladera de sotavento, superando la montaña sin crear oscilaciones. Mientras que, por encima de alturas de entre 3.5 y 4 km, obtienen valores inferiores a 0.5, hallados en la región subcrítica, en la que no se producen ondas. En las alturas de transición, los valores obtenidos son entre 0.5 y 1, por lo que se permitiría la formación de ondas de montaña.

#### 4.2.8. Secciones verticales de temperatura potencial

En las Figs. 4.15 y 4.16 se muestra la sección vertical de la temperatura potencial simulada en el dominio 2 a lo largo de la línea que une los puntos con coordenadas 43,60 y 43,10 (ver Fig. 4.8), para varias horas comprendidas entre el día 30 y 31 de diciembre del año 2000.



**Figura 4.15.** Sección vertical de la temperatura potencial simulada definida entre los puntos 43,60 y 43,10 del dominio 2 (ver Fig. 4.8) orientada de norte a sur a las a) 00, b) 06, c) 14 y d) 18 UTC del 30 de diciembre del año 2000.



**Figura 4.16.** Igual que la Fig. 4.15 a las a) 00, b) 03, c) 06 y d) 18 UTC del 31 de diciembre del año 2000.

Las Figs. 4.15 y 4.16 evidencian el fuerte efecto provocado por la orografía pirenaica en los valores de la temperatura potencial, apreciable incluso a alturas bastante superiores a las del obstáculo montañoso, (5-6 km), y a cientos de kilómetros a sotavento de la barrera pirenaica.

Puede observarse como el modelo simula ondas de montaña entre las 14 UTC del día 30 y las 06 UTC del 31 (Figs. 4.15c-4.16c). Las ondas pueden alcanzar hasta una altura de 4 km sobre el nivel del mar. En las horas anteriores o posteriores el modelo no simula dichas ondas.

Además, la figura muestra el aumento en la estabilidad atmosférica que simula el modelo alrededor de las 18 UTC del día 30, indicada por las líneas de temperatura potencial muy poco distanciadas entre sí en la ladera de sotavento (Fig. 4.15d). Es decir, la temperatura aumenta rápidamente con la altura, como también se observaba en la Fig. 4.6.

A las 14 y 18 UTC del día 30 (Figs. 4.15c y d), se observa que para alturas superiores a 4/5 km aproximadamente, el flujo de aire no produce

---

ondulaciones. En alturas inferiores 2.7 km aproximadamente, el aire desciende sin formar ondas de montaña. Sin embargo, en alturas intermedias es posible observar estas ondulaciones.

Los resultados presentados en las Figs. 4.15 y 4.16 coinciden en gran medida con los perfiles verticales de  $Fr$  que se muestran en la Fig. 4.14. Además, parecen indicar que para valores superiores a uno (no necesariamente mucho mayores) el aire desciende a sotavento sin generar ondas de montaña.

## CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES

El objetivo del presente proyecto es analizar las condiciones atmosféricas que produjeron la ventisca sucedida en diciembre del año 2000 en el Pirineo Oriental y que produjo el fallecimiento de 10 personas.

Un anticiclón y un frente frío desplazándose por la Península Ibérica de oeste a este produjeron una rápida caída de las temperaturas, así como un viento intenso con dirección N o NO. Este viento fue responsable de elevar la nieve poco cohesionada del suelo y transportarla largas distancias en el aire, reduciendo drásticamente la visibilidad.

A través de los datos recogidos por la red de estaciones meteorológicas del Servei Meteorològic de Catalunya se ha comprobado que no hubo precipitaciones, se ha corroborado la bajada de temperaturas y el aumento de la velocidad del viento y se ha calculado la sensación térmica por frío sufrida por el evento, que alcanza  $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Posteriormente, se ha explicado que son las ondas de montaña, así como las condiciones necesarias para su formación. Estas condiciones son la presencia de un viento fuerte horizontal que incida perpendicularmente a la cadena montañosa y una capa de estabilidad atmosférica que una vez las masas de aire han ascendido debido a la orografía las fuerza a recuperar su posición de equilibrio. Las ondas de montaña son un riesgo para la aviación, ya que muchas veces no se pueden pronosticar y pueden provocar turbulencia que influye en el confort del vuelo.

Se han analizado la temperatura, temperatura potencial, el campo de viento, la frecuencia de Brunt-Väisälä y los números de Froude y Scorer para describir las condiciones atmosféricas que produjeron la ventisca en las laderas de sotavento de las montañas del Pirineo Oriental.

Los datos observacionales recogidos durante el periodo de la ventisca en la región de interés son muy limitados. Para corregir esta limitación y obtener las mencionadas variables y parámetros con suficiente resolución horizontal y vertical se ha realizado una simulación numérica con el modelo de mesoescala Weather Research and Forecasting.

Los perfiles de temperatura potencial obtenidos para los días 30 y 31 de diciembre en un punto situado a sotavento de las montañas, muestran que esta aumenta con la altura en todo el perfil vertical, lo que indica una atmósfera estable.

Así mismo se ha comparado con la simulación el perfil de temperatura con la temperatura adiabática seca, confirmando que la atmósfera es estable durante todo el periodo analizado, especialmente a partir de las 18 UTC del día 30 de diciembre del año 2000.

Se han analizado los perfiles verticales de velocidad de viento simulados, descartando la formación de ondas de montaña a las 00 y 06 UTC del día 30 y

a las 12 y 18 UTC del día 31 debido a los bajos valores de velocidad del viento, inferiores a  $10 \text{ ms}^{-1}$ . Se ha mostrado como la velocidad aumenta a las 12 UTC del día 30, alcanzando valores máximos superiores a  $30 \text{ ms}^{-1}$  sobre las 18 UTC del mismo día. Durante la madrugada del día 31, el viento mantiene valores altos de velocidad, entre 20 y  $30 \text{ ms}^{-1}$ .

Se ha examinado el parámetro de Scorer, el cual, relaciona la estabilidad atmosférica y la velocidad horizontal. En la Fig. 4.13 se observa cómo cerca de la superficie los valores simulados a las 00 UTC del día 30, aumentan en varios tramos, por lo que, se descartaría la probabilidad de generar ondas de montaña.

A través de simulaciones del campo de viento en secciones horizontales, se ha observado que, a la vez que se produce el aumento de la velocidad del viento a barlovento a partir de las 12 UTC del día 30, la masa de aire procedente del norte cambia de dirección respecto a horas anteriores.

Es decir, antes de las 12 UTC del día 30 el aire se desvía hacia el este al alcanzar los Pirineos, a la vez que alcanza valores superiores a barlovento de la montaña respecto a sotavento. Esto se debe a que la masa de aire es incapaz de superar los Pirineos, como se demuestra mediante el estudio de simulaciones del parámetro de Froude para las 00 UTC del día 30 o las 18 UTC del 31 (Fig. 4.14), quedando el aire bloqueado a barlovento, o rodeando la montaña.

Sin embargo, a partir de las 12 UTC del día 30, comienzan a aparecer valores superiores a sotavento respecto a barlovento de las montañas. Esta diferencia aumenta en horas posteriores, alcanzando valores máximos sobre las 18 UTC. Como consecuencia del aumento de velocidad del viento a barlovento, a partir de dicha hora, el aire no cambia su dirección al llegar a los Pirineos, sino que continúa teniendo dirección N. Esto se debe a que las masas de aire, son capaces de superar la barrera montañosa, por lo que los números de Froude obtenidos son superiores a 0.5 en estos casos (ver Fig. 4.14).

También se ha analizado el campo de viento simulado en secciones verticales. Dichas figuras muestran que a partir de las 14 UTC del día 30 y a sotavento de las montañas, se alcanzan valores superiores de la velocidad del viento a alturas inferiores respecto a las alcanzadas en las cimas de las montañas, al contrario de lo que es habitual. Los valores máximos, de nuevo, se observan a las 18 UTC del día 30. Esto se debe al incremento de la estabilidad atmosférica que se produce durante esas horas que favorece el descenso de las masas de aire una vez superada la montaña.

Las secciones verticales de temperatura potencial indican que a las 00 y 06 UTC del día 30 no se generan ondas de montaña, lo cual coincide con el análisis del número de Froude (Fig. 4.14) y de los perfiles de velocidad de viento (Fig. 4.3). Debido a que los valores de velocidad son bajos, con valores inferiores a  $10 \text{ m s}^{-1}$ , el número de Froude es menor a 0.5, estando en la región subcrítica.

A la hora en la que se empezó a formar la ventisca, sobre las 14 UTC del día 30, y a las 18 UTC, el número de Froude obtenido muestra valores superiores a 1 para alturas inferiores a aproximadamente 3 km. Estos valores, harían que no se generaran ondas de montaña en la ladera de sotavento, ya que el flujo supera la montaña sin crear oscilaciones, descendiendo por la ladera de sotavento. Esto es debido a que el incremento en la estabilidad atmosférica producido, que hace que la masa de aire descendente aumente su velocidad al intentar recuperar su posición de equilibrio. Sin embargo, para estas mismas horas, en alturas superiores a 4 km, los valores del número de Froude son inferiores a 0.5, por lo que se observa que no se genera ningún tipo de efecto sobre la masa de aire al sobrepasar la montaña. En alturas intermedias, sería posible la formación de ondas de montaña.

Los perfiles del número de Froude obtenidos para las 00, 03 y 06 UTC del día 31, muestran valores en todo su dominio aproximadamente entre 0.5 y 1. Por lo que, son los momentos más idóneos para la formación de ondas de montaña, como se observa en las simulaciones de secciones de temperatura potencial generadas (a excepción de a las 00 UTC en alturas cercanas a la superficie, donde se obtienen los valores más altos del número de Froude para esta hora y se observa que las masas de aire descienden al superar la montaña). Para estas horas, hay un balance entre la estabilidad atmosférica y la velocidad del viento.

Finalmente, la sección vertical de temperatura potencial simulada a las 18 UTC del día 31 (Fig. 4.16d) muestra que la masa de aire ascendente a barlovento, es capaz de superar la montaña. Lo cual no coincide con la simulación del perfil del número de Froude para esta hora.

El presente proyecto estudia dos fenómenos atmosféricos que aumentan el riesgo tanto de las personas que practican deportes de montaña como de las operaciones aéreas: 1) Las ventiscas suponen un gran peligro debido a la velocidad del viento, las bajas temperaturas y la reducción de visibilidad que conllevan, que pueden poner en riesgo vidas humanas. 2) Las ondas de montaña suponen un grave riesgo para la aviación, ya que producen turbulencias, en muchos casos no observable si no hay nubes, ni pronosticable. La turbulencia se crea debido a las corrientes de descenso y ascenso de las ondas o debajo de las crestas de las ondas, en forma de rotors. Las ondas de montaña pueden extenderse cientos de kilómetros en la dirección del viento y a alturas muy superiores a la cima de las montañas.

También el rápido descenso de las masas de aire a sotavento de las montañas podría producir una situación de grave riesgo para una aeronave en el caso de despegar o aterrizar bajo la influencia de este fenómeno, debido a que la velocidad del viento podría superar la velocidad de ascenso o descenso de la aeronave.

## Bibliografía

- [1] J. Cruz, *3 nits de torb i 1 Cap d'Any*, Símbol Editors, Sant Cugat (2018).
- [2] <https://www.tiempo.com/ram/289402/la-sensacion-termica-y-sus-calculos-por-la-aemet/>
- [3] R.Posada Navia-Osorio, "Introducción", Cap. 1 en *Caracterización de las ondas de montaña en situaciones de precipitación invernal*, pp.1-22, León (2012).
- [4] M.M. Miglietta, S. Zecchetto , F. De Biasio. "A comparison of WRF model simulations with SAR wind data in two case studies of orographic lee waves over the Eastern Mediterranean Sea", *Atmospheric Research, Elsevier*, 120-121, 127–146, (2013).
- [5] H.Vásquez y N. Falcón, "Ondas de montaña en la capa límite planetaria de la región andina venezolana", *Revista Brasileira de Meteorología*, 30, 3, 241 - 253 (2015).
- [6] J. R. Holton, " Mountain Waves", Cap.9.4 en *An Introduction to Dinamic Meteorology*, Elveiser, 4, pp. 284-289 (1972)
- [7] Dale R.Durran, "Mountain Waves and Downslope Winds", *Meteorological Monographs, American Meteorological Society*, 23 (45), 59-81 (1990).
- [8] Skamarock W.C, Klemp J.B, Dudhia J, Gill D.O, Liu Z, Berner J, Wang W, Powers J. G, Barker D.M, Duda M.G, Huang X, *A description of the Advanced Research WRF version 4*, NCAR, Boulder, Colorado (2019).
- [9] [http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/namelist\\_best\\_prac\\_wrf.html](http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/namelist_best_prac_wrf.html)

## Anexo A. Código de Matlab

### A.1. Análisis de los datos recibidos por el Servei Meteorològic de Catalunya

```
[num1,txt1]= xlsread('Ana Vidaller
Guillen.01_arxiu_dades_CI_10.xlsx','dadesdeperiode -2000-2001');
[num2,txt2]=
xlsread('AnaVidallerGuillen.01_arxiu_dades_CG_10.xlsx','dadesdeperiode
-2000-2001');
[num3,txt3]=
xlsread('AnaVidallerGuillen.01_arxiu_dades_DG_10.xlsx','dadesdeperiode
-2000-2001');
[num4,txt4]=
xlsread('AnaVidallerGuillen.01_arxiu_dades_Z4_6.xlsx','dadesdeperiode
-2000-2011');
[num5,txt5]= xlsread('NieveJanuary2018.csv'); %% excel ejemplo nieve
levantada por viento en enero 2018

%%vector para representar el tiempo
temps=1:1:192;
tempsZ4=1:1:96;

%% vectores de parametros referentes a la estación meteorológica CI
(Sant Pau de Seguries)
TimebadCI=txt1(:,2); %dia minutos y hora con la primera fila 'DATA'
n=1;
%TimeCI=(); %%dia minutos y hora pero eliminando la primera fila
'DATA'
while(n<length(TimebadCI))
    TimeCI(n,1)=TimebadCI(n+1,1);
    n=n+1;
end

TMCI=num1(:,1); %%temperatura media °C
TXCI=num1(:,2); %%temperatura máxima °C
TNCI=num1(:,3); %%temperatrua mínima °C
PCI=num1(:,4); %%presión atmosférica hPa
PPTCI=num1(:,5); %%precipitación acumulada mm
DV101CI=num1(:,8); %Direcció de vent (10, 6 o 2 m) mòdul 1 °
VV10ESCCI=num1(:,9); %Velocitat del vent escalar m/s
RVX10CI=num1(:,10); %Ratxa màxima del vent m/s
DRVX10CI=num1(:,11); %Direcció de la ratxa màx. del vent °

%% vectores de parametros referentes a la estación meteorológica CG
(Molló)
TimebadCG=txt2(:,2); %dia minutos y hora con la primera fila 'DATA'
n=1;
%%TimeCG=[]; %% dia minutos y hora pero eliminando la primera fila
'DATA'
while(n<length(TimebadCG))
    TimeCG(n,1)=TimebadCG(n+1,1);
    n=n+1;
end
TMCG=num2(:,1); %%temperatura media °C
TXCG=num2(:,2); %%temperatura máxima °C
TNCG=num2(:,3); %%temperatrua mínima °C
PCG=num2(:,4); %%presión atmosférica hPa
```

```

PPTCG=num2(:,5); %precipitación acumulada mm
DV101CG=num2(:,8); %Direcció de vent (10, 6 o 2 m) mòdul 1 °
VV10ESCCG=num2(:,9); %Velocitat media del vent escalar m/s
RVX10CG=num2(:,10); %Ratxa màxima del vent m/s
DRVX10CG=num2(:,11); %Direcció de la ratxa màx. del vent °

%% vectores de parametros referentes a la estación meteorológica DG
(Núria)
TimebadDG=txt3(:,2); %dia minutos y hora con la primera fila 'DATA'
n=1;
%%TimeDG=[]; %%dias minutos y hora pero eliminando la primera fila
'DATA'
while(n<length(TimebadDG))
    TimeDG(n,1)=TimebadDG(n+1,1);
    n=n+1;
end
TMDG=num3(:,1); %temperatura media °C
TXDG=num3(:,2); %temperatura máxima °C
TNDG=num3(:,3); %temperatrua mínima °C
PDG=num3(:,4); %presión atmosférica hPa
PPTDG=num3(:,5); %precipitación acumulada mm
DV101DG=num3(:,8); %Direcció de vent °
VV10ESCDG=num3(:,9); %Velocitat media del vent escalar m/s
RVX10DG=num3(:,10); %Ratxa màxima del vent m/s
DRVX10DG=num3(:,11); %Direcció de la ratxa màx. del vent °

%% vectores de parametros referentes a la estación meteorológica Z4
(Ulldeter)
TimebadZ4=txt4(:,2); %dia minutos y hora con la primera fila 'DATA'
n=1;
%%TimeZ4=[]; %dia minutos y hora eliminando la primera fila 'DATA'
while(n<length(TimebadZ4))
    TimeZ4(n,1)=TimebadZ4(n+1,1);
    n=n+1;
end
TMZ4=num4(:,1); %temperatura media °C
TXZ4=num4(:,2); %temperatura máxima °C
TNZ4=num4(:,3); %temperatrua mínima °C
DV6UZ4=num4(:,7); %Direcció de vent °
VV6ESCZ4=num4(:,9); %Velocitat media del vent escalar m/s
RVX6Z4=num4(:,10); %Ratxa màxima del vent m/s

%% PLOTS

%1. plots temperature vs time

figure(1)

%San Pau de Seguríes
subplot(2,2,1);
x1CI=temps;
y1CI=TMCI;
plot(temps,y1CI)
title('Sant Pau de Seguríes')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('temperatura media [°C]');

%%Molló
subplot(2,2,2)
x1CG=temps;

```

```

y1CG=TMCG;
plot (temps,y1CG)
title('Molló')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('temperatura media [°C]');

%%plots Núria
subplot(2,2,3);
x1DG=temps;
y1DG=TMDG;
plot(temps, y1DG)
title('Núria')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('temperatura media [°C]');

%%plots Ulldeter
subplot(2,2,4);
x1Z4=tempsZ4;
y1Z4=TMZ4;
plot(tempsZ4,y1Z4)
title('Ulldeter')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('temperatura media [°C]');

%1. plots minimum temperature vs temperatura media respecto al tiempo

figure(2)

%%plots Ulldeter porque los demas no hay estos datos??

x1Z4=tempsZ4;
y1Z4=TNZ4;
plot(tempsZ4,y1Z4)
hold on;

x2Z4=tempsZ4;
y2Z4=TMZ4;
plot(x2Z4,y2Z4)
hold off;

title('Ulldeter: Tª mínima vs Tªmedia')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('temperatura [°C]');
legend('Tª mínima', 'Tª media');

%%plots direccion del viento vs time
figure(4)

%San Pau de Seguries
subplot(2,2,1);
x1CI=temps;
y1CI=DV101CI;
plot(temps,y1CI)
title('Sant Pau de Seguries')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('dirección media del viento [°]');

%Molló

```

```
subplot(2,2,2)
x1CG=temps;
y1CG=DV101CG;
plot(temps,y1CG)
title('Molló')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('dirección media del viento [°]');

%%plots Núria
subplot(2,2,3);
x1DG=temps;
y1DG=DV101DG;
plot(temps, y1DG)
title('Núria')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('dirección media del viento [°]');

%%plots Ulldeter
subplot(2,2,4);
x1Z4=tempsZ4;
y1Z4=DV6UZ4;
plot(tempsZ4,y1Z4)
title('Ulldeter')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('dirección media del viento [°]');

%%plots velocidad escalar del viento vs time

figure(5)

%San Pau de Seguries
subplot(2,2,1);
x1CI=temps;
y1CI=VV10ESCCI;
plot(temps,y1CI)
title('Sant Pau de Seguries')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('V media del viento [m/s]');

%%Molló
subplot(2,2,2)
x1CG=temps;
y1CG=VV10ESCCG;
plot(temps,y1CG)
title('Molló')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('V media del viento [m/s]');

%%plots Núria
subplot(2,2,3);
x1DG=temps;
y1DG=VV10ESCDG;
plot(temps, y1DG)
title('Núria')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('V media del viento [m/s]');

%%plots Ulldeter
subplot(2,2,4);
x1Z4=tempsZ4;
```

```

y1Z4=VV6ESCZ4;
plot (tempsZ4,y1Z4)
title('Ulldeter')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('V media del viento [m/s]');

%%plots velocidad escalar máxima del viento vs time en ULLDETER

figure(6)

x1Z4=tempsZ4;
y1Z4=RVX6Z4;
plot (tempsZ4,y1Z4)
hold on;

x2Z4=tempsZ4;
y2Z4=VV6ESCZ4;
plot (tempsZ4, VV6ESCZ4)
hold off;

title('Ulldeter: Velocidad máxima y media del viento')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('velocidad del viento [m/s]');
legend('Velocidad máxima', 'Velocidad media')

%%PLOTS PRESIÓN ATMOSFÉRICA VS TIME

figure(7)

x1CI=temps;
y1CI=PCI;
plot (temps,y1CI)
hold on;

x1CG=temps;
y1CG=PCG;
plot (temps,y1CG)
hold on;

x1DG=temps;
y1DG=PDG;
plot (temps, y1DG)
hold off;

xlabel('tiempo [h]');
ylabel('presión atmosférica [hPa]');
title ('presión atmosférica vs tiempo')
legend('Sant Pau de Seguries', 'Molló', 'Núria')

%% INDEX SENSACIÓN TERMICA VS TIME
VV10ESCCIKKMH = VV10ESCCI*3600/1000;
VV10ESCCGKKMH = VV10ESCCG*3600/1000;
VV10ESCDGKKMH = VV10ESCDG*3600/1000;
VV6ESCZ4KMH = VV6ESCZ4*3600/1000;

```

```

n=1;
while (n<=length (TMCI))

STxCI (n)=(13.1267+0.6215*TMCI (n) -
11.37*(VV10ESCCIKKMH (n) ^0.16)+0.3965*TMCI (n) *(VV10ESCCIKKMH (n) ^0.16));
%INDICE Sensacion termica CI A 10 M ALTURA
STxCG (n)=(13.1267+0.6215*TMCG (n) -
11.37*(VV10ESCCGKKMH (n) ^0.16)+0.3965*TMCG (n) *(VV10ESCCGKKMH (n) ^0.16));
%Indice Sensación térmica CG A 10 M ALTURA
STxDG (n)=(13.1267+0.6215*TMDG (n) -
11.37*(VV10ESCDGKKMH (n) ^0.16)+0.3965*TMDG (n) *(VV10ESCDGKKMH (n) ^0.16));
%Indice Sensación térmica DG A 10 M ALTURA
n=n+1;
end

n=1;
while (n<=length(TMZ4))

STxZ4 (n)=(13.1267+0.6215*TMZ4 (n) -
11.37*(VV6ESCZ4KMH (n) ^0.16)+0.3965*TMZ4 (n) *(VV6ESCZ4KMH (n) ^0.16));
%Indice Sensación termica Z4A 10 M ALTURA
n=n+1;
end

% plots Indice sensacion termica vs time / temperatura media vs time

figure(8)

%San Pau de Seguries
subplot(2,2,1);
x1CI=temps;
y1CI=STxCI;
plot (temps,y1CI)
hold on;
x2CI=temps;
y2CI=TMCI;
plot (temps,y2CI)
hold off;

title('Sant Pau de Seguries')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('temperatura [°C]');
legend ('t^a sensación térmica', 'temperatura media');

%%Molló
subplot(2,2,2)
x1CG=temps;
y1CG=STxCG;
plot (temps,y1CG)
hold on;
y2CG=TMCG;
plot (temps,y2CG)
hold off;
title('Molló')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('temperatura [°C]');
legend ('t^a sensación térmica', 'temperatura media ');

```

```

%%plots Núria
subplot(2,2,3);
x1DG=temps;
y1DG=STxDG;
plot(temps, y1DG)
hold on;
x1DG=temps;
y2DG=TMDG;
plot(temps,y2DG);
hold off;
title('Núria')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('temperatura [°C]');
legend('tª sensación térmica', 'temperatura media ');

%%plots Ulldeter
subplot(2,2,4);
x1Z4=tempsZ4;
y1Z4=STxZ4;
plot(tempsZ4,y1Z4);
hold on;
x1Z4=temps;
y2Z4=TMZ4;
plot(tempsZ4,y2Z4)
hold off;
title('Ulldeter')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('temperatura [°C]');

legend('tª sensación térmica', 'temperatura media');

% plots ULLDETER: Indice sensación termica con tminima y velocidad
máxima VS Indice sensación térmica con temperatura y velocidad medias;
vs time / temperatura media vs time

%% Ulldeter
%% calculo de la sensacion termica en Ulldeter con velocidades maximas
y temperaturas mínimas
RVX6Z4KMH = RVX6Z4*3600/1000;

n=1;
while (n<=length(TNZ4))
STxZ4(n)= ( 13.1267+0.6215*TMZ4(n) -
11.37*(VV6ESCZ4KMH(n)^0.16)+0.3965*TMZ4(n)*(VV6ESCZ4KMH(n)^0.16));
%Indice Sensación termica Z4A 10 M ALTURA
STEXTREMEZ4(n)=(13.1267+0.6215*TNZ4(n) -
11.37*(RVX6Z4KMH(n)^0.16)+0.3965*TNZ4(n)*(RVX6Z4KMH(n)^0.16)); %Indice
Sensación termica Z4A 10 M ALTURA
n=n+1;
end

figure(9)
x1Z4=tempsZ4;
y1Z4=TMZ4;
plot(tempsZ4,y1Z4);
hold on;
x1Z4=temps;
y2Z4=STxZ4;
plot(tempsZ4,y2Z4)
hold on;

```

```
x1Z4=temps;
y3Z4=STEXTREMEZ4;
plot (tempsZ4,y3Z4)
hold off;

title('Ulldeter')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('temperatura [°C]');
legend('Temperatura media', 'tª Sensación de Temperatura media', 'tª
Sensación de Temperatura mínima');
```

```
%10. plots precipitación vs time
```

```
figure(10)
```

```
%San Pau de Seguries
```

```
subplot(3,1,1);
x1CI=temps;
y1CI=PPTCI;
plot(temps,y1CI)
title('Sant Pau de Seguries')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('precipitación [mm]');
```

```
%%Molló
```

```
subplot(3,1,2);
x1CG=temps;
y2CG=PPTCG;
plot(temps,y2CG)
title('Molló')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('precipitación [mm]');
```

```
%%plots Núria
```

```
subplot(3,1,3);
x1DG=temps;
y3DG=PPTDG;
plot(temps,y3DG)
title('Núria')
xlabel('tiempo [h]');
ylabel('precipitación [mm]');
```

## A.2. WRF análisis de parámetros

```
%%% WRF OUTS

% Lee las salidas wrf y calcula algunos números: Froude, Brunt-
Vaisala, Scorer ...
clear all;
close all

g = 9.81;

set(gcf, 'PaperPosition', [0.25 0.25 8.0 10.5]);
set(gcf, 'PaperOrientation', 'portrait');

% Nivel para hacer las secciones horizontales
h_cross = 5;

% Coordenadas del punto para hacer los perfiles verticales
lat_p = 43; %% longitud
lon_p = 31; %% latitud

lat_Fr= 43; %% longitud
lon_Fr= 31; %% latitud

yrange_n=[0 0.03]; scale_n=0:1E-3:0.03; %Para N2
yrange_fr=[0 2.5]; scale_fr=0:0.1:2.5; %Para Fr
yrange_l2=[0 2E-5]; scale_l2=0:1E-6:2E-5; %Para L2
yrange_z=[1000 3000]; scale_z=1000:100:3000; %Para Z

% wrfinput file for static data
%ncid = netcdf.open('C:/Users/usuario1/Downloads/TORB/wrfout_d01_2000-
12-30_00.nc', 'nc_nowrite');
dir='C:\Users\usuario1\Downloads\TORB\TORB\';
ncid0 = [dir, 'wrfout_d02_2000-12-30_00'];
time = ncread(ncid0, 'Times');
xlat = ncread(ncid0, 'XLAT');
xlon = ncread(ncid0, 'XLONG');
hgt = ncread(ncid0, 'HGT');

xlat = squeeze(xlat(:,:,1));
xlon = squeeze(xlon(:,:,1));
hgt = squeeze(hgt(:,:,1)); %% altura de la superficie (perfil
geográfico para cada coordenada, momento 1)

lat_Balandrau=xlat(lat_p, lon_p, 1);
lon_Balandrau=xlon(lat_p, lon_p, 1);
hgt_Balandrau=hgt(lat_p, lon_p, 1) ;

for date = 30:31

for hi = 0:6:18

    date_char = int2str(date);
    hi_char = int2str(hi);
```

```

if (hi<10)
    ncid=strcat(dir,'wrfout_d02_2000-12-',date_char,'_0',hi_char);
else
    ncid=strcat(dir,'wrfout_d02_2000-12-',date_char,'_',hi_char);
end

theta = ncread(ncid,'T')+300.;
U = ncread(ncid,'U');
V = ncread(ncid,'V');
U10 = ncread(ncid,'U10');
V10 = ncread(ncid,'V10');
cosalpha = ncread(ncid,'COSALPHA');
sinalpha = ncread(ncid,'SINALPHA');

p = ncread(ncid0,'P');
ph = ncread(ncid0,'PH');
pb = ncread(ncid0,'PB');
phb = ncread(ncid0,'PHB');

z = (ph + phb)/g; %% altura en funcion de la presion en cada
coordenada, para todas alturas y tiempos.
pres = (p + pb) * 0.01;

M = sqrt(U(1:75, :, :, :).^2+V(:, 1:75, :, :).^2);

for ti=1:6

    i=1;
    while (i<=75)
        j=1;

        while (j<=75)

            theta_p(:,ti) = squeeze(theta(i,j,:,ti)); %%theta a
cada altura en esas coordenadas
            z_p(:,ti) = squeeze(z(i,j,:,ti)); %% altura del
terrerno a esas coordenadas
            dtheta_p = diff(theta_p); %% variación entre cada
nivel de theta
            dz_p = diff(z_p); %%variación de altura entre cada
nivel
            dtheta_dz_p = dtheta_p./dz_p(1:43,:);

            V_p(:,ti) = abs(squeeze(V(i,j,:,ti)));
            M_p(:,ti) = abs(squeeze(M(i,j,:,ti)));

            n=1;
            while (n<length(theta_p))
                theta_c(i,j,n,ti+hi+24*(date-30))=theta(i,j,n,ti);
                V_c(i,j,n,ti+hi+24*(date-30))=V(i,j,n,ti);
                z_c(i,j,n,ti+hi+24*(date-30))=z(i,j,n,ti);

                %%CALCULO DE LA FRECUENCIA BRUNT VAISSALA
                if dtheta_dz_p(n,ti) < 0
                    N(i,j,n,ti+hi+24*(date-30)) = NaN;
                    N2(i,j,n,ti+hi+24*(date-30)) = NaN;
                else

```

```

        N(i,j,n,ti+hi+24*(date-
30))=sqrt((g./theta_p(n,ti)*dtheta_dz_p(n,ti));
        N2(i,j,n,ti+hi+24*(date-
30))=(g./theta_p(n,ti)*dtheta_dz_p(n,ti));
        end

        %CALCULO DEL NUMERO DE FROUDE
        Fr(i,j,n,ti+hi+24*(date-
30))=V_p(n,ti)./(N(i,j,n,ti+hi+24*(date-30))*
z_c(i,j,n,ti+hi+24*(date-30)));

        %CALCULO DE PARAMETRO DE SCORER L2
        L2(i,j,n,ti+hi+24*(date-
30))=(N(i,j,n,ti+hi+24*(date-30))./V_p(n,ti)).^2;

        %CALCULO H
        H(i,j,n,ti+hi+24*(date-30))=
(Fr(i,j,n,ti+hi+24*(date-30)))^(-1);

        n=n+1;
    end

    j=j+1;
end

    i=i+1;
end

end

end

end

%%%PLOTS

% Elección del punto donde se quieren hacer los perfiles verticales

theta_plot=squeeze(theta_c(lat_p,lon_p,,:));
V_plot=squeeze(V_c(lat_p,lon_p,,:));
N_p=squeeze(N(lat_p,lon_p,,:));
N2_p=squeeze(N2(lat_p,lon_p,,:));
Fr_p=squeeze(Fr(lat_p,lon_p,,:));
L2_p=squeeze(L2(lat_p,lon_p,,:));
z_plot=squeeze(z_c(lat_p,lon_p,,:));
H_p=squeeze(H(lat_p,lon_p,,:));

%% plot theta
figure (1)
plot(theta_plot(:,1),z_plot(:,1),'k')
hold on
plot(theta_plot(:,7),z_plot(:,7),'b')
plot(theta_plot(:,13),z_plot(:,13),'g')
plot(theta_plot(:,19),z_plot(:,19),'r')
plot(theta_plot(:,25),z_plot(:,25),'m')
plot(theta_plot(:,28),z_plot(:,28),'g')

```

```

plot(theta_plot(:,31),z_plot(:,31),':b')
% plot(theta_plot(:,37),z_plot(:,37),':g')
plot(theta_plot(:,43),z_plot(:,43),':r')
hold off

% xlim([0 0.0012]);
ylim ([2200 6000]);
legend('00 UTC del 30','06 UTC del 30','12 UTC del 30','18 UTC del
30','00 UTC del 31','03 UTC del 31','06 UTC del 31','18 UTC del 31')
xlabel('Temperatura potencial (K)');
ylabel('z (m)');

% plot Frecuencia de Brunt Vaisala
figure(2)

plot(N2_p(:,1),z_plot(1:43,1),'k')
hold on
%plot(N2_p(:,7),z_plot(1:43,7),'b')
plot(N2_p(:,13),z_plot(1:43,13),'g')
plot(N2_p(:,15),z_plot(1:43,15),'c')
plot(N2_p(:,19),z_plot(1:43,19),'r')
plot(N2_p(:,25),z_plot(1:43,25),'m')
plot(N2_p(:,28),z_plot(1:43,28),':g')
plot(N2_p(:,31),z_plot(1:43,31),':b')
%plot(N2_p(:,37),z_plot(1:43,37),':g')
plot(N2_p(:,43),z_plot(1:43,43),':r')

hold off

xlim([0 0.05]);
ylim ([2200 6000]);
legend('00 UTC del 30','12 UTC del 30','14 UTC del 30','18 UTC del
30','00 UTC del 31','03 UTC del 31','06 UTC del 31','18 UTC del 31')
xlabel('N^2 (s^-2)');
ylabel('z (m)');

% plot Frecuencia de Brunt Vaisala zoom
figure(3)

plot(N2_p(:,1),z_plot(1:43,1),'k')
hold on
%plot(N2_p(:,7),z_plot(1:43,7),'b')
plot(N2_p(:,13),z_plot(1:43,13),'g')
plot(N2_p(:,15),z_plot(1:43,15),'c')
plot(N2_p(:,19),z_plot(1:43,19),'r')
plot(N2_p(:,25),z_plot(1:43,25),'m')
plot(N2_p(:,28),z_plot(1:43,28),':g')
plot(N2_p(:,31),z_plot(1:43,31),':b')
%plot(N2_p(:,37),z_plot(1:43,37),':g')
plot(N2_p(:,43),z_plot(1:43,43),':r')

hold off

xlim([0.005 0.025]);
ylim ([2200 4200]);
legend('00 UTC del 30','12 UTC del 30','14 UTC del 30','18 UTC del
30','00 UTC del 31','03 UTC del 31','06 UTC del 31','18 UTC del 31')
xlabel('N^2 (s^-2)');
ylabel('z (m)');

```

```
%%plot numero de froude
```

```
figure(4)
```

```
plot(Fr_p(:,1),z_plot(1:43,1),'k')
hold on
%plot(Fr_p(:,7),z_plot(1:43,7),'b')
plot(Fr_p(:,15),z_plot(1:43,15),'c')
plot(Fr_p(:,19),z_plot(1:43,19),'r')
plot(Fr_p(:,25),z_plot(1:43,25),'m')
plot(Fr_p(:,28),z_plot(1:43,28),'g')
plot(Fr_p(:,31),z_plot(1:43,31),'b')
%plot(Fr_p(:,37),z_plot(1:43,37),'g')
plot(Fr_p(:,43),z_plot(1:43,43),'r')

hold off

xlim([0 3.3]);
ylim ([2200 6000]);
legend('00 UTC del 30','14 UTC del 30','18 UTC del 30','00 UTC del
31','03 UTC del 31','06 UTC del 31','18 UTC del 31')
xlabel('Número de Froude');
ylabel('z (m)');
```

```
%%plot numero de froude zoom
```

```
figure(5)
```

```
plot(Fr_p(:,1),z_plot(1:43,1),'k')
hold on
%plot(Fr_p(:,7),z_plot(1:43,7),'b')
plot(Fr_p(:,15),z_plot(1:43,15),'c')
plot(Fr_p(:,19),z_plot(1:43,19),'r')
plot(Fr_p(:,25),z_plot(1:43,25),'m')
plot(Fr_p(:,28),z_plot(1:43,28),'g')
plot(Fr_p(:,31),z_plot(1:43,31),'b')
%plot(Fr_p(:,37),z_plot(1:43,37),'g')
plot(Fr_p(:,43),z_plot(1:43,43),'r')

hold off

xlim([0.3 2.2]);
ylim ([2400 3200]);
legend('00 UTC del 30','14 UTC del 30','18 UTC del 30','00 UTC del
31','03 UTC del 31','06 UTC del 31','18 UTC del 31')
xlabel('Número de Froude');
ylabel('z (m)');
```

```
%%PLOTS PARAMETRO SCORER zoom
```

```
figure (6)
```

```
plot(L2_p(:,1),z_plot(1:43,1),'k')
hold on
%plot(L2_p(:,7),z_plot(1:43,7),'b')
```

```

plot(L2_p(:,13),z_plot(1:43,13),'g')
plot(L2_p(:,15),z_plot(1:43,15),'c')
plot(L2_p(:,19),z_plot(1:43,19),'r')
plot(L2_p(:,25),z_plot(1:43,25),'m')
plot(L2_p(:,28),z_plot(1:43,28),':g')
plot(L2_p(:,31),z_plot(1:43,31),':b')
%plot(L2_p(:,37),z_plot(1:43,37),':g')
plot(L2_p(:,43),z_plot(1:43,43),':r')
hold off

xlim([0 0.3e-5]);
ylim ([2400 4500]);
legend('00 UTC del 30','12 UTC del 30','14 UTC del 30','18 UTC del
30','00 UTC del 31','03 UTC del 31','06 UTC del 31','18 UTC del 31')
xlabel('Parámetro de Scorer');
ylabel('z (m)');

%PLOTS PARAMETRO SCORER
figure (7)

plot(L2_p(:,1),z_plot(1:43,1),'k')
hold on
% plot(L2_p(:,7),z_plot(1:43,7),'b')
plot(L2_p(:,13),z_plot(1:43,13),'g')
plot(L2_p(:,15),z_plot(1:43,15),'c')
plot(L2_p(:,19),z_plot(1:43,19),'r')
plot(L2_p(:,25),z_plot(1:43,25),'m')
plot(L2_p(:,28),z_plot(1:43,28),':g')
plot(L2_p(:,31),z_plot(1:43,31),':b')
%plot(L2_p(:,37),z_plot(1:43,37),':g')
plot(L2_p(:,43),z_plot(1:43,43),':r')
hold off

xlim([0 1.5e-4]);
ylim ([2200 6000]);
legend('00 UTC del 30','12 UTC del 30','14 UTC del 30','18 UTC del
30','00 UTC del 31','03 UTC del 31','06 UTC del 31','18 UTC del 31')
xlabel('Parámetro de Scorer');
ylabel('z (m)');

%%PLOT VELOCIDAD DEL VIENTO

figure (8)

plot(V_plot(:,1),z_plot(1:43,1),'k')
hold on
plot(V_plot(:,7),z_plot(1:43,7),'b')
plot(V_plot(:,13),z_plot(1:43,13),'g')
plot(V_plot(:,19),z_plot(1:43,19),'r')
plot(V_plot(:,25),z_plot(1:43,25),'m')
plot(V_plot(:,28),z_plot(1:43,28),':g')
plot(V_plot(:,31),z_plot(1:43,31),':b')
plot(V_plot(:,37),z_plot(1:43,37),':m')
plot(V_plot(:,43),z_plot(1:43,43),':r')
hold off

xlim([-40 30]);
ylim ([2200 6000]);

```

```
legend('00 UTC del 30','06 UTC del 30','12 UTC del 30','18 UTC del  
30','00 UTC del 31','03 UTC del 31','06 UTC del 31','12 UTC del  
31','18 UTC del 31')  
xlabel('V (m/s)');  
ylabel('z (m)');
```