

Trabajo Fin de Máster

Análisis de variables meteorológicas con métodos
de mesoescala

Autor

Marcos Salinas Fraile

Directores

D. Norberto Fueyo Díaz
D. Carlos Montañes Bernal

Escuela de Ingeniería y Arquitectura
2013

A Norberto Fueyo y Carlos Montañes, por brindarme la oportunidad de colaborar con ellos con la realización de este trabajo. A mi mujer, que siempre me apoya en lo bueno y en lo malo.

Análisis de variables meteorológicas con métodos de mesoescala. Resumen

El objetivo de generación eléctrica marcado por la Unión Europea para el año 2020 consiste en cubrir el 40 % de la demanda de electricidad mediante energías de origen renovable. Este objetivo todavía queda lejos para la UE.

En este contexto, este trabajo pretende contribuir al desarrollo de las energías renovables mediante la generación de medias de variables meteorológicas sobre el territorio español. Algunas aplicaciones de la elaboración de estas medias se encuentran en la localización de emplazamientos propicios para parques eólicos o el cálculo de parámetros que permiten estimar la demanda energética necesaria para calentar o enfriar edificios a la temperatura de confort en función de la localización geográfica.

El objetivo de este trabajo es, por una parte, obtener estadísticas representativas de variables meteorológicas de interés en el campo de la energía (velocidad del viento, temperatura) mediante un modelo numérico de mesoescala; por otra parte, la evaluación de la influencia de los parámetros numéricos y físicos en la precisión de los resultados para la elaboración de años meteorológicos tipo.

Para todo ello, se utiliza un modelo de predicción numérica que realiza el cálculo de las variables meteorológicas con una resolución temporal horaria, a lo largo de varios años, utilizando como condiciones de contorno los datos de reanálisis procedentes de medidas realizadas en estaciones meteorológicas a lo largo de todo el planeta. Finalmente, se procesan todos estos datos para la obtención de estadísticas.

Índice general

1. Introducción	9
2. El modelo de mesoescala	11
2.1. Ecuaciones del modelo	13
2.2. Discretización del modelo	15
2.2.1. Discretización temporal	15
2.2.2. Malla discretizada	16
2.2.3. Condiciones de contorno	18
2.3. Preproceso	18
2.4. Tratamiento posterior de la información	19
2.4.1. WRF Post Processor	19
2.4.2. Validación	20
3. Año meteorológico tipo	23
3.1. Datos generales	23
3.2. Resultados	25
3.3. Detalles computacionales	31
4. Análisis de sensibilidad	33
4.1. Resolución de la malla	33
4.1.1. Modelado de una malla con dos mallas anidadas	34
4.1.2. Resultados	35
4.1.3. Detalles computacionales	41
4.2. Modelos submalla	41
4.2.1. Modelos utilizados	41
4.2.2. Parametrizaciones	42
4.2.3. Resultados	44
4.3. Detalles computacionales	46
5. Conclusiones y trabajo futuro	47
Bibliografía	49
A. Detalles de los modelos submalla	53
A.1. Capa límite planetaria	53
A.2. Parametrización de cúmulos	53

A.3. Microfísica	54
A.4. Radiación atmosférica de onda larga	55
A.5. Radiación atmosférica de onda corta	55
A.6. Capa superficial	56

Capítulo 1

Introducción

El objetivo de generación eléctrica marcado por la Unión Europea para el año 2020 consiste en cubrir el 40 % de la demanda de electricidad mediante energías de origen renovable.

En el global de la UE, de los 2423 TWh producidos en el año 2011, un 19 % (462 TWh) se generaron con este tipo de fuentes (REE 2012), por lo que el objetivo todavía queda lejos.

En el caso de España, el porcentaje de la demanda satisfecha con energías renovables alcanza el 36.1 % (92.8 TWh sobre una demanda total de 270 TWh), teniendo especial relevancia la energía eólica, con la cual se generó el 15 % de la demanda total.

En este contexto, este trabajo pretende contribuir al desarrollo de las energías renovables mediante la generación de un año meteorológico tipo de alta resolución para España, si bien la metodología expuesta es igualmente aplicable a otros países o regiones geográficas.

Un año meteorológico tipo es una recopilación de datos meteorológicos para un lugar específico generado a partir de un banco de datos mucho mayor que un año de duración. Como ejemplos de aplicaciones se encuentran la localización de emplazamientos propicios para parques eólicos o el cálculo de parámetros que permiten estimar la demanda energética necesaria para calentar o enfriar edificios a la temperatura de confort en función de la localización geográfica.

Así, el objetivo de este trabajo es doble: por una parte, obtener estadísticas representativas de variables meteorológicas de interés en el campo de la energía (velocidad del viento, temperatura) sobre el territorio español mediante un modelo numérico de mesoscala; y por otra parte, la evaluación de la influencia de los parámetros numéricos y físicos en la precisión de los resultados para la elaboración de años meteorológicos tipo.

Para todo ello, se utiliza un modelo de predicción numérica que realiza el cálculo de las variables meteorológicas con una resolución temporal horaria, a lo largo de varios años, utilizando como condiciones de contorno los datos de reanálisis procedentes de medidas realizadas en estaciones meteorológicas a lo largo de todo el planeta. Finalmente, se procesan todos estos datos para la obtención de las estadísticas.

En el capítulo 2 se explica con detalle el programa de predicción numérica y el posterior tratamiento de los resultados.

Una vez explicada la metodología, el capítulo 3 muestra la validación de los resultados de las simulaciones que se utilizan para realizar las medias de variables meteorológicas.

En el capítulo 4 se realiza un análisis de diferentes parámetros numéricos, tales como la resolución de la malla y la elección de la parametrización de los modelos submalla.

Por último, el capítulo 5 señala las conclusiones de este proyecto y propone posibles líneas futuras de trabajo.

Capítulo 2

El modelo de mesoescala

Un modelo de mesoescala es un modelo de predicción numérica del tiempo cuya resolución horizontal y vertical es suficiente para pronosticar o analizar fenómenos a nivel regional en los que tiene una sustancial influencia la topografía. Estos se basan en el cálculo de las ecuaciones de conservación que gobiernan el flujo de aire en la capa límite atmosférica mediante la discretización del dominio de interés. Partiendo del estado inicial de la atmósfera y unas condiciones de contorno conocidas se resuelven numéricamente las ecuaciones para un cierto periodo de tiempo, obteniendo la variación temporal y espacial de las variables de interés. Este tipo de herramientas se utilizan para la predicción meteorológica, así como para el reanálisis de datos, utilizando como condiciones de contorno los datos de reanálisis procedentes de medidas realizadas en estaciones meteorológicas a lo largo de todo el planeta (Kalnay et al. 1996) y publicadas en la Agencia Nacional Estadounidense Oceánica y de la Atmósfera (NOAA). El uso de estos reanálisis, permiten crear medias de variables meteorológicas.

El programa utilizado para este Trabajo Fin de Máster es el WRF (Weather Research Forecasting), desarrollado de forma colaborativa por diferentes instituciones de investigación (NCAR, NOAA, NCEP, FSL, AFWA, NRL, CAPS, FAA), junto con la participación de numerosos científicos y otros colaboradores en todo el mundo.

En el software (Figura 2.1) vienen incluidos programas para inicializar los datos a introducir en los solvers, distintos paquetes de modelos submalla que interactúan con los solvers y programas para el tratamiento de los resultados en el postproceso. En el programa existen dos solvers diferentes, el Advanced Research WRF (ARW) desarrollado originariamente por NCAR, y el Non-hydrostatic Mesoscale Model (NMM) desarrollado por NCEP. Ambos son modelos no hidrostáticos. Los modelos no hidrostáticos resuelven la ecuación de movimiento vertical completa para dar una solución directa del movimiento vertical.

Existen otro tipo de modelos también utilizados para este tipo de labores, denominados hidrostáticos, en los que la ecuación de movimiento vertical se simplifica para producir el balance supuesto entre las fuerzas básicas gravitatorias y el gradiente de presión vertical. El movimiento vertical no se calcula directamente, sino que se obtiene a partir de otras variables pronosticadas. La resolución directa de la ecuación del movimiento vertical en los modelos no hidrostáticos, aunque aumenta la cantidad de tiempo utilizado para ejecutar el modelo, es necesaria para obtener un resultado más exacto cuando la magnitud de las aceleraciones verticales es grande en comparación con las aceleraciones horizontales, como ocurre en las células convectivas profundas.

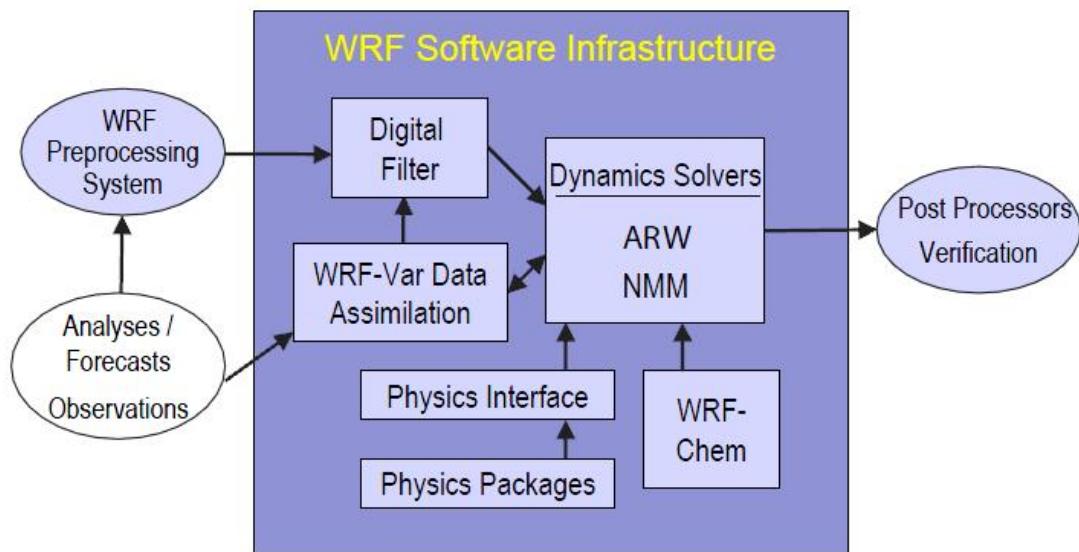


Figura 2.1: Esquema del programa WRF (NCAR 2008)

Las principales diferencias entre un modelo hidrostático y uno no hidrostático son (UCAR 2010):

- **Empuje hidrostático:** Los modelos no hidrostáticos resuelven el movimiento vertical mediante la resolución de ecuaciones que incluyen los cambios de flotabilidad y otras aceleraciones verticales, mientras que los modelos hidrostáticos solamente estiman los fenómenos meteorológicos resultantes de dichos movimientos verticales.
- **Efecto de la perturbación de la presión sobre el empuje hidrostático:** El modelo no hidrostático lo tiene en cuenta ya que es importante para regular la velocidad de las corrientes convectivas ascendentes y la estructura de la nube convectiva, así como para propagar la energía de las ondas de gravedad, mientras que el modelo hidrostático no lo toma en cuenta.
- **Movimiento vertical previo** En el modelo no hidrostático el movimiento vertical se propaga, en el hidrostático no.
- **Acumulación de agua** en el modelo no hidrostático.

Una de las principales aplicaciones de un modelo no hidrostático es en zonas con gran variación de la topografía, como en zonas montañosas, mientras que un modelo hidrostático se aplica donde ese factor no es tan relevante, como en dominios oceánicos. Aparte de esta, existen algunas otras (Tabla 2.1):

Modelo hidrostático suficiente	Se precisa un modelo no hidrostático
Circulación de brisa marina	Vórtices horizontales de la capa límite planetaria
Ondas de montaña largas y suaves	Ondas de montaña empinadas
Circulación radial media de un huracán	Pared del ojo de un huracán
Vórtice de CCM y patrón inclinado medio de ascenso de atrás hacia adelante y descenso de adelante hacia atrás	Elementos convectivos de CCM
Forzamiento diabático entre débil y moderado	Calentamiento por liberación de calor latente muy intenso y concentrado
Circulación frontal	Cuerda o banda de nubes junto a un frente
Microfísica no muy acoplada a la dinámica, evolución	La retroalimentación de microfísica es importante
Existencia de una onda de gravedad	Predicción de propagación y conducción de ondas de gravedad

Tabla 2.1: Aplicaciones típicas de un modelo no hidrostático y uno hidrostático (UCAR 2010)

Vistas las diferencias entre un modelo hidrostático y uno no hidrostático, se justifica la utilización de un modelo no hidrostático al ser el dominio simulado el territorio español. Las principales diferencias entre los dos solvers utilizados por WRF (NMM y ARW) son:

- NMM se desarrolla a partir del modelo Eta en la NCEP. ARW a partir del modelo MM5 en la NCAR.
- NMM es mucho más rápido que ARW.
- NMM se utiliza principalmente para pronósticos del tiempo, ARW tanto para estos pronósticos como para investigación atmosférica.
- ARW posee muchas más opciones para implementar modelos submalla y procesos dinámicos que las opciones permitidas en NMM.

Debido a que se quieren simular varios años para la obtención de un año meteorológico tipo se precisa el solver más rápido, por lo que el elegido es el NMM.

2.1. Ecuaciones del modelo

Un modelo no hidrostático resuelve la ecuación del movimiento vertical, por lo que la primera ecuación que se presenta es la coordenada vertical (σ) que se utiliza en este modelo:

$$\sigma = \frac{\pi - \pi_t}{\mu} \quad (2.1)$$

donde π es la presión hidrostática, y μ es la diferencia entre la presión hidrostática en el suelo (π_s) y el límite superior (π_t) del dominio (Figura 2.2). Notar que $\sigma = 0$ cuando $\pi = \pi_t$ y $\sigma = 1$ cuando $\pi = \pi_s$.

$$\mu = \pi_s - \pi_t \quad (2.2)$$

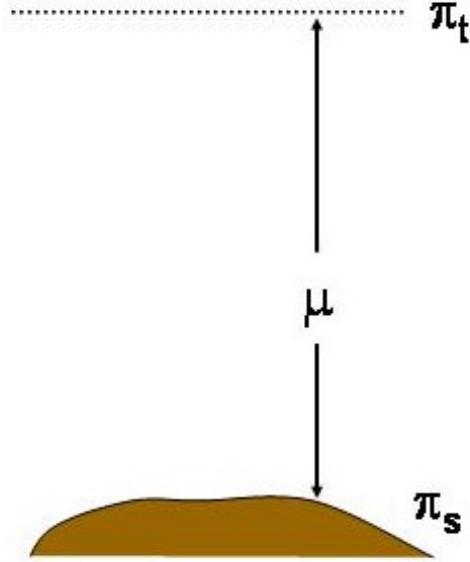


Figura 2.2: Parámetros de la coordenada sigma del sistema (Janjic et al. 2010)

Una vez definida la coordenada vertical, las ecuaciones generales de la Mecánica de Fluidos (continuidad, cantidad de movimiento y energía) aplicadas a la atmósfera seca, sin viscosidad y adiábatica para el modelo no hidrostático se transforman y quedan como se detalla a continuación:

La ecuación de continuidad aplicada a la variación de presión entre el suelo y el límite superior (en vez de a la densidad, como habitualmente) queda como:

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + \nabla_\sigma \cdot (\mu v) + \frac{\partial (\mu \dot{\sigma})}{\partial \sigma} = 0 \quad (2.3)$$

donde $\dot{\sigma}$ es la derivada de la coordenada vertical respecto al tiempo, es decir, su velocidad.

La segunda de las ecuaciones es la de cantidad de movimiento:

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -v \cdot \nabla_\sigma v - \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - (1 + \varepsilon) \nabla_\sigma \Phi - \alpha \nabla_\sigma p + fk \times v \quad (2.4)$$

donde Φ es el geopotencial ($\Phi = gz$) y α es el volumen específico, que se obtiene de la ecuación de los gases ideales

$$\alpha = \frac{RT}{pM} \quad (2.5)$$

En la ecuación 2.4 ε es la aceleración vertical no hidrostática, definida como:

$$\varepsilon = \frac{1}{g} \frac{d\omega}{dt} \quad (2.6)$$

donde ω es la velocidad vertical, que se define a su vez como:

$$\omega = \frac{1}{g} \frac{d\Phi}{dt} = \frac{1}{g} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial t} + v \cdot \nabla_\sigma \Phi + \dot{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} \right) \quad (2.7)$$

A partir de esta definición se deduce que ε es adimensional.

La ecuación de la energía queda como:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -v \cdot \nabla_\sigma T - \sigma \frac{\partial T}{\partial \sigma} + \frac{\alpha}{c_p} \left[\frac{\partial p}{\partial t} + v \cdot \nabla_\sigma p + \sigma \frac{\partial p}{\partial \sigma} \right] \quad (2.8)$$

donde c_p es el calor específico.

Otra ecuación relevante es la relación entre la presión hidrostática y la no hidrostática:

$$\frac{\partial p}{\partial \pi} = 1 + \varepsilon \quad (2.9)$$

Por último, la relación entre el geopotencial y la presión hidrostática se define en la ecuación hipsométrica:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\mu \frac{RT}{p} \quad (2.10)$$

que cuantifica el ancho de cada nivel atmosférico vertical.

Notar que ε tiene una relevancia especial de esta familia de ecuaciones no hidrostáticas. Así, si $\varepsilon = 0$, la presión no hidrostática se convierte en la presión hidrostática (ver ecuación 2.9), y las ecuaciones 2.3, 2.4 y 2.8 toman la forma de la versión hidrostática del modelo.

2.2. Discretización del modelo

2.2.1. Discretización temporal

Para la integración temporal se utilizan esquemas explícitos cuando es posible, con el fin de conseguir una mayor precisión y eficiencia computacional; los siguientes términos utilizan un esquema explícito:

- Explícito

- Convección horizontal de velocidad de viento (u, v) y temperatura (T). El esquema utilizado es el de Adams-Bashforth.
- Convección de otras variables como la energía cinética turbulenta. Se utiliza el esquema de aguas arriba de Lagrange hacia adelante.
- Términos de ajuste. Utiliza el esquema forward-backward.

Por otro lado, para procesos con tiempos característicos muy bajos se utiliza un esquema implícito:

- Implícito

- Convección vertical. Se utiliza el esquema de Crank-Nicholson.
- Propagación de ondas de presión en dirección vertical. Se incluye dentro del algoritmo implícito usado para resolver las ecuaciones generales del modelo.

2.2.2. Malla discretizada

Coordenadas del sistema horizontal

Con el fin de obtener mayor eficiencia computacional en el código del modelo, se utiliza un sistema de coordenadas longitud-latitud transformado (Figura 2.3). Este sistema se obtiene forzando que el ecuador y el meridiano cero del sistema transformado (λ_0, φ_0) coincida con el centro del dominio del modelo. Con esto se obtiene mayor uniformidad en el mallado horizontal.

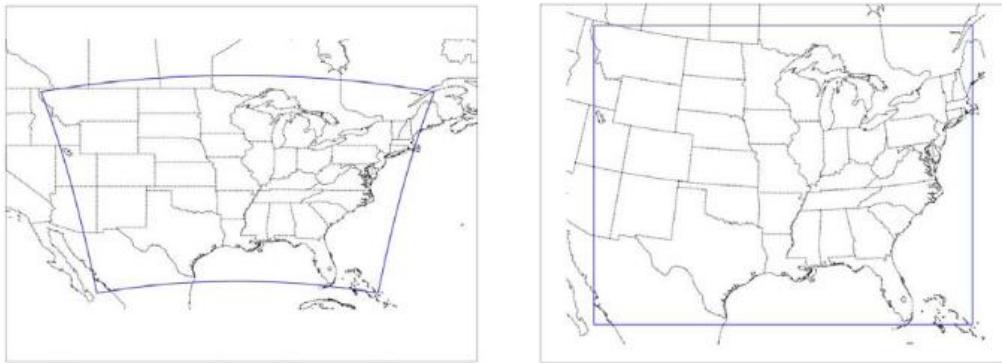


Figura 2.3: Dominio en coordenadas longitud-latitud sin transformación (izquierda) y con la transformación aplicada (derecha) (Janjic et al. 2010)

La transformación de las coordenadas naturales de longitud-latitud (λ, φ) a las utilizadas por el modelo es:

$$\Lambda = \arctan \frac{\cos \varphi \sin(\lambda - \lambda_0)}{\cos \varphi_0 \cos \varphi \cos(\lambda - \lambda_0) + \sin \varphi_0 \sin \varphi} \quad (2.11)$$

$$\Phi = \arcsin(\cos \varphi_0 \sin \varphi - \sin \varphi_0 \cos \varphi \cos(\lambda - \lambda_0)) \quad (2.12)$$

Y la transformación inversa:

$$\varphi = \arcsin(\sin \varphi_0 \cos \Phi \cos \Lambda + \cos \varphi_0 \sin \Phi) \quad (2.13)$$

$$\lambda = \lambda_0 + \arcsin \left(\frac{\sin \Lambda \cos \Phi}{\cos \varphi_0} \right) \quad (2.14)$$

Malla horizontal

El tipo de malla horizontal utilizada en WRF-NMM es la malla semiescalonada tipo E (Figura 4.2). Los puntos marcadas con una H representan los puntos de masa (temperatura, presión, etc) y los representados con una V el vector horizontal de velocidad. La elección de esta malla se debe a que las mallas semiescalonadas funcionan mejor para las simulaciones a las que va orientado el solver NMM (Janjic et al. 2010) y, por razones históricas, la malla semiescalonada elegida por el NCEP NMM es la tipo E.

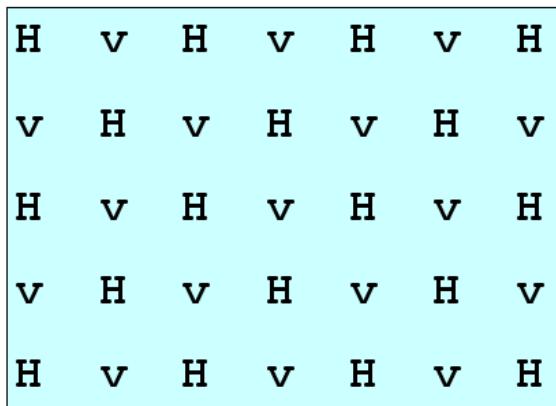


Figura 2.4: Esquema de la malla tipo E, la utilizada por WRF-NMM (Janjic et al. 2010)

Malla vertical

Con el fin de conseguir una mayor resolución vertical en la zona cercana a la superficie donde se pueden encontrar zonas con gran influencia en la altitud debido a la orografía del terreno, se implementa un modelo híbrido (Arakawa y Lamb 1977) que utiliza dos variables sigma verticales diferentes y aplicadas al mismo tiempo (Figura 2.5). Una, en las capas altas de la atmósfera donde la influencia de la orografía no afecta a la relación de presión con la altitud (todo punto de una altitud determinada tiene la misma presión), y una segunda en las capas más cercanas a la superficie donde la influencia del terreno afecta a que en una misma altitud en diferentes puntos de la malla existan presiones diferentes.

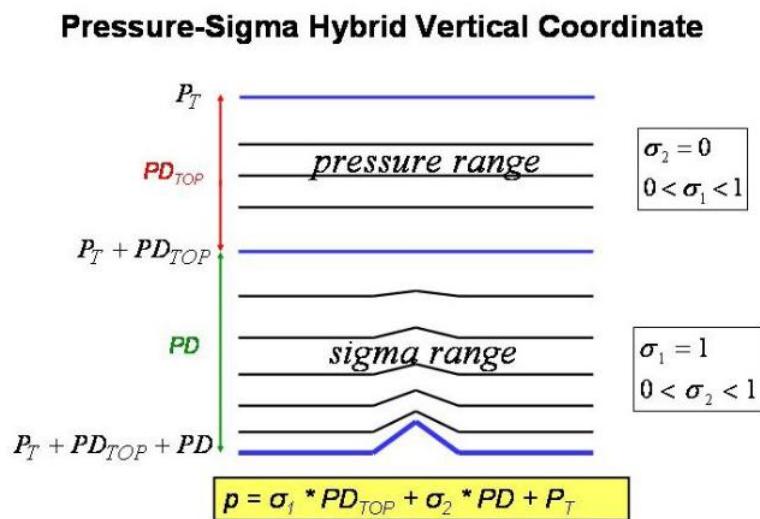


Figura 2.5: Coordenada vertical híbrida utilizada en NMM (Janjic et al. 2010)

2.2.3. Condiciones de contorno

Condiciones de contorno laterales

Los valores de velocidad y de masa (Figura 2.6) sólo se especifican en las filas y columnas más externas (primera y última fila y columna). En las siguientes filas y columnas a estas (segunda y penúltima fila y columna) se realiza una interpolación con el valor medios de los 4 puntos que los rodean (Mesinger y Janjic 1974, Mesinger 1977). Los valores de dentro del dominio necesitan ser inicializados para realizar esta interpolación y se consiguen a partir de las ecuaciones de la tendencia de la convección en las 3 filas anteriores a donde se va a realizar el cálculo de esta interpolación.

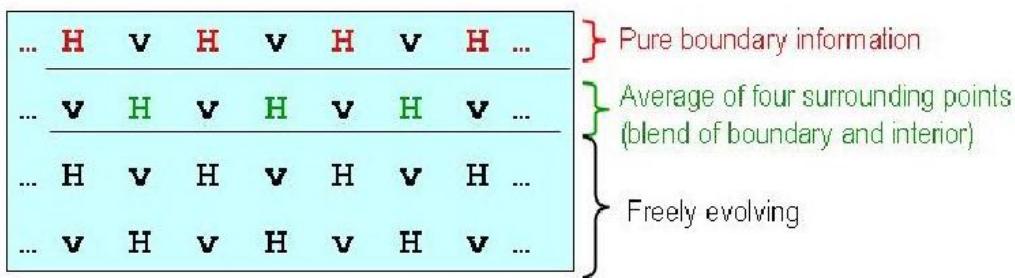


Figura 2.6: Condiciones de contorno laterales (Janjic et al. 2010)

Condiciones de contorno verticales

Las condiciones verticales son:

La velocidad de σ y la diferencia entre la presión hidrostática y la no hidrostática son nulas en el suelo:

$$\dot{\sigma} = 0 \quad \text{y} \quad p - \pi = 0 \quad \text{en} \quad \sigma = 0 \quad (2.15)$$

La velocidad de σ y la variación respecto a la coordenada σ de la diferencia entre las presiones hidrostática y no hidrostática son nulas en el límite superior del dominio:

$$\dot{\sigma} = 0 \quad \text{y} \quad \frac{\partial(p - \pi)}{\partial\sigma} = 0 \quad \text{en} \quad \sigma = 1 \quad (2.16)$$

2.3. Preproceso

En el paquete de software del modelo (Figura 2.7) existe un conjunto de programas para realizar el preproceso de las condiciones iniciales de la simulación, llamado WRF Preprocessing System (WPS).

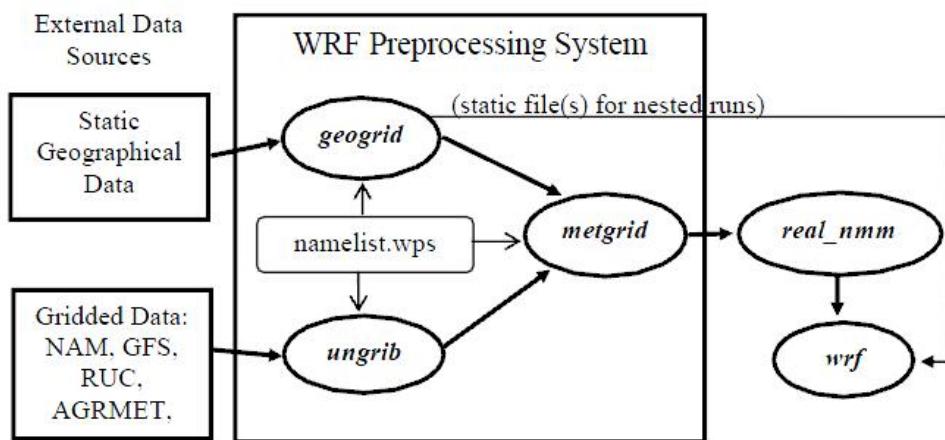


Figura 2.7: Estructura del WRF Preprocessing System y su conexión con el solver (NOAA/NCEP 2000)

- Geogrid: El primer programa a ejecutar es geogrid, el cual interpola a los puntos de la malla los datos terrestres estáticos, es decir, lo que no varían a lo largo del tiempo, a partir de unos datos de baja resolución a escala planetaria incluidos en el software.
- Ungrib: El segundo programa a ejecutar, convierte los datos descargados del NCAR (datos a baja resolución de las distintas variables meteorológicas en diferentes niveles de altura) presentes en formato GRIB a un formato legible para que WRF lo pueda interpretar. No todos los datos que se encuentran en este formato GRIB pueden interesar descomprimir, por eso existe un archivo llamado Vtable que interactúa con el programa ungrib para sólo descomprimir los datos que se estimen necesarios.
- Metgrid: El último programa es metgrid y se encarga de interpolar horizontalmente los datos que vienen de ungrib a los puntos de la malla que se quiere utilizar.

2.4. Tratamiento posterior de la información

2.4.1. WRF Post Processor

Una vez se han calculado los resultados en el tiempo y dominio requeridos, comienza el último paso del programa, el postproceso, llamado WRF Post Processor (WPP), que se encarga de cambiar el formato de los resultados para ser legibles en los diferentes programas gráficos. El programa gráfico utilizado para este trabajo es GrADS (NOAA/NCEP 1995), el cual permite la posibilidad de extraer en un archivo de texto plano los resultados para su posterior tratamiento.

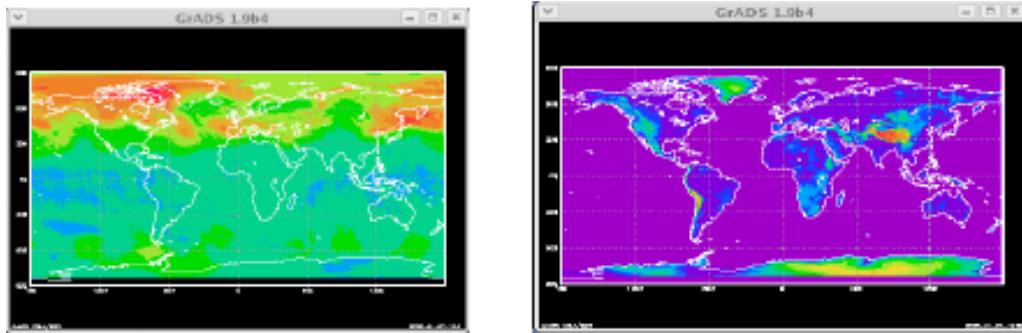


Figura 2.8: Imágenes del programa GrADS

2.4.2. Validación

Los resultados de la simulación se han extraído en texto plano con un script creado en el lenguaje propio de GrADS, obteniendo la longitud y latitud, junto a la velocidad de viento, temperatura y altura en los 8 primeros niveles σ . El objetivo de esta extracción es calcular en cada punto de la malla el viento y temperatura a diez metros (altura típica a la que se encuentra una estación meteorológica) para el análisis de precisión de resultados. Se interpola entre los niveles σ superior e inferior (un mismo nivel σ en cada punto de la malla está a una altura diferente del suelo) para obtener las variables a esta altura. Es necesaria la interpolación porque el programa no permite extraer una variable a la altura deseada.

Para este proceso, habría bastado con los 3 o 4 primeros niveles σ (ningún cuarto nivel de la malla está por encima de 10 metros), pero se han extraído con vistas a obtener velocidades de viento a la altura típica de un aerogenerador (80 metros).

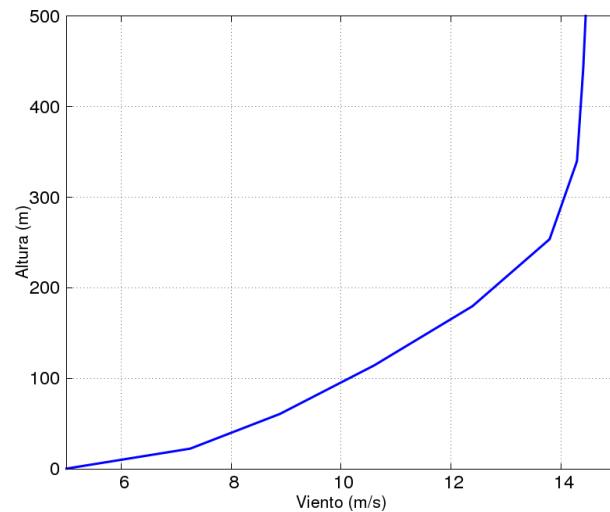


Figura 2.9: Evolución de la velocidad de viento con la altura en un punto concreto de la malla

Para el análisis de precisión de los resultados, éstos se comparan con las mediciones

realizadas en las estaciones meteorológicas del dominio. Éstas, se han descargado de la página oficial de la Agencia Nacional Estadounidense Oceánica y de la Atmósfera (NOAA 2013). La descarga de las mediciones horarias no es de libre acceso, por lo que la validación en este trabajo se ha realizado con medias diarias (cuya descarga sí es libre).

Los resultados de la malla se han interpolado a las coordenadas de cada una de las estaciones. Las mediciones y los resultados tienen una escala temporal diferente; mientras las primeras son medias diarias, los segundos son resultados horarios. Por este motivo, de éstos últimos se han calculado medias diarias.

En los datos descargados, a algunas estaciones le faltaban mediciones de algunos días, por lo que no se ha podido analizar en esos casos todos los resultados medios diarios obtenidos.

Finalmente, se han elaborado algunos scripts con los cálculos necesarios para la obtención de un estudio estadístico en profundidad.

Para todo este desarrollo, se han creado varios scripts en lenguajes de programación GrADS, C, Bash y AWK.

Capítulo 3

Año meteorológico tipo

Un año meteorológico tipo es una recopilación de datos meteorológicos para un lugar específico generado a partir de un banco de datos mucho mayor que un año de duración. Se utiliza principalmente para representar los fenómenos meteorológicos de dicho lugar, sin dejar de dar medias anuales que son consistentes con los promedios a largo plazo del lugar en cuestión.

El objetivo de este capítulo es simular un año meteorológico tipo con WRF y validar estos resultados, en medias diarias, con los datos de estaciones meteorológicas descargados desde la página de la Agencia Nacional Estadounidense Oceánica y de la Atmósfera (NOAA).

3.1. Datos generales

Se han simulado 7 años, suficientes para la elaboración de un año meteorológico tipo, desde el año 2005 hasta el 2011, dividido en simulaciones de un mes (84 simulaciones).

En lo referente al dominio (Tabla 3.1), la malla consta de 130921 puntos (413×317) y 42 niveles de altura σ . Las coordenadas de la esquina superior izquierda son 43.9° Norte y 9.9° Oeste, y las de la inferior izquierda 34.4° Norte y 5.1° Este. El tamaño diagonal de celda es de algo más de 4 kilómetros y medio. Se ha anidado a una malla de baja resolución y mayor tamaño de dominio para proveer a ésta de las condiciones de contorno.

Dato	Inicial	Nº puntos	Resolución	Final
Longitud	-9.876°	413	0.036°	5.059°
Latitud	34.376°	317	0.03°	43.886°

Tabla 3.1: Detalles de la malla para la creación del año meteorológico.

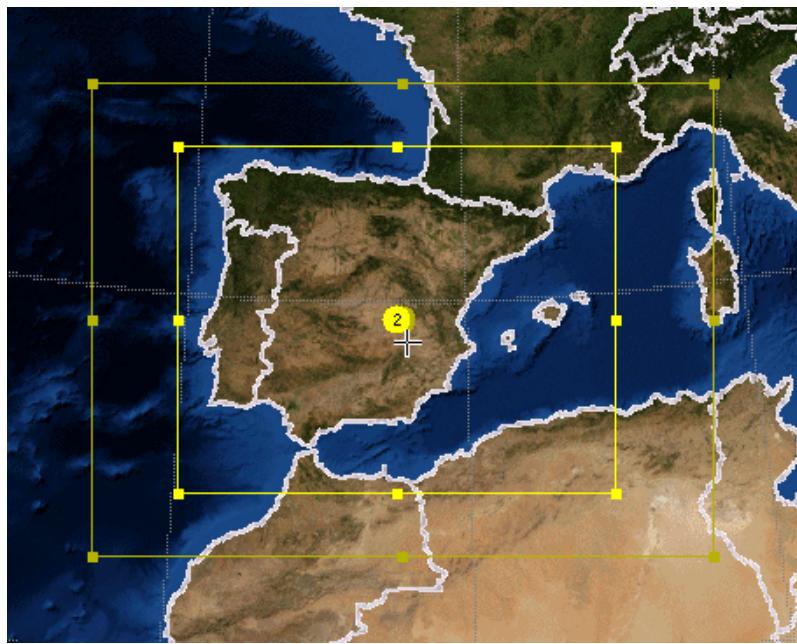
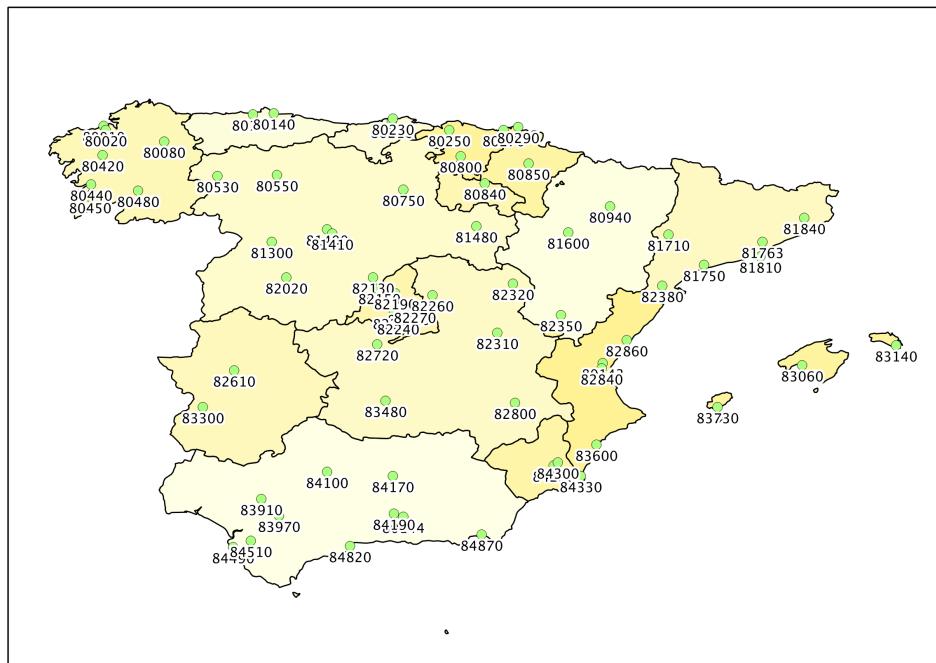


Figura 3.1: Dominios utilizados para las simulaciones

El número de estaciones meteorológicas de las que se disponen mediciones para la validación es 71 (Figura 3.2).



En el siguiente apartado se muestran los resultados de la validación para una estación meteorológica, seguido de una explicación del estudio estadístico realizado y unas gráficas que resumen estos resultados de forma compacta para todas las estaciones.

3.2. Resultados

Con el fin de observar los resultados de validación en una estación, se han representado, para el año 2005, la velocidad de viento medida en la estación frente a la velocidad calculada con el programa en valores medios diarios (Figura 3.3). En esta gráfica la diagonal representa el ajuste perfecto entre modelo y medidas.

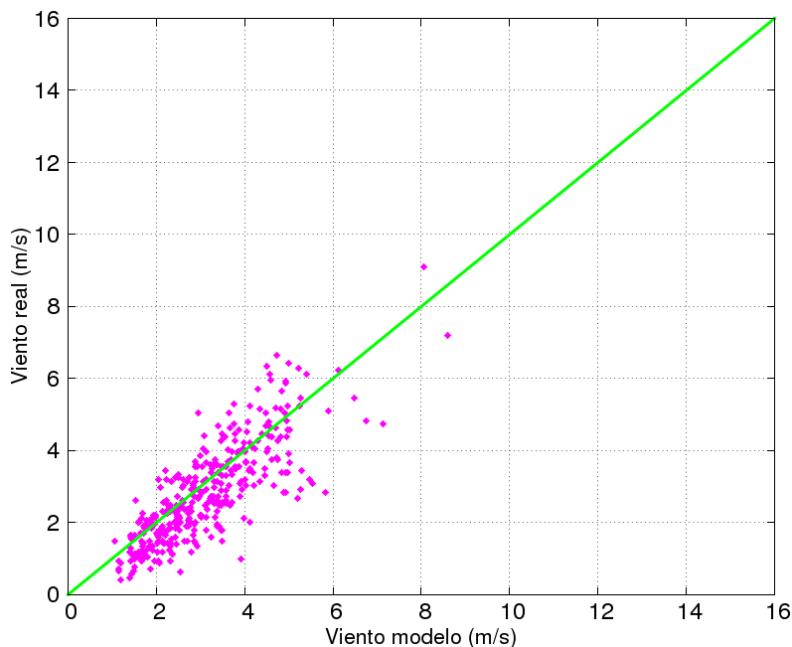


Figura 3.3: Comparación de datos medios diarios entre los resultados del modelo de mesoscala y las mediciones en una estación (Badajoz/Talavera la Real, número estación 83300) para el año 2005

Se ha realizado un estudio estadístico para obtener resultados numéricos representativos del error cometido en cada estación. Para ello, se ha ajustado a una distribución de Gauss el error para cada una de las estaciones. Para cada una de las medias diarias se ha restado el valor calculado por el programa al medido,

$$\epsilon = \phi_{mod} - \phi_{med} \quad (3.1)$$

donde ϵ es el error, ϕ puede ser cualquiera de las variables utilizadas para la validación, siendo ϕ_{med} la medida en las estaciones y ϕ_{mod} la del modelo. Conocido ϵ para todos los días de estudio, se calcula el valor medio del error $\bar{\epsilon}$ (ecuación 3.2) y su desviación estándar σ (ecuación 3.3),

$$\bar{\epsilon} = \sum_{i=1}^n \frac{\epsilon_i}{n} \quad (3.2)$$

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(\epsilon_i - \bar{\epsilon})^2}{n}} \quad (3.3)$$

siendo ϵ_i cada uno de los valores error y n el número de días. $\bar{\epsilon}$ representa el sesgo del modelo, esto es, si hay algún tipo de error sistemático en la estación y cuál es su magnitud; σ representa la dispersión del error: cuanto mayor sea esta, peor es el ajuste general del modelo con la realidad.

Una vez obtenidos, se procede al cálculo de la función de densidad de la distribución de Gauss (ecuación 3.4):

$$f(\epsilon) = \frac{1}{\bar{\epsilon}\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\epsilon_i - \bar{\epsilon}}{\sigma} \right)^2 \right] \quad (3.4)$$

En la distribución de Gauss para este ejemplo (Figura 3.4) se observa una línea central de color verde que representa $\bar{\epsilon} = 0$. Cuanto más cercano esté el máximo de la campana a esta línea, menor es su error medio. Las líneas laterales, de color azul, indican la desviación estándar del ajuste, σ .

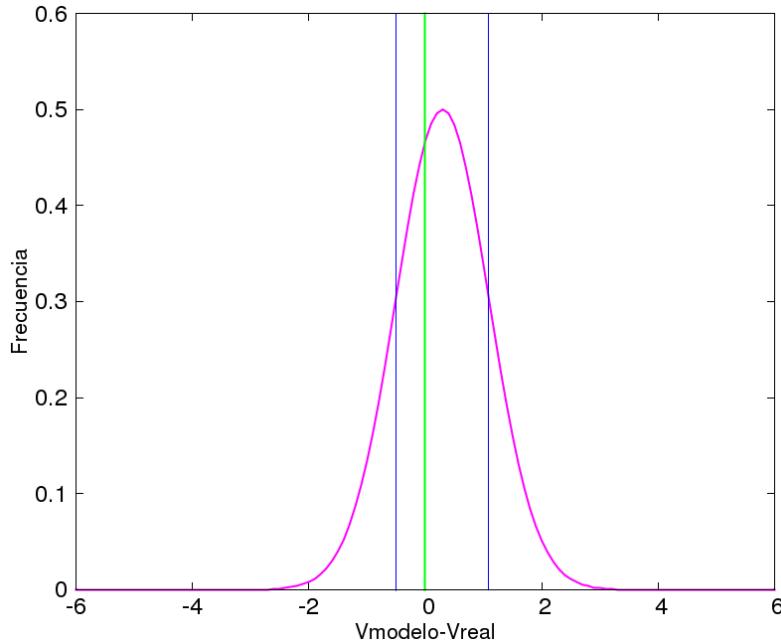


Figura 3.4: Campana de Gauss para velocidad media diaria de viento en el año 2005 de la estación 083300 (Badajoz/Talavera la Real)

En este caso concreto el sesgo es de 0.294 m/s y la dispersión de los datos de 0.798 m/s, lo que quiere decir que en esta estación existe buen ajuste para la velocidad media diaria de viento con los valores medidos en las estaciones.

Para esta misma estación, la comparación entre mediciones y resultados del modelo junto a su distribución de Gauss para la temperatura media diaria en el año 2005 se rerepresenta en la Figura 3.5.

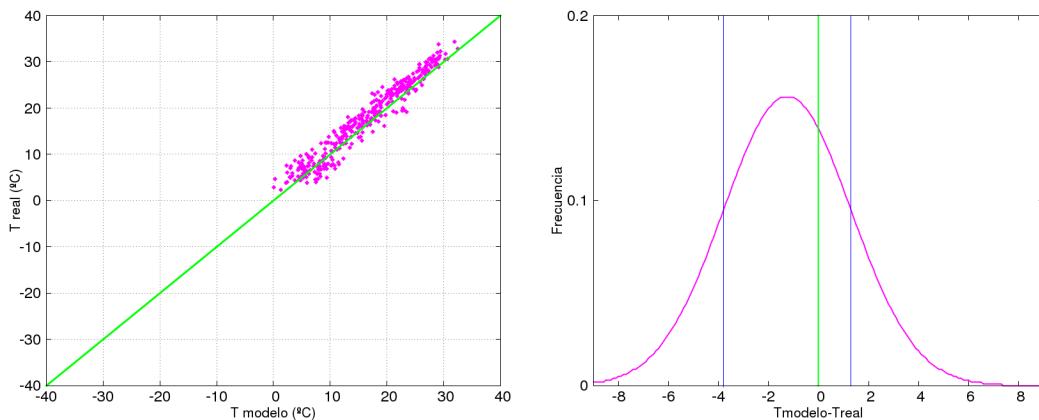


Figura 3.5: Comparación de la temperatura media diaria y campana de Gauss en la estación 083300 (Badajoz/Talavera la Real) para el año 2005

En esta distribución de Gauss se observa un sesgo de 1.25°C , y se puede ver la diferencia entre la línea que marca el error 0 y el máximo de la campana. La desviación estándar se sitúa en 2.55°C .

Con la misma metodología que para la estación anterior, se ha calculado $\bar{\epsilon}$ y σ para el resto de estaciones. Se obtiene $\bar{\epsilon}$ y σ de los 7 años en conjunto a partir de los datos medios diarios. Representando estos resultados frente a variables características de cada estación, como la temperatura media anual, la velocidad de viento media anual o la altitud (Figuras 3.6 - 3.11), se pueden obtener conclusiones acerca de posibles errores sistemáticos.

En el error de la velocidad de viento (Figura 3.6) se observa una cierta sobreestimación en las velocidades de viento menores, y una tendencia descendente a medida que aumenta la velocidad real media. En cuanto al error de la temperatura (Figura 3.8) se percibe una clara subestimación de la temperatura de forma generalizada.

En la dispersión de los datos (σ) para el viento (Figura 3.7), se observa una tendencia ascendente a medida que aumenta la velocidad media. En lo que respecta a temperatura (Figura 3.9), no existe ningún patrón lógico aparentemente.

Por último, para conocer posibles errores debido a la altitud, se representa el error medio frente a la altitud de cada una de las estaciones. Para el viento (Figura 3.10) no se percibe ninguna relación clara. Para la temperatura (Figura 3.11), ocurre lo mismo que para el viento, con excepción de la estación que se encuentra a mayor altitud (1888 metros) que muestra un error de sobreestimación superior al resto.

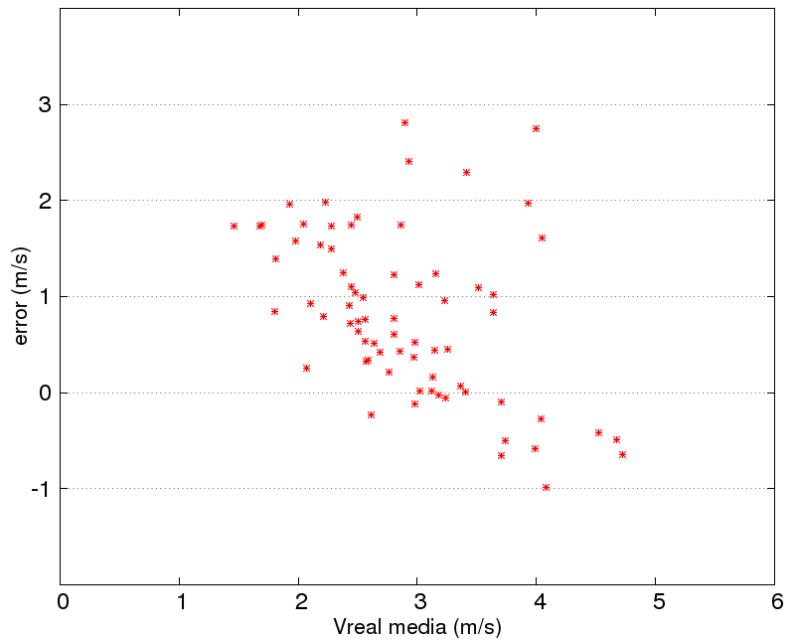


Figura 3.6: Error medio ($\bar{\epsilon}$) para velocidad media diaria del viento durante 7 años respecto a velocidad media diaria de cada estación

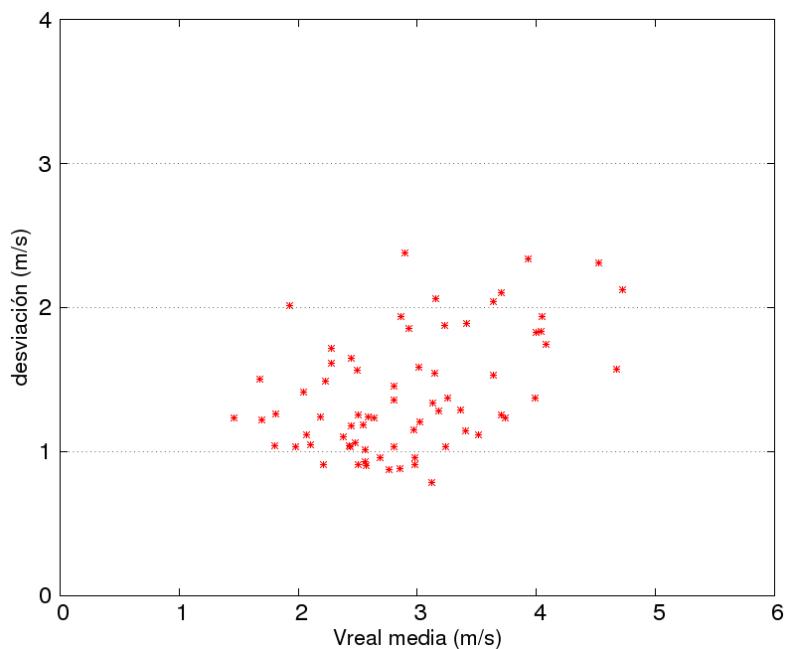


Figura 3.7: Dispersion del error (σ) para velocidad media diaria del viento durante 7 años respecto a velocidad media diaria de cada estación

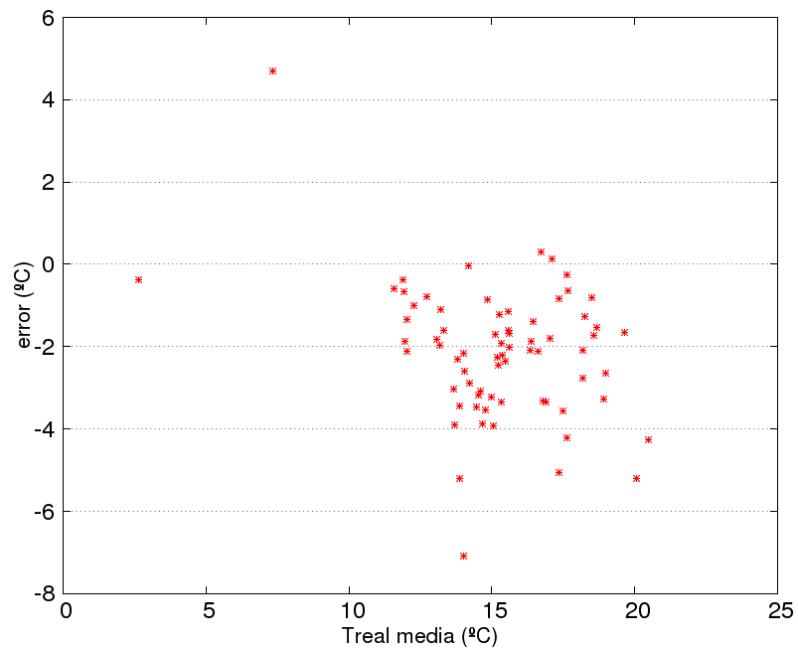


Figura 3.8: Error medio ($\bar{\epsilon}$) para temperatura media diaria durante 7 años respecto a temperatura media diaria de cada estación

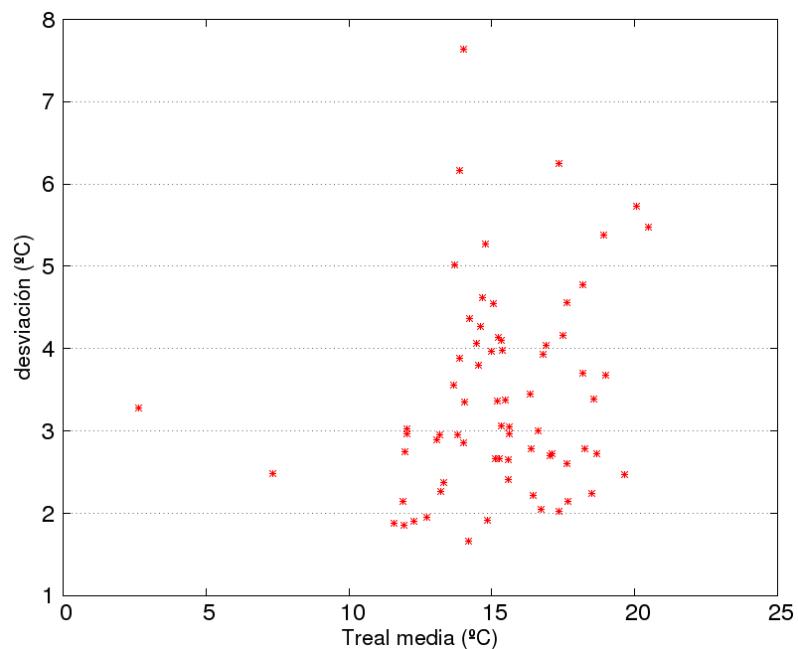


Figura 3.9: Dispersion del error (σ) para temperatura media diaria durante 7 años respecto a temperatura media diaria de cada estación

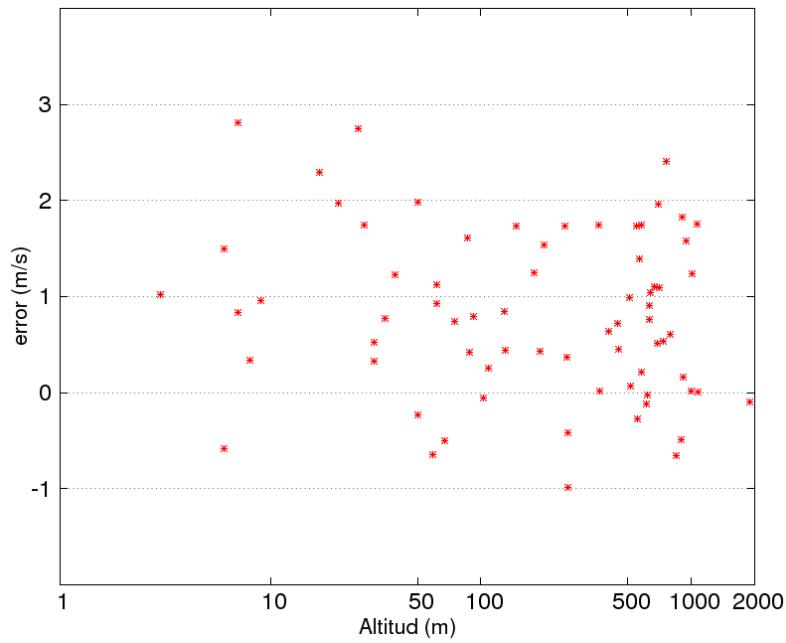


Figura 3.10: Error medio ($\bar{\epsilon}$) de velocidad media diaria de viento respecto a la altitud de cada estación

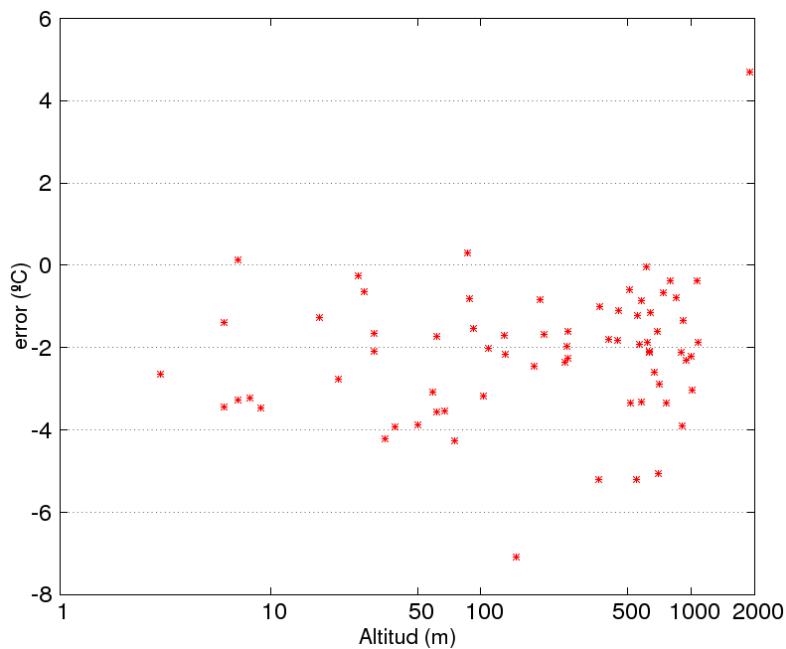


Figura 3.11: Error medio ($\bar{\epsilon}$) de temperatura media diaria respecto a la altitud de cada estación

3.3. Detalles computacionales

Para la ejecución de este año meteorológico tipo se han utilizado diez nodos con procesador Intel i7-930 de 4 núcleos cada uno y con 12 Gb de memoria RAM.

Para la simulación de un mes (Tabla 3.2), se han necesitado algo más de 2 días y medio y se han generado un volumen de datos superior a 400 gigabytes.

Parte	Tiempo (horas)	Datos generados (Gb)
Preproceso	0.15	2
Geogrid	0.033	
Ungrib	0.05	
Metgrid	0.066	
Proceso	58	358
Real-nmm	0.033	
Wrf	57.966	
Postproceso	2.533	50
Total	60.733	410

Tabla 3.2: Tiempo de ejecución y volumen de datos generados para la simulación de un mes.

Capítulo 4

Análisis de sensibilidad

El objetivo de este capítulo consiste en evaluar la influencia de parámetros numéricos y físicos en la precisión de los resultados para la elaboración de años meteorológicos tipo. En la primera parte, se evalúan mallas con distinta resolución (parámetro numérico), y en la segunda, se analizan resultados con la variación de algunos parámetros submalla (parámetro físico).

4.1. Resolución de la malla

La elección de la resolución en la malla para elaborar años meteorológicos tipo proviene de aspectos como el volumen de datos generados y el tiempo necesario para simular. Se quiere evaluar la influencia de este parámetro en la precisión de resultados para la validación.

En WRF se permite realizar anidamientos, mejorando la resolución en una o varias zonas del dominio. Este anidamiento sólo puede ser horizontal; no existe la posibilidad de realizar un anidamiento vertical. Estas mallas deben ser rectangulares y estar alineadas a la principal.

Se permite realizar el anidamiento de dos formas diferentes y su diferencia entre ellas radica en la forma de interactuar la malla principal y su/s malla/s anidada/s. La primera, llamada one-way, utiliza los resultados de la malla principal como condiciones de contorno para la anidada. La segunda, llamada two-way, añade a lo de la primera que los puntos de la malla principal que se encuentran dentro de la malla anidada son modificados por ésta, por lo que la información va en las dos direcciones.

Con el programa se pueden crear tantas mallas anidadas como se quieran, siempre que unas no se solapen con las otras o pertenezcan a varias mallas a la vez. Con la utilización del solver NMM, la relación de resolución entre malla principal y anidada debe ser tres.

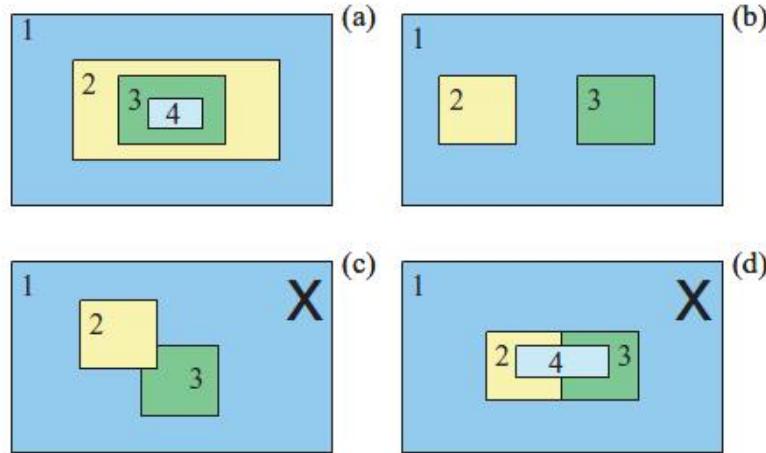


Figura 4.1: Diferentes tipos de anidamientos. Los marcados con una x no se permiten en WRF (NCAR 2008)

4.1.1. Modelado de una malla con dos mallas anidadas

Con el fin de comprobar la mejora de los resultados con el refinamiento de la malla se ha creado un dominio con resolución de 14 kilómetros de diagonal, una malla anidada tres veces más fina, y una tercera, nueve veces más fina que la malla principal (Tabla 4.1 y Figura 4.2).

El periodo de tiempo elegido para realizar esta simulación es el mes de enero de 2007. El año y el mes se han elegido al azar. Lo ideal sería simular un año, o incluso realizar un año meteorológico tipo, para dar certeza de los resultados obtenidos, pero debido al volumen generado de datos y el tiempo necesarios para su simulación, se restringe a un mes concreto. El número de estaciones utilizadas para esta validación ha sido 15, las que se encuentran dentro del dominio de menor tamaño (el de mayor resolución).

Malla	Dato	Inicial	Nº puntos	Resolución	Final
Malla fina	Longitud	-2.663	299	0.012°	1.043
	Latitud	36.627	661	0.01°	43.237
Malla intermedia	Longitud	-5.323	277	0.036°	4.595
	Latitud	33.866	409	0.03°	46.136
Malla basta	Longitud	-7.507	127	0.108°	6.188
	Latitud	32.342	151	0.09°	45.936

Tabla 4.1: Detalles de las mallas utilizadas en el análisis de resolución

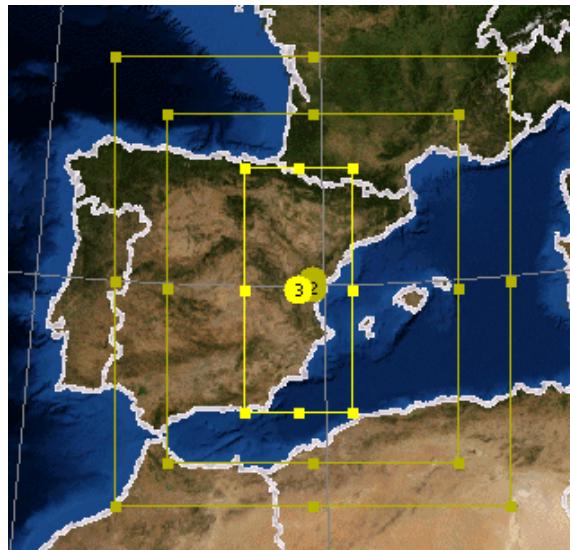


Figura 4.2: Dominio de cada una de las mallas

4.1.2. Resultados

La base del estudio estadístico de este capítulo es el mismo que el del capítulo 3

Los resultados de la velocidad media diaria de viento se comparan con las mediciones realizadas en una estación meteorológica elegida al azar (Figura 4.3). Con el aumento de resolución de malla, los puntos se encuentran más cercanos a la línea que señala el ajuste perfecto entre resultados del modelo y mediciones en las estaciones.

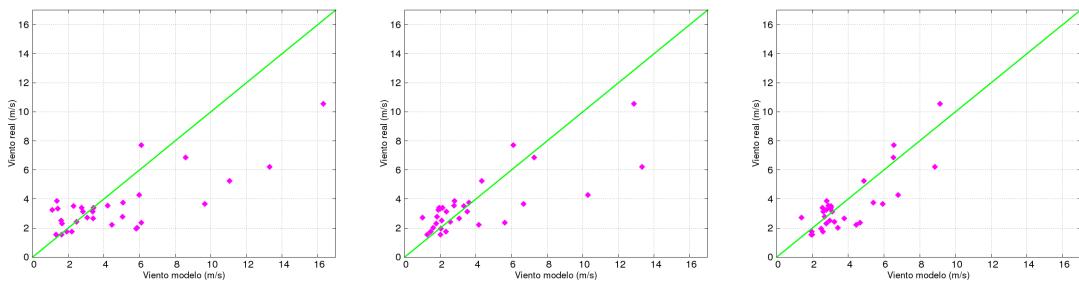


Figura 4.3: Comparación de la velocidad media diaria de viento calculada con la de las mediciones recogidas en la estación para enero de 2007. Malla de menor resolución (izquierda), intermedia (centro) y la de mayor (derecha)

De forma más clara, con las campanas de Gauss (Figura 4.4) se observa que a medida que mejora la resolución, el máximo de la campana se encuentra más cerca de la línea de $\bar{e} = 0$ y el ancho de la campana disminuye, por lo que los resultados muestran un menor error.

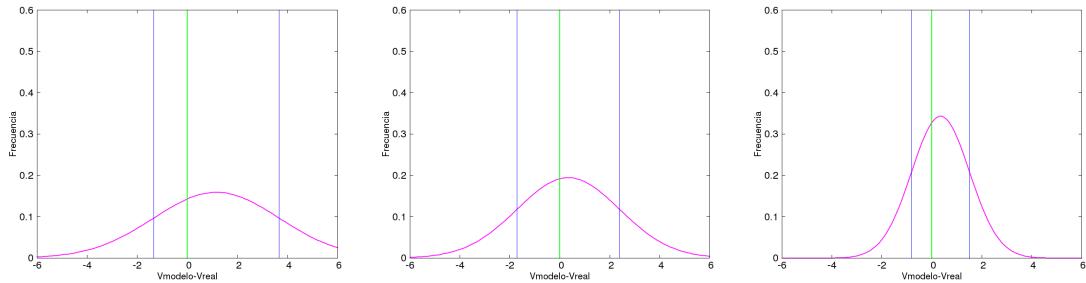


Figura 4.4: Campana de Gauss para velocidad media diaria del viento para la malla de peor resolución (izda.), la intermedia (centro) y la de mayor (dcha.)

Se calcula $\bar{\epsilon}$ y σ del mes a partir de los errores medios diarios y se representan, para cada una de las estaciones, frente a las medias diarias de temperatura y velocidad de viento medidas (Figuras 4.5 - 4.8). Notar la tendencia de disminución de los errores con el aumento de resolución.

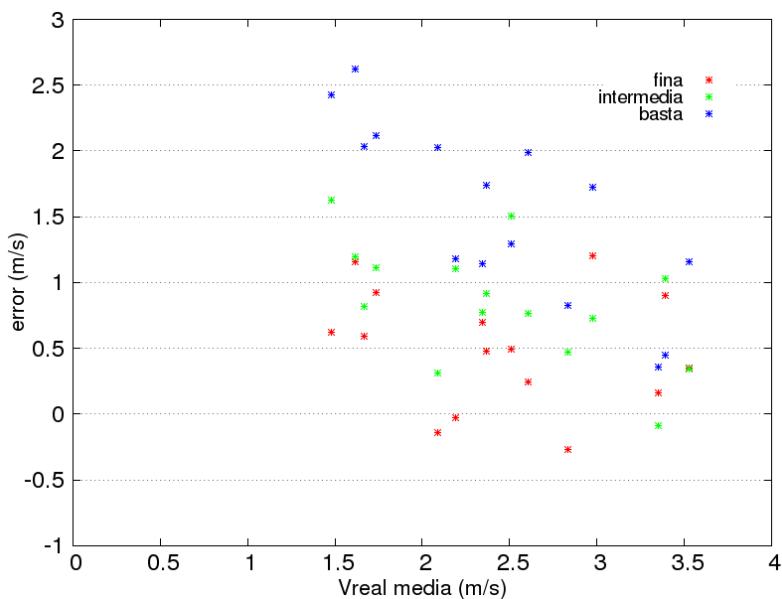


Figura 4.5: Error medio ($\bar{\epsilon}$) de velocidad media diaria de viento respecto a la medida en cada estación para enero de 2007

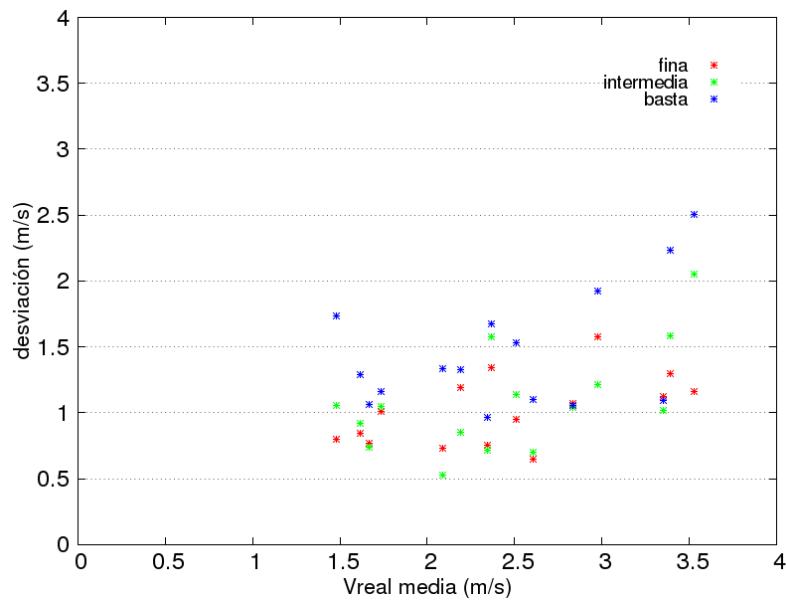


Figura 4.6: Dispersión del error (σ) de velocidad media diaria de viento respecto a la medida en cada estación para enero de 2007

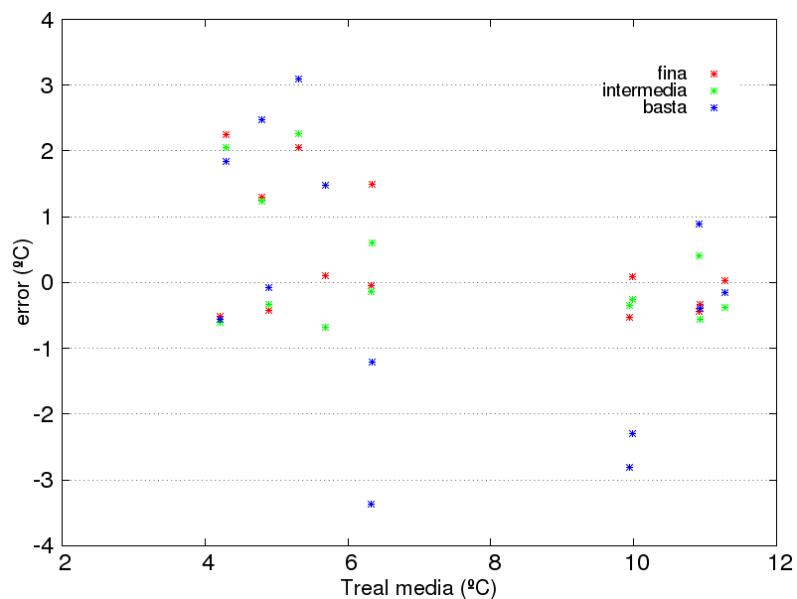


Figura 4.7: Error medio ($\bar{\epsilon}$) de temperatura media diaria respecto a la medida en cada estación para enero de 2007

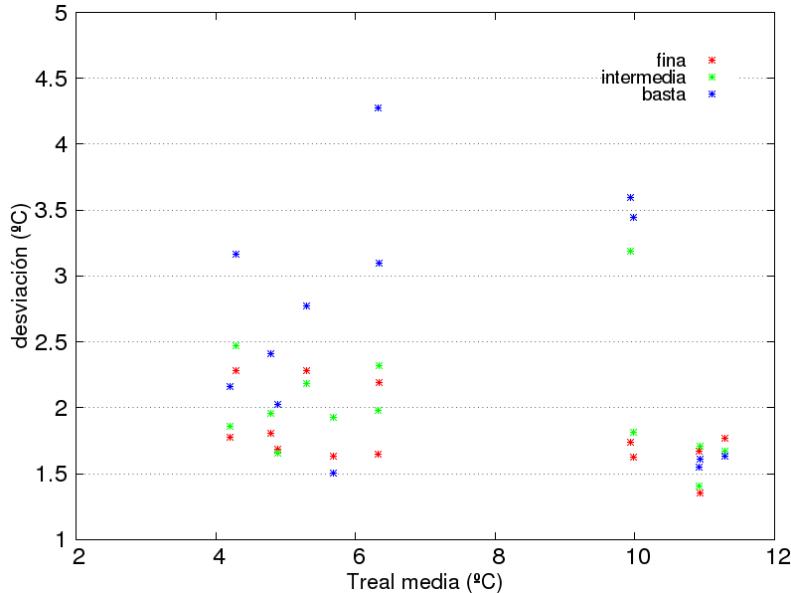


Figura 4.8: Dispersion del error (σ) de temperatura media diaria de respecto a la medida en cada estación para enero de 2007

Para mostrar resultados numéricos a la precisión de los resultados en cada una de las resoluciones, se calcula un valor medio de $\bar{\epsilon}$ y σ . La forma de obtener este valor para cada una de las mallas es:

$$\bar{\phi} = \sum_{i=1}^n \frac{\phi_i}{n} \quad (4.1)$$

donde ϕ_i es el valor de la variable ($\bar{\epsilon}$ o σ), $\bar{\phi}$ su valor medio y n el número de estaciones que se han validado.

El error del viento (Figura 4.9) en la malla de resolución intermedia es 1.8 veces menor que en la malla de peor resolución. La malla fina, obtiene un error es 1.7 veces menor que en la intermedia.

La desviación estándar del viento (Figura 4.10) en la malla intermedia es 1.5 veces menor con la basta, y la fina 1.1 veces mejor con respecto a la intermedia.

El error de temperatura (Figura 4.11) es un caso especial ya que los resultados en los tres casos están cercanos al ajuste perfecto. De hecho, los resultados de las mallas basta e intermedia presentan mejores resultados que la malla fina.

La desviación de la temperatura (Figura 4.12) en la malla intermedia es 1.2 menor que en la de peor resolución, y en la fina 1.2 veces menor que en la intermedia.

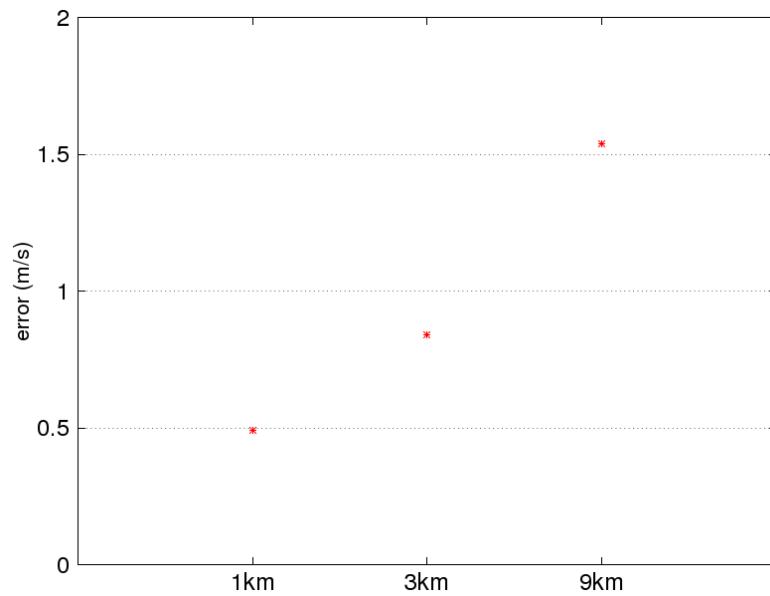


Figura 4.9: Media del error ($\bar{\epsilon}$) de la velocidad media diaria de viento para cada una de las mallas

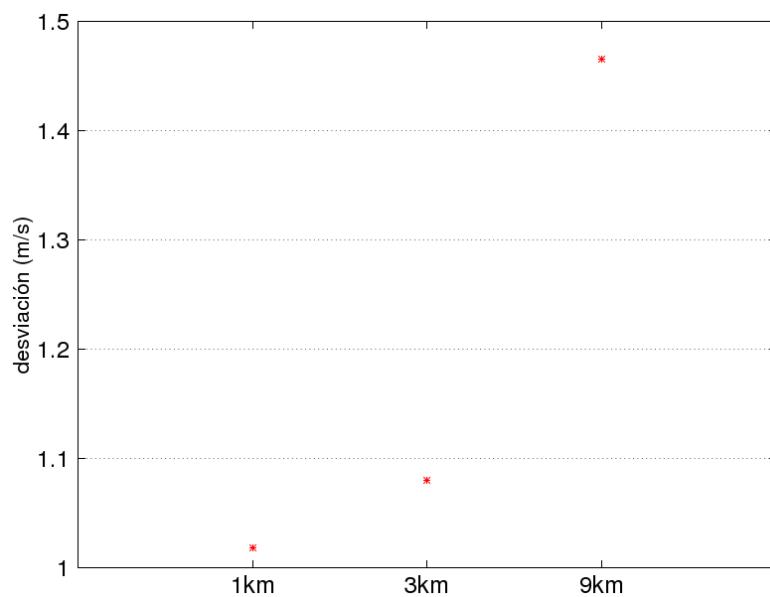


Figura 4.10: Media de la desviación estándar ($\bar{\sigma}$) de la velocidad media diaria de viento para cada una de las mallas

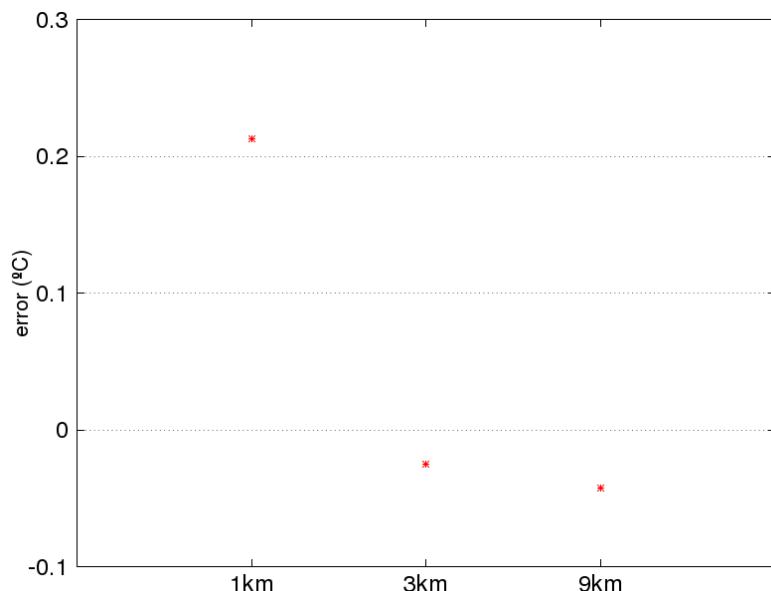


Figura 4.11: Media del error ($\bar{\epsilon}$) de la temperatura media diaria para cada una de las mallas

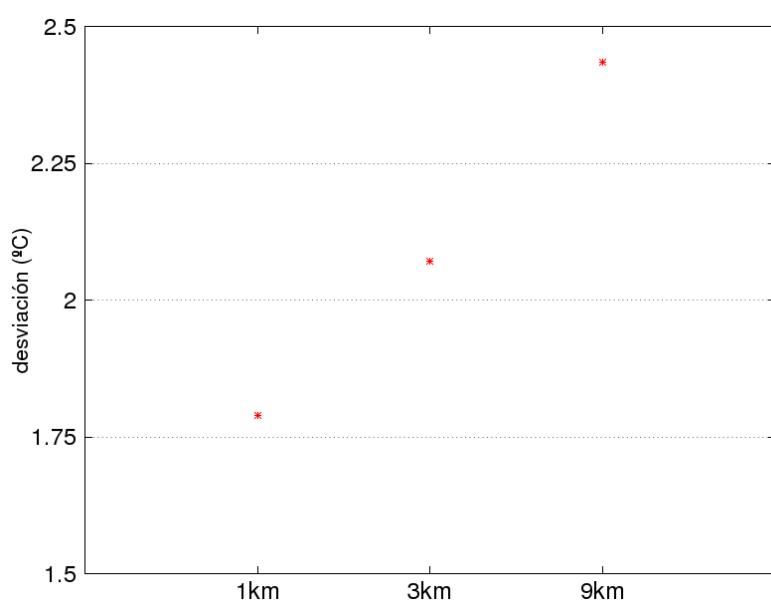


Figura 4.12: Media de la desviación estándar ($\bar{\sigma}$) de la temperatura media diaria para cada una de las mallas

	Viento		Temperatura	
	$\bar{\epsilon}$	σ	$\bar{\epsilon}$	σ
Malla 1	0.49	1.02	0.21	1.79
Malla 2	0.84	1.08	-0.02	2.07
Malla 3	1.54	1.46	-0.04	2.43

Tabla 4.2: Resultados estadísticos de cada una de las mallas

4.1.3. Detalles computacionales

El volumen de datos generados ha superado los 800 gigabytes y el tiempo de ejecución 12 días y medio (Tabla 4.3).

Parte	Tiempo (horas)	Datos generados (Gb)
Preproceso	0.18	7
Geogrid	0.05	
Ungrib	0.05	
Metgrid	0.08	
Proceso	297.65	704
Real-nmm	0.05	
Wrf	297.6	
Postproceso	7.88	116
Total	305.71	827

Tabla 4.3: Tiempo de ejecución y volumen de datos generados para la simulación del análisis de resolución de malla.

4.2. Modelos submalla

El programa WRF ofrece diferentes opciones de modelos submalla. Para la creación del año meteorológico tipo se han utilizado los parámetros establecidos por la NCEP para sus simulaciones. Con el fin de conocer la precisión de resultados con otras parametrizaciones, se ha realizado un análisis de estos modelos submalla.

4.2.1. Modelos utilizados

Microfísica

Las parametrizaciones de microfísica se encargan de forma general de los procesos de vapor de agua, nubes y precipitación. Estas parametrizaciones resuelven los procesos de los cambios de fase del agua. En la atmósfera ocurren cambios de fase del agua cuando las circulaciones elevan el aire por encima de su nivel de condensación y cuando el agua cae producto de la precipitación o cuando el agua sale de las nubes y comienza a evaporarse.

Parametrización de cúmulos

Estas parametrizaciones son las responsables de los efectos convectivos submalla y de las nubes bajas. Intentan representar los flujos verticales no resueltos debidos a las corrientes ascendentes y descendentes no resueltas y los movimientos de compensación que ocurren fuera de las nubes. La parametrización de cúmulos es teóricamente válida sólo para mallas de baja resolución (mayores de 10km) en las que es necesario liberar el calor latente en las columnas convectivas, aunque algunas veces puede ser útil en mallas de entre 5-10 km de tamaño de celda.

Capa límite planetaria

Las parametrizaciones de la capa límite planetaria son las responsables de los flujos verticales subescala debidos al transporte turbulento en toda la columna atmosférica, no sólo en la capa del contorno. De hecho, cuando se activa alguna de estas parametrizaciones, la difusión vertical explícita se desactiva con el supuesto de que la parametrización se encarga de este proceso.

Capa superficial

Estos esquemas calculan las velocidades de fricción y los coeficientes de intercambio que permiten el cálculo del calor superficial y los flujos de humedad presentes en los modelos de la capa terrestre y capa límite planetaria.

Superficie

Estos esquemas usan la información atmosférica que proviene de los esquemas de capa superficial, las fuerzas radiativas provenientes de los esquemas de radiación y las fuerzas de precipitación de la microfísica y los esquemas convectivos, que junto con la información interna que lleva el modelo sobre las variables de estado de la superficie y junto a sus propiedades, proporcionan calor y los flujos de humedad a los puntos de la superficie.

Radiación atmosférica

Las parametrizaciones de radiación proveen el calor atmosférico debido a los flujos divergentes radiativos y a la radiación de onda larga y onda corta descendente para el balance de calor en el suelo. La radiación de onda larga incluye la radiación infrarroja o térmica absorbida y emitida por los gases y superficies. La radiación de onda corta incluye las longitudes de onda visibles y circundantes que componen el espectro solar.

4.2.2. Parametrizaciones

Para el análisis de precisión de resultados de una malla con diferentes parámetros físicos, se ha utilizado el mismo dominio y resolución que en el año meteorológico tipo (Tabla 4.4). El periodo de simulación es el mismo que en la sección 4.1, el mes de enero del año 2007.

	Inicial	Nº puntos	Resolución	Final
Longitud	-9.876°	413	0.036°	5.059°
Latitud	34.376°	317	0.03°	43.886°

Tabla 4.4: Detalles de la malla utilizada para este análisis.

Se han realizado doce simulaciones, once en realidad, porque la duodécima es la que se ha obtenido de los parámetros utilizados para el año meteorológico tipo. El número de opciones del programa es mucho mayor, pero al ser NMM utilizado para pronósticos del tiempo y no para investigación, sólo permite utilizar unas opciones en concreto.

Física	Modelo
Capa límite planetaria	Mellor-Yamada-Janjic
Parametrización de cúmulos	Betts-Miller-Janjic
Microfísica	Eta Ferrier
Radiación atmosférica	GFDL
Capa superficial	Janjic

Tabla 4.5: Parámetros de la simulación utilizada por la NCEP (caso base en este proyecto)

Las parametrizaciones elegidas en el caso base (Tabla 4.5) son las utilizadas por la NCEP (NOAA/NCEP 2000). A partir de estas, se ha modificado en cada simulación uno de los parámetros del caso principal (Tabla 4.6).

Física	Simulación	Modelo
Capa límite planetaria	pbl ₁	Yonsei University
Parametrización de cúmulos	cu ₀	-
Parametrización de cúmulos	cu ₁	Kain-Fritsch
Parametrización de cúmulos	cu ₃	Grell-Devenyi
Parametrización de cúmulos	cu ₉₉	Previo Kain-Fritsch
Microfísica	mp ₁	Kessler
Microfísica	mp ₂	Purdue Lin
Radiación atmosférica (onda larga)	rLw ₁	RRTM
Radiación atmosférica (onda corta)	rSw ₁	Dudhia
Radiación atmosférica (onda corta)	rSw ₂	Goddard
Capa superficial	sfLay ₁	Monin-Obukhov

Tabla 4.6: Parámetro modificado en cada una de las simulaciones con respecto al caso base

La explicación de las diferentes parametrizaciones se explican en el anexo A.

Un par de aclaraciones. La primera es que la parametrización de cúmulos en mallas de alta resolución no es necesario utilizarla, tal y como se ha comentado anteriormente (con su ahorro de tiempo de simulación correspondiente). Cuando se habla de su modificación, se refiere a la malla que se ha utilizado para obtener los valores de condición de contorno.

La segunda aclaración es que en el modelo se separa la radiación atmosférica en onda larga y corta, por lo que existe la posibilidad de modificar uno de los dos parámetros o ambos a la vez.

4.2.3. Resultados

La metodología para mostrar los resultados es la misma que se ha utilizado en la sección 4.1, donde se calcula un valor medio de $\bar{\epsilon}$ y σ para cada una de las simulaciones.

En el error de viento (Figura 4.13), excepto las simulaciones en las que se ha modificado la capa superficial y la capa límite que presentan un error superior, el resto presenta errores similares al caso base, alguno incluso mejorando sus resultados.

En la dispersión de los resultados de viento (Figura 4.14) no hay ninguna simulación que aumente o empeore la precisión de los resultados de forma clara.

En el error de temperatura (Figura 4.15), el modelo sobreestima en las simulaciones donde se han modificado la capa superficial y la capa límite. Subestima en el modelo de Dudhia de radiación de onda corta y en el de Lin de microfísica. El resto de simulaciones muestran resultados semejantes al caso base.

En la desviación de temperatura (Figura 4.16), las simulaciones donde se modifica el parámetro de capa límite y superficial tienen una desviación menor al resto, mientras que en los modelos de onda larga y Dudhia de onda corta es mayor que al resto.

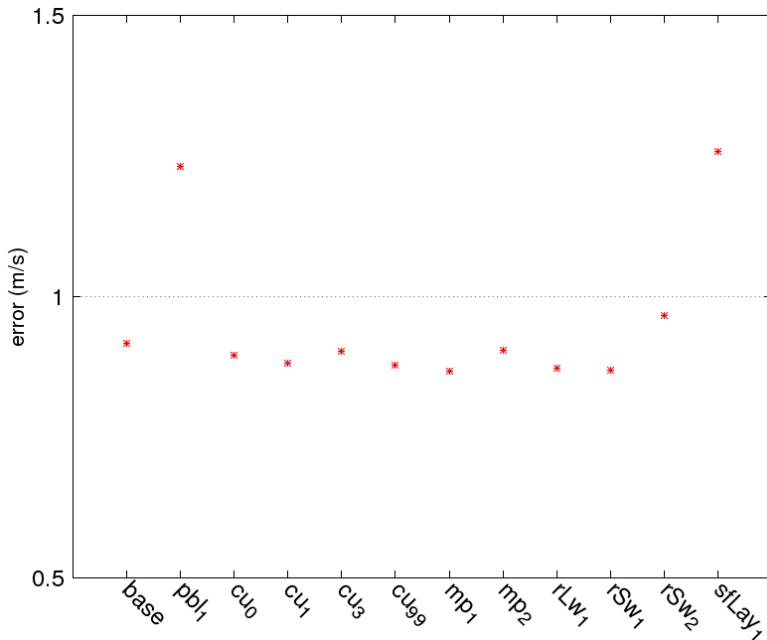


Figura 4.13: Media del error ($\bar{\epsilon}$) de la velocidad media diaria del viento en cada simulación

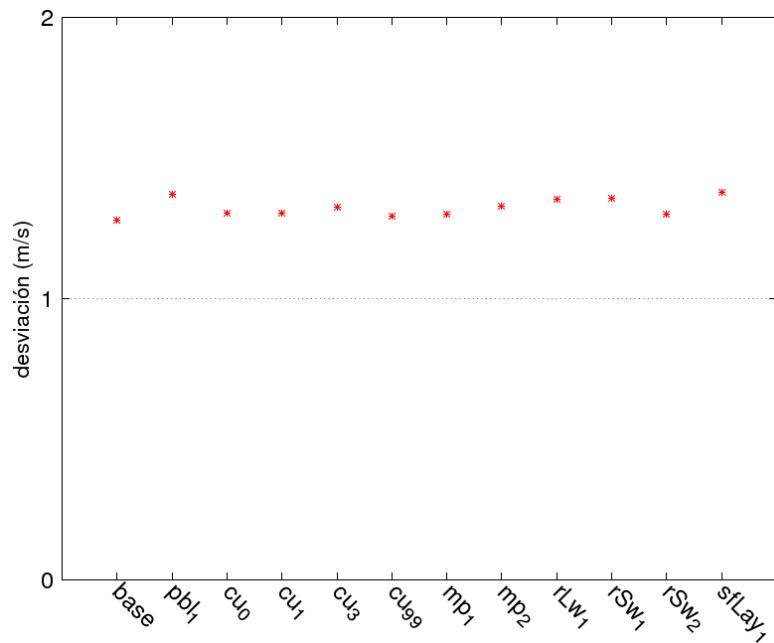


Figura 4.14: Media de la desviación estándar ($\bar{\sigma}$) de la velocidad media diaria del viento en cada simulación

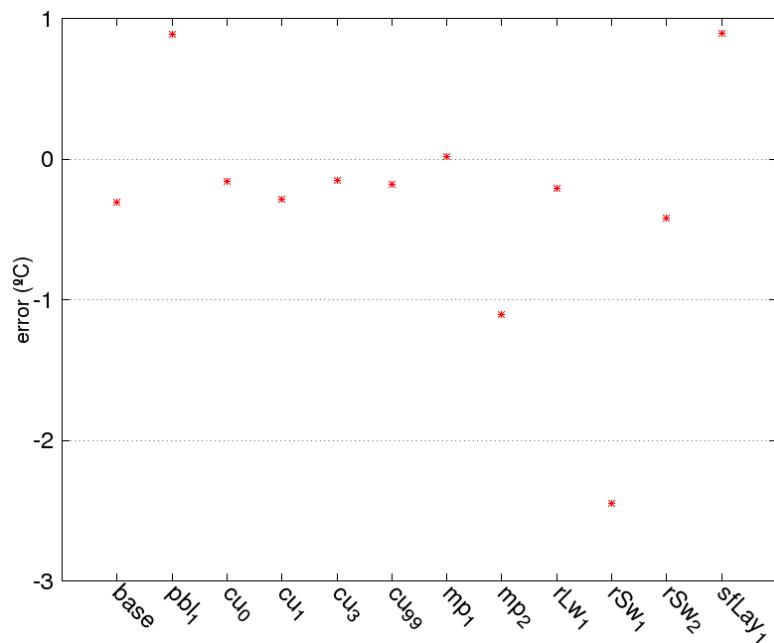


Figura 4.15: Media del error ($\bar{\epsilon}$) de la temperatura media diaria en cada simulación

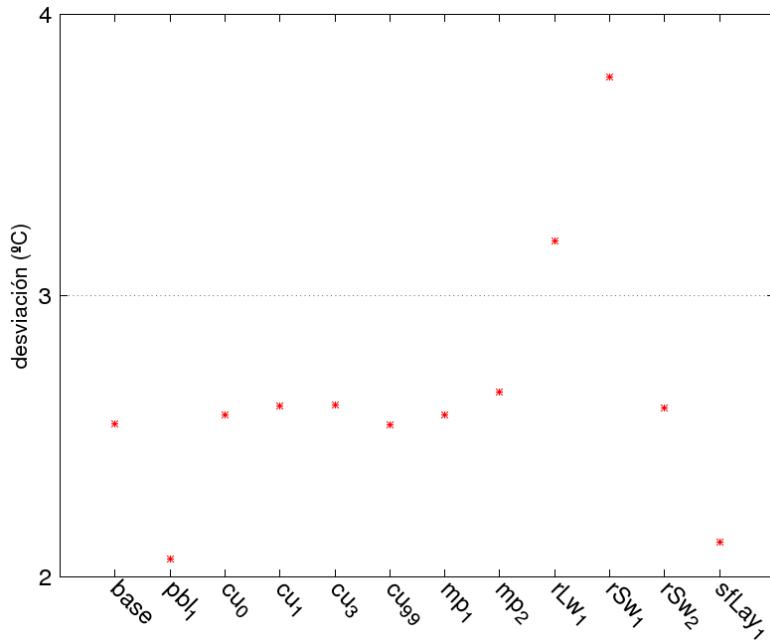


Figura 4.16: Media de la desviación estándar ($\bar{\sigma}$) de la temperatura media diaria en cada simulación

4.3. Detalles computacionales

El tiempo y el volumen de datos generados para cada una de las simulaciones (Tabla 4.7) es el mismo que el necesario para la ejecución de un mes del año meteorológico tipo, con dos días y medio para ejecutar la simulación y un volumen de 400 gigabytes en datos.

Parte	Tiempo (horas)	Datos generados (Gb)
Preproceso	0.15	2
Geogrid	0.033	
Ungrib	0.05	
Metgrid	0.066	
Proceso	58	358
Real-nmm	0.033	
Wrf	57.966	
Postproceso	2.533	50
Total	60.733	410

Tabla 4.7: Tiempo de ejecución y volumen de datos generados para cada una de las simulaciones.

Capítulo 5

Conclusiones y trabajo futuro

De los resultados obtenidos se pueden extraer varias conclusiones:

- A partir de las gráficas mostradas en el capítulo 3, en las que se comparan los resultados del modelo de mesoscala con los datos medidos en las estaciones meteorológicas, se considera que el modelo se ajusta razonablemente bien a la realidad, si bien tiende a sobreestimar la velocidad del viento cuando su valor es bajo y de forma sistemática subestima el valor de temperatura.
- La altitud no influye, al menos para este dominio, en la generación de algún error sistemático.
- A partir de los resultados obtenidos en la sección 4.1, en las que se comparan mallas con distinta resolución, se observa que si bien la ampliación de la resolución afecta positivamente a la exactitud de los resultados, esta mejora no es proporcional al incremento de las necesidades computacionales, por lo que la elección de la resolución dependerá de factores como el tiempo disponible y la capacidad de almacenamiento de datos.
- La modificación de las parametrizaciones correspondientes a la capa límite planetaaria y la capa superficial da lugar a peores resultados en comparación con la parametrización de referencia.
- La modificación de la parametrización de cúmulos no afecta en gran medida a los resultados, para las condiciones estudiadas.
- La modificación de la parametrización de microfísica no afecta a la precisión de los resultados de velocidad de viento. En cambio, la parametrización de Purdue Lin empeora sensiblemente los resultados en temperatura.
- Sobre las parametrizaciones de radiación, todas ofrecen una precisión similar al caso base con el viento, pero en temperatura sólo el modelo de radiación de onda corta de Goddard ofrece precisión parecida al caso base, ya que el resto muestra un error o una desviación superior a las simulaciones con los resultados más precisos.

Aunque los resultados obtenidos en este Trabajo Fin de Máster se han demostrado útiles, este trabajo puede tener distintas líneas de continuación, entre las que se proponen:

- Una vez realizada la validación de la simulación de los 7 años en el capítulo 3, aplicar una metodología ya existente y previamente utilizada (Fueyo et al. 2011) para el cálculo del coste y potencial de generación eléctrica con aerogeneradores en España.
- Ampliar la base cronológica del estudio a 30 años, que son los que típicamente se utilizan para obtener años meteorológicos tipo.
- Si se consiguieran en alguna base de datos de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) datos horarios en estaciones meteorológicas se podría extender la validación, teniendo una mayor fiabilidad al comparar con datos horarios en lugar de con medias diarias.
- Ampliar este estudio al archipiélago de las Islas Canarias, realizando la simulación de un dominio exclusivo a ellas, ya que el gasto computacional para englobarlas en el mismo dominio que el resto de España es excesivo.
- Simular un año con alguna de las parametrizaciones con mayor precisión en los resultados para comparar con el caso base en vez de con un mes con un año.

Bibliografía

- Arakawa, A. y Lamb (1977), Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model, Technical report.
- Beljaars, A. (1994), ‘The parameterization of surface fluxes in large-scale models under free convection’, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **121**, 255 – 270.
- Betts, A. K. (1986), ‘A new convective adjustment scheme. part i: Observational and theoretical basis’, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **112**, 677 – 691.
- Betts, A. K. y Miller, M. J. (1986), ‘A new convective adjustment scheme. part ii: Single column tests using gate wave, bomex, and arctic air-mass data sets’, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **112**, 693 – 709.
- Dudhia, J. (1989), ‘Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model’, *J. Atmos. Sci.* **46**, 3077 – 3107.
- EEA (2009), Europe’s onshore and offshore wind energy potential. An assessment of environmental and economic constraints, Technical Report 6/2009.
- Fels, S. B. y Schwarzkopf, M. D. (1975), ‘The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations’, *J. Atmos. Sci.* **32**, 1475 – 1488.
- Fueyo, N., Sanz, Y., Rodrigues, M., Montañés, C. y Dopazo, C. (2011), ‘The use of cost-generation curves for the analysis of wind electricity costs in spain’, *Applied Energy* **88**(3), 733 – 740.
- Grell, G. A. y Devenyi, D. (2002), ‘A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques’, *Geophys. Res. Lett.* **29**(14), Article 1693.
- Hong, S. Y., Noh, Y. y Dudhia, J. (2006), ‘Diabatic digital-filtering initialization: Application to the hirlam model’, *Mon. Wea. Rev.* **134**, 2318 – 2341.
- Janjic, Z., Gall, P. y Pyle, M. (2010), Scientific documentation for the nmm solver, Technical report.
- Janjic, Z. I. (1990), ‘The step-mountain coordinate: physical package’, *Mon. Wea. Rev.* **118**, 1429 – 1443.

- Janjic, Z. I. (1994), 'The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes', *Mon. Wea. Rev.* **122**, 927 – 945.
- Janjic, Z. I. (1996), 'The surface layer in the ncep eta model', *Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction, Norfolk, VA, 19–23 August; Amer. Meteor. Soc., Boston, MA, 354–355*.
- Janjic, Z. I. (2002), 'Nonsingular implementation of the mellor–yamada level 2.5 scheme in the ncep meso model', *NCEP Office Note No. 437*, 61.
- Kain, J. S. (2004), 'The kain-fritsch convective parameterization: An update', *J. Appl. Meteor.* **43**, 170 – 181.
- Kain, J. S. y Fritsch, J. M. (1990), 'A one-dimensional entraining/ detraining plume model and its application in convective parameterization', *J. Atmos. Sci.* **47**, 2784 – 2802.
- Kain, J. S. y Fritsch, J. M. (1993), 'Convective parameterization for mesoscale models: The kain-fritsch scheme', *The representation of cumulus convection in numerical models* p. 246 pp.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Z., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetma, A., Reynolds, R., Jenne, R. y Joseph, D. (1996), 'The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project', *Bulletin of the American Meteorological Society* .
- Kessler, E. (1969), 'On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation', *Amer. Meteor. Soc.* **32**, 84 pp.
- Lacis, A. A. y Hansen, J. E. (1974), 'A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere', *J. Atmos. Sci.* **31**, 118 – 133.
- Lin, Y.-L., R. D. F. y Orville, H. D. (1983), 'Bulk parameterization of the snow field in a cloud model', *J. Climate Appl. Meteor.* **22**, 1065 – 1092.
- M.-D., C. y Suarez, M. J. (1994), 'An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models. nasa tech. memo. 104606', p. 3 85pp.
- Mellor, G. L. y Yamada, T. (1982), 'Development of a turbulence closure model for geo-physical fluid problems', *Rev. Geophys. Space Phys.* **20**, 851 – 875.
- Mesinger, F. (1977), Forward-backward scheme, and its use in a limited area model, Technical report.
- Mesinger, F. y Janjic, Z. I. (1974), Noise due to time-dependent boundary conditions in limited area models. research activities in atmospheric and oceanic modelling, the garp programme on numerical experimentation, Technical report.
- Mlawer, E. J., S. J. T. P. D. B. M. J. I. y Clough, S. A. (1997), 'Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave', *J. Geophys. Res.* **102**, 16663 – 16682.

- Monin, A. y Obukhov, A. (1954), ‘Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere’, *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci.* **151**, 163 – 187 (in Russian).
- NCAR (2008), A description of the advanced research wrf version 3, Technical report.
- NOAA (2013), <http://www7.ncdc.noaa.gov/CDO/cdo>.
- NOAA/NCEP (1995), The grid analysis and display system user’s guide, Technical report.
- NOAA/NCEP (2000), WRF-NMM User’s guide, Technical report.
- Noh, Y., Cheon, W. G., Hong, S. Y. y Raasch, S. (2003), ‘Improvement of the k-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data’, *Boundary Layer Meteor.* **107**, 401 – 427.
- REE (2012), El sistema eléctrico español 2011, Technical report.
- Rodgers, C. D. (1968), ‘Some extensions and applications of the new random model for molecular band transmission’, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **94**, 99 – 102.
- Rutledge, S. A. y Hobbs, P. V. (1984), ‘The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. xii: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cloud-frontal rainbands’, *J. Atmos. Sci.* **40**, 2949 – 2972.
- Ryan, B. F. (1996), ‘On the global variation of precipitating layer clouds’, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**, 53 – 70.
- Sasamori, T., J. L. y Hoyt, D. V. (1972), ‘Radiation budget of the southern hemisphere’, *Meteor. Monogr.* **13**, No. 35, 9 – 23.
- Schwarzkopf, M. D. y Fels, S. B. (1991), ‘The simplified exchange method revisited — an accurate, rapid method for computation of infrared cooling rates and fluxes’, *J. Geophys. Res.* **96**, 9075 – 9096.
- Stephens, G. L. (1978), ‘Radiation profiles in extended water clouds. part ii: Parameterization schemes’, *J. Atmos. Sci.* **35**, 2126 – 2132.
- Tao, W.-K., J. S. y McCumber, M. (1989), ‘An ice-water saturation adjustment’, *Mon. Wea. Rev.* **117**, 231 – 235.
- UCAR (2010), ‘Impacto de la estructura y dinámica de los modelos’, http://www.meted.ucar.edu/nwp/model_structure_es/navmenu.php?tab=1page=1.7.0.
- Wicker, L. J. y Wilhelmson, R. B. (1995), ‘Simulation and analysis of tornado development and decay within a three-dimensional supercell thunderstorm’, *J. Atmos. Sci.* **52**, 2675 – 2703.
- Zilitinkevich, S. S. (1995), ‘Non-local turbulent transport: pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows, air pollution iii — volume i. air pollution theory and simulation, eds. h. power, n. moussiopoulos and c.a. brebbia. computational mechanics publications, southampton boston’, pp. 53 – 60.

Anexo A

Detalles de los modelos submalla

A.1. Capa límite planetaria

Mellor-Yamada-Janjic (MYJ)

Esta parametrización de la turbulencia en la capa límite planetaria y la atmósfera libre (Janjic 1990, Janjic 1996, Janjic 2002) representa una aplicación singular del modelo de cierre de la turbulencia de Mellor y Yamada (1982) a través de toda la gama de regímenes atmosféricos turbulentos. En esta implementación, se impone un límite superior en la escala de longitud referencia. Este límite superior depende de la energía cinética turbulenta (TKE) así como de la flotabilidad y del flujo conducido de cizalla. En el rango estable, el límite superior se deriva del requisito de que la relación de la varianza de la desviación de velocidad vertical y TKE no puede ser menor que la que corresponde al régimen de turbulencia de fuga. En el intervalo inestable, la forma funcional del límite superior se deriva del requisito de que la producción de TKE no singular en el caso de turbulencia creciente. La ecuación diferencial de producción/dispersión de TKE se resuelve iterativamente.

Yonsei University (YSU)

Esta parametrización (Hong et al. 2006) es la segunda generación del rango medio del pronóstico del modelo (MRF) (Janjic et al. 2010), que utiliza las condiciones del término del contador del gradiente para representar los flujos debidos a los gradientes no locales. A esto, se le añade al MRF un tratamiento explícito de la capa de arrastre en la parte superior de la capa límite. El arrastre se hace proporcional al flujo de empuje en linea con los resultados de otros estudios con modelos de grandes vórtices (Noh et al. 2003). La parte superior de la capa límite se define utilizando un volumen crítico de número de Richardson de cero.

A.2. Parametrización de cúmulos

Betts-Miller-Janjic

Este modelo deriva del de Betts-Miller (Betts 1986, Betts y Miller 1986). Sin embargo este esquema difiere en algunos aspectos importantes. Los perfiles de convección profunda y el tiempo de relajación son variables y dependen de la eficiencia de la nube, parámetro

adimensional que caracteriza el régimen de convección (Janjic 1994). Esta eficiencia depende de la variación de entropía, la precipitación y la temperatura media de la nube. El perfil de convección de humedad superficial viene del requisito de que el cambio en la entropía debe ser pequeño y no negativo (Janjic 1994).

Kain-Fritsch

La versión modificada del esquema de Kain-Fritsch (Kain 2004) proviene de kain-Fritsch1990 y Kain y Fritsch (1993), pero se ha modificado en base a pruebas en el modelo Eta. Al igual que en el modelo original, se utiliza un modelo de nube simple con corrientes ascendentes y descendentes húmedas, incluidos los efectos de arrastre y microfísica relativamente simples. Este modelo difiere del original en que se aplica una tasa de arrastre mínima para suprimir la convección generalizada en ambientes secos, que la convección no precipitante se permite aplicarse para cualquier corriente ascendente que no alcanza la profundidad mínima de nube precipitante, que la velocidad de arrastre se le permite variar como una función de bajo nivel de convergencia y algunas modificaciones en las corrientes descendentes.

Grell-Devenyi

Este esquema (Grell y Devenyi 2002) toma los cúmulos como un conjunto, pero para cada celda toma un régimen de cúmulos para luego promediar esos resultados para suministrar la información al modelo. En principio, el cálculo del promedio puede ser ponderado para optimizar el esquema.

A.3. Microfísica

Eta Ferrier

El esquema predice cambios en el vapor de agua y condensado en forma de agua de las nubes, la lluvia, hielo en las nubes y la precipitación de hielo (nieve/granizo blando/aguanieve). Los campos hidrometeoros se combinan en condensado total, y es el vapor de agua y condensado total el que se convecta en el modelo. Arrays de almacenamiento local retienen la información que se extrae de las contribuciones del agua de las nubes, la lluvia, hielo en las nubes y el hielo de densidad variable en las precipitaciones en forma de nieve, granizo o aguanieve. La densidad de la precipitación de hielo se estima a partir de una matriz local que almacena información sobre el crecimiento total de hielo por deposición de vapor y acumulación de agua líquida. La sedimentación es tratada mediante la partición del flujo medio en el tiempo de precipitación en una celda de la malla entre el almacenamiento local en el cuadro y el que cae por la parte inferior de la celda.

Kessler

Este esquema (Kessler 1969), que fue tomado a partir del modelo COMMAS (Wicker y Wilhelmson 1995), es un esquema simple de nube cálida que incluye vapor de agua, las nubes y la lluvia. Los procesos microfísicos incluidos son: la producción, la caída y la

evaporación de la lluvia, la acumulación de agua en las nubes, y la producción de agua en las nubes debido a la condensación.

Purdue Lin

Seis clases de hidrometeoros se incluyen: vapor de agua, agua de las nubes, la lluvia, hielo en las nubes, nieve y granizo blando. Todos los términos de producción de parametrización se basan en estudios de Lin y Ruteledge (Lin y Orville 1983, Rutledge y Hobbs 1984) con algunas modificaciones, incluyendo el ajuste por saturación (Tao y McCumber 1989) y la sedimentación de hielo.

A.4. Radiación atmosférica de onda larga

GFDL

Este esquema se basa en el método de intercambio de Fels y Schwarzkopf (1975) y Schwarzkopf y Fels (1991), con las bandas del espectro asociadas con el dióxido de carbono, el vapor de agua y la capa de ozono. Se han incluido los coeficientes de transmisión para el dióxido de carbono, el de vapor de agua continuo y los efectos de la superposición de agua vapor-dióxido de carbono. La formulación se adopta para la absorción de la capa de ozono (Rodgers 1968). Las nubes se superponen al azar. Este esquema se implementa para realizar comparaciones con el modelo Eta.

RRTM

RRTM son las siglas en inglés de modelo de transferencia rápida radiativa y es un esquema (Mlawer y Clough 1997) espectral que usa el método de correlación k. Se usan tablas preestablecidas para representar con precisión los procesos debido al vapor de agua, ozono, CO₂, y trazas de gases (si está presente), así como de contabilidad para la profundidad óptica nube.

A.5. Radiación atmosférica de onda corta

GFDL

Este esquema de radiación de onda corta es una versión de la parametrización de Lacis y Hansen (1974). Se utilizan efectos del vapor de agua en la atmósfera (Lacis y Hansen 1974), ozono (Lacis y Hansen 1974) y dióxido de carbono (Sasamori y Hoyt 1972). Las nubes se superponen al azar. Se realizan cálculos de onda corta mediante una media diaria del coseno del ángulo cenital solar durante el intervalo de tiempo.

Dudhia

Este esquema toma su base de Dudhia (1989). Tiene una integración sencilla del flujo solar descendente, representando la dispersión del aire limpio, la absorción del vapor de agua (Lacis y Hansen 1974) y albedo y absorción. Utiliza tablas de consulta para las nubes (Stephens 1978).

Goddard

Este modelo se basa en M.-D. y Suarez (1994). Cuenta con un total de 11 bandas espectrales y considera las componentes difusa y directa de la radiación solar en un enfoque de dos corrientes que da cuenta de las componentes dispersa y reflejada. El ozono es considerado con varios perfiles disponibles climatológicos.

A.6. Capa superficial

Janjic

El esquema Eta de capa superficial (Janjic 1996, Janjic 2002) se basa en una teoría anterior de Monin y Obukhov (1954). El esquema incluye parametrizaciones de una subcapa viscosa. Sobre el agua, la subcapa viscosa está parametrizada explícitamente siguiendo Janjic (1994). Sobre la tierra, los efectos de la subcapa viscosa se tienen en cuenta a través de la altura de rugosidad variable para la temperatura y la humedad tal como se propone en Zilitinkevich (1995). La corrección de Beljaars (1994) se aplica con el fin de evitar las singularidades en el caso de una capa de superficie inestable y velocidad de fuga del viento. Los flujos de superficie se calculan mediante un método iterativo. Este esquema de capa superficial debe utilizarse en conjunción con la esquema Eta de la capa límite (Mellor-Yamada-Janjic), por eso, a veces se denomina a esta parametrización como el esquema de superficie MYJ.