



FRANCISCO JAVIER CALVO SÁNCHEZ

Área de Modelización, *Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)*

Quizás algún día será posible que los cálculos se hagan más rápidamente de lo que avanzan los sistemas meteorológicos y con un coste menor al beneficio que reportan debido a la información que proporcionan. Pero esto es un sueño.

Frase de 1922 – LEWIS FRY RICHARDSON, matemático, físico, meteorólogo y psicólogo británico pionero en aplicar técnicas computacionales a la predicción del tiempo, estudiar las causas de las guerras y cómo prevenirlas.

Los modelos de predicción numérica del tiempo son modelos físico-matemáticos que simulan la evolución de la atmósfera y permiten realizar predicciones del tiempo. Las ecuaciones que describen los procesos atmosféricos son muy complejas y han de aproximarse numéricamente y resolverse por medio de ordenadores. Los modelos comienzan estimando el estado inicial de la atmósfera utilizando todas las observaciones atmosféricas disponibles y luego simulan su evolución. Para que las predicciones que nos brindan estos modelos sean útiles es necesario que estén disponibles poco tiempo después de haber recibido las observaciones, por lo que se requieren grandes sistemas de computación. En las últimas décadas los modelos numéricos han mejorado mucho gracias al aumento de las observaciones, un gran aumento en la capacidad de cálculo y los desarrollos científicos de los modelos. No obstante, los modelos no son perfectos y se requiere la interpretación por parte de predictores entrenados en sus características y limitaciones, así como técnicas estadísticas y sistemas de predicción probabilistas. En este capítulo se describen los fundamentos de los modelos atmosféricos.

Palabras clave: modelos atmosféricos, predicción numérica, modelización numérica, asimilación de datos, parametrizaciones en los modelos.

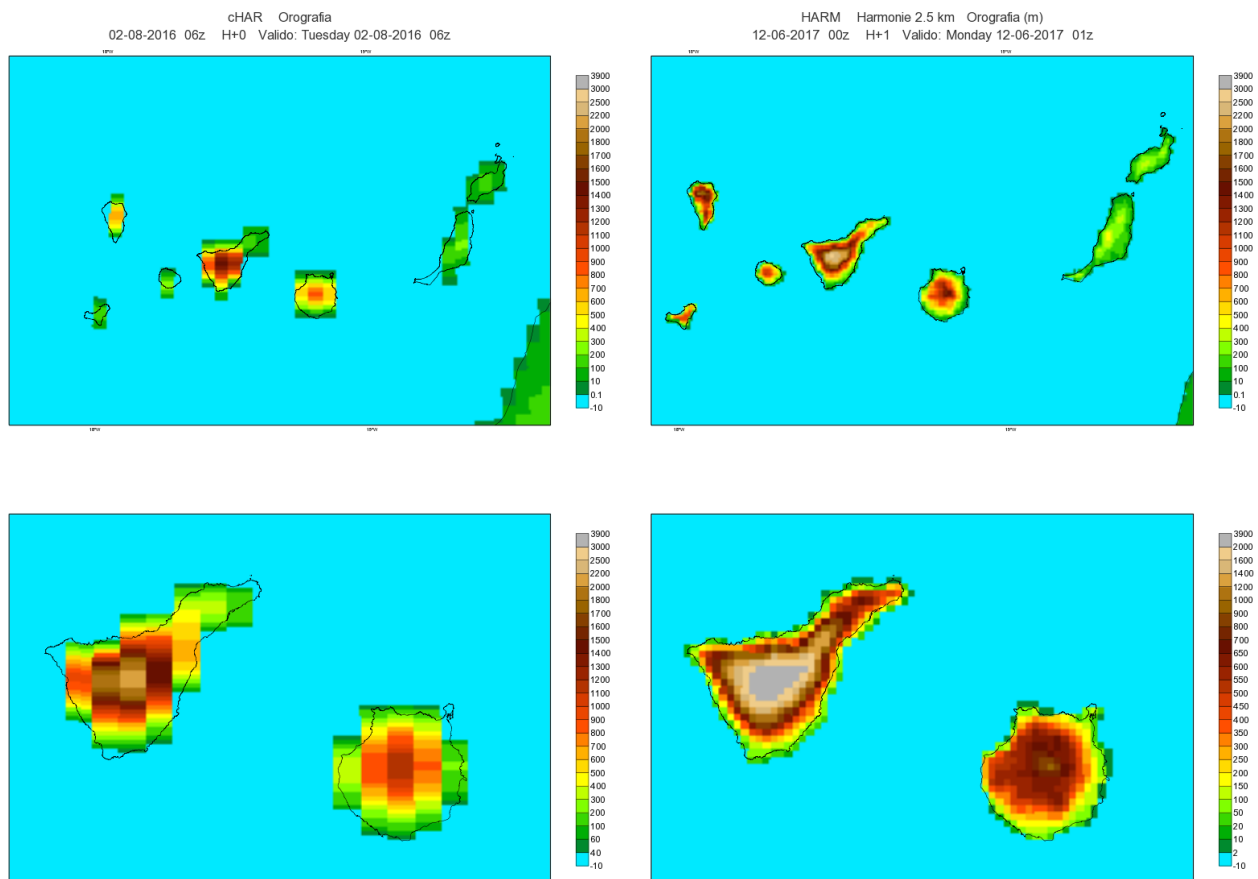


Figura 10.1: Modelos con diferentes resoluciones en el entorno de las islas Canarias. A la izquierda una representación de la orografía con la que trabaja un modelo global, ECHRES (sec. 19.2 en la página 291) con resolución horizontal de unos 16 km. A la derecha, orografía de un modelo regional de mesoescala, HARMONIE-AROME (sec. 20.4 en la página 310) con resolución horizontal de 2.5 km. Puede comprobarse cómo la orografía del modelo de 2.5 km es mucho más realista y, por tanto, podemos esperar un realismo mayor en su descripción de los procesos meteorológicos.

10.1 Modelos atmosféricos

Los modelos atmosféricos de Predicción Numérica del Tiempo (PNT) son modelos matemáticos que se utilizan para predecir el estado futuro de la atmósfera partiendo del estado actual que estimamos por medio de las observaciones atmosféricas y un proceso que se conoce como *asimilación de datos*.

Las ecuaciones que describen los procesos atmosféricos no son lineales por lo que, desafortunadamente, no tienen solución analítica (sec. 5.1.5 en la página 54); por tanto, han de ser aproximadas numéricamente, existiendo distintos métodos que dan lugar a una gran variedad de modelos.

Para que estas predicciones sean útiles es necesario que estén disponibles poco tiempo después de haber recibido las observaciones, por lo que se requieren

grandes sistemas de cálculo para poder usar las predicciones operativamente. Por tanto, el desarrollo de la PNT va muy ligado a los avances de los ordenadores.

Los primeros intentos de *modelizar* la atmósfera datan de los años veinte del siglo XX y es en 1950 cuando empiezan las simulaciones por ordenador [3]. En las últimas décadas los modelos han mejorado mucho por el gran aumento de la potencia de cálculo (cap. 11 en la página 145), el aumento de las observaciones atmosféricas, sobre todo de satélite (cap. 7 en la página 83) y también por los avances científicos.

No obstante, como simulamos la atmósfera de forma aproximada con sistemas caóticos (sec. 5.5 en la página 64), hay límites en la calidad de las predicciones, que denominamos *predecibilidad* (cap. 12 en la página 155) que dependen del tipo de fenómeno que necesitemos representar.

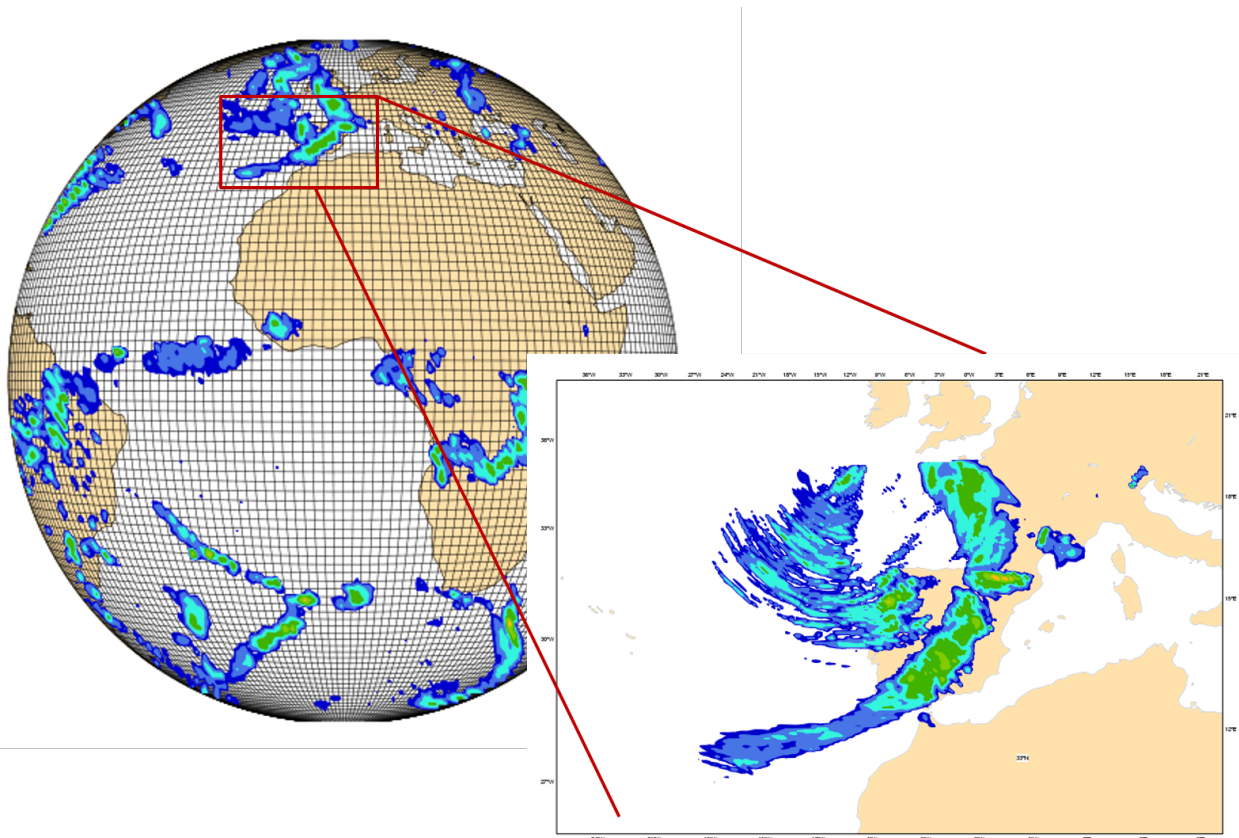


Figura 10.2: El modelo global realiza simulaciones de la atmósfera sobre todo el Globo mientras que el modelo de área limitada se centra en un dominio regional, lo que le permite aumentar la resolución.

En otras palabras, los modelos no son perfectos, como se muestra en otros capítulos de este volumen (cap. 15 en la página 207).

Por tanto, la utilización de las salidas directas de los modelos tiene sus limitaciones y se recomienda su interpretación por parte de predictores entrenados en sus características y las citadas limitaciones (cap. 4 en la página 29), la utilización de técnicas estadísticas para corregir errores sistemáticos (cap. 14 en la página 193) y el uso de métodos de estimación de la predecibilidad de la atmósfera, llamados sistemas de predicción por conjuntos (cap. 13 en la página 165).

10.1.1 Escalas

Existen dos grandes grupos de modelos atmosféricos según su escala: modelos globales y modelos regionales.

- Los *modelos globales* simulan la atmósfera de todo el planeta (Figura 10.7 en la página 135). Necesitan una gran capacidad de cálculo para su uso

diario y requieren observaciones globales. Actualmente, las versiones operativas de estos modelos pueden llegar hasta los 9 km de resolución horizontal del ECHRES (sec. 19.2 en la página 291), modelo determinista del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF, cap. 19 en la página 289).

- *Modelos regionales* o de *área limitada* (*Limited Area Model, Limited Area Model (LAM)*). Utilizan un dominio regional, por lo que la resolución horizontal puede ser mucho mayor (Figura 10.1 en la página anterior) a la vez que los modelos pueden ser más sofisticados. Además su asimilación puede utilizar observaciones locales como los datos radar. Los modelos operativos de este tipo como HARMONIE-AROME operan actualmente con resoluciones en torno a 2 km, aunque hay versiones con resoluciones subkilométricas. El problema es que necesitan conocer el estado de la atmósfera en los bordes de su dominio y esta información se la tiene que proporcionar un modelo global, lo cual siempre es una fuente de error.

10.1.2 Anidamiento

Cuando se integra un modelo de área limitada utilizando un modelo global que suministre las condiciones iniciales y de contorno, se dice entonces que el modelo regional está anidado en el global. El anidamiento no está limitado a este caso: puede anidarse un modelo regional de una cierta escala en otro modelo regional de mayor escala con el mismo propósito: suministro de condiciones iniciales y de contorno. De hecho, puede montarse una cadena de anidamiento con más de un modelo anidado, por ejemplo, un regional sinóptico anidado en un global y, después, un regional mesoescalar anidado en el regional sinóptico. En el anidamiento se supone que el modelo anidado realiza su propio ciclo de asimilación, calculando un análisis a partir de las condiciones iniciales suministradas por el modelo global (ver sec. 10.3 en la página siguiente).

10.1.3 Downscaling dinámico

En el caso particular de un anidamiento en el que el modelo anidado no realiza su análisis, sino que toma directamente las condiciones iniciales del modelo que lo anida, entonces se utiliza el término *downscaling dinámico* o *reducción de escala*. Es decir, se habla de *downscaling* cuando se utiliza un modelo de escala superior, e. g. global, como condiciones iniciales y de contorno para un modelo de escala más fina, e. g. regional, sin realizar análisis, iniciando «en frío» desde

las condiciones iniciales y de contorno suministradas. En oposición, el *downscaling estadístico* baja la escala de un modelo basándose en metodología estadística únicamente.

10.2 Componentes de un modelo atmosférico de predicción

Los modelos suelen incluir los componentes ilustrados en la Figura 10.3 y que se describen a continuación.

Asimilación de datos. Estimación del estado atmosférico en un momento dado a partir de las observaciones distribuidas por el llamado *sistema mundial de telecomunicaciones*.

Dinámica. Trata de aproximar de forma eficiente (desde el punto de vista de rapidez de cálculo) las ecuaciones de la atmósfera. Describe procesos que se representan explícitamente en la resolución del modelo.

Parametrizaciones físicas. Estimación de los efectos de los procesos físicos que tienen lugar a escalas demasiado pequeñas para poder ser representados explícitamente por la dinámica del modelo.

Posprocesado. A partir de las variables de predicción del modelo se calculan muchas variables de interés para describir el tiempo: viento a 10 m, temperaturas junto a la superficie, visibilidad, descargas eléctricas, etc.

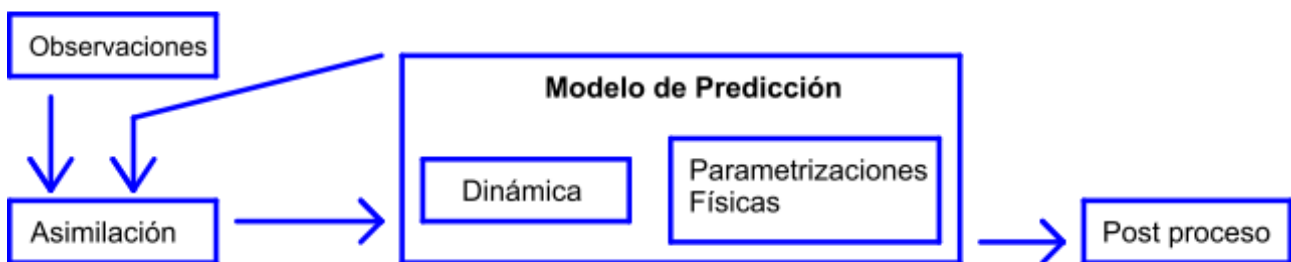


Figura 10.3: Componentes de un modelo atmosférico de predicción. Suelen corresponder a módulos separados dentro del modelo de predicción.

10.3 Asimilación de datos

Para poder realizar una predicción del tiempo, lo primero que se necesita es una estimación del estado inicial de la atmósfera y esto se consigue por medio de las observaciones meteorológicas tanto en superficie como en distintos niveles de la atmósfera. Actualmente hay gran número de observaciones como puede verse en la Figura 10.4. Varias veces al día se lanzan globos sonda que van midiendo distintas variables a medida que van ascendiendo, distintos satélites meteorológicos realizan frecuentes observaciones atmosféricas y miles de observaciones de superficie se realizan simultáneamente en distintos puntos del globo. Todas estas observaciones se comparten rápidamente para que los distintos centros de proceso de datos puedan realizar análisis atmosféricos.

A pesar del volumen tan grande de observaciones disponibles, estas todavía no son suficientes para estimar el estado en cualquier punto de la atmósfera. Hay que tener en cuenta que un modelo *discretiza* la atmósfera

en miles de pequeños elementos y se necesitará conocer el valor de todas las variables del modelo en esos elementos. El problema se resuelve utilizando una predicción previa o *campo previo* (*first-guess*) del modelo, que da una primera estimación de la atmósfera, que contendrá errores. Posteriormente, se utilizarán las observaciones para corregir este campo previo.

La asimilación de datos es por tanto el proceso de combinación estadística entre las observaciones y las predicciones de corto plazo que da lugar a un análisis atmosférico, que será utilizado como condición inicial en el modelo de predicción. Hay que tener en cuenta que las observaciones están irregularmente distribuidas, que no todas ellas tienen la misma calidad y que muchas de las observaciones no están en el espacio de las variables del modelo (por ejemplo las radiancias de satélite) por lo que es necesario un operador de observación que transforme entre las variables del modelo y las variables observadas. Por otra parte, para realizar el análisis es necesario utilizar las estadísticas de los errores de las observaciones y las de los errores del campo previo.



Figura 10.4: Sistema Global de Observación. Las observaciones se transmiten en tiempo casi real y son utilizadas por los modelos para hacer una estimación del estado de la atmósfera (análisis). Fuente: Organización Meteorológica Mundial (<http://www.wmo.int>)

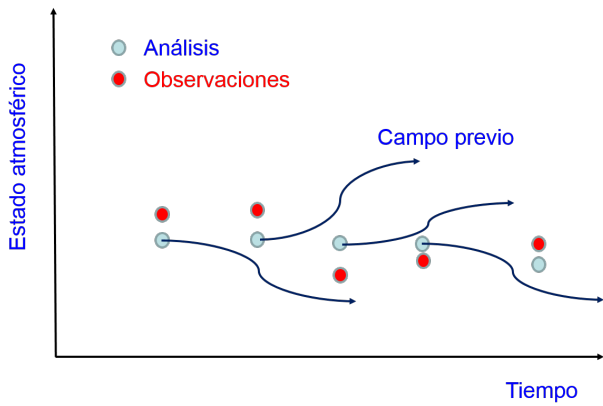


Figura 10.5: Esquema de un proceso de asimilación de datos que produce un análisis tipo 3DVAR: Para un instante dado tenemos una predicción meteorológica de unas horas antes (campo previo) que corregimos con las observaciones disponibles para dar lugar al análisis que nos sirve como campo inicial para realizar la siguiente predicción.

En la Figura 10.5 se explica de forma esquemática cómo se realiza un análisis atmosférico y en la Figura 10.6 su aplicación práctica en un modelo operativo con ciclos de asimilación-predicción. Los errores del modelo de predicción van aumentando con el alcance de la predicción y los análisis controlan este error acercando el estado atmosférico a las observaciones.

Método 3DVAR. Es un método muy utilizado en la asimilación de datos. Se realizan análisis para un instante dado utilizando todas las observaciones realizadas en una ventana temporal alrededor de la hora del análisis. Para realizar la estimación del estado atmosférico se minimiza una función de coste, $J(x)$, dada por:

$$J(x) = \underbrace{(x - x^b)^T B^{-1} (x - x^b)}_{J_B} + \underbrace{(y_0 - H(x))^T R^{-1} (y_0 - H(x))}_{J_0} \quad (10.1)$$

siendo:

- y = vector de observación
- x = vector de estado del modelo
- H = operador de observación
- B = Matriz de covarianzas de los errores del campo previo
- R = Matriz de covarianzas de los errores de las observaciones

Por tanto la función de coste está relacionada con la distancia entre el estado del modelo y el campo previo, pesada con la precisión del campo previo, y la distancia entre el estado del modelo y las observaciones, pesada con la precisión de las observaciones.

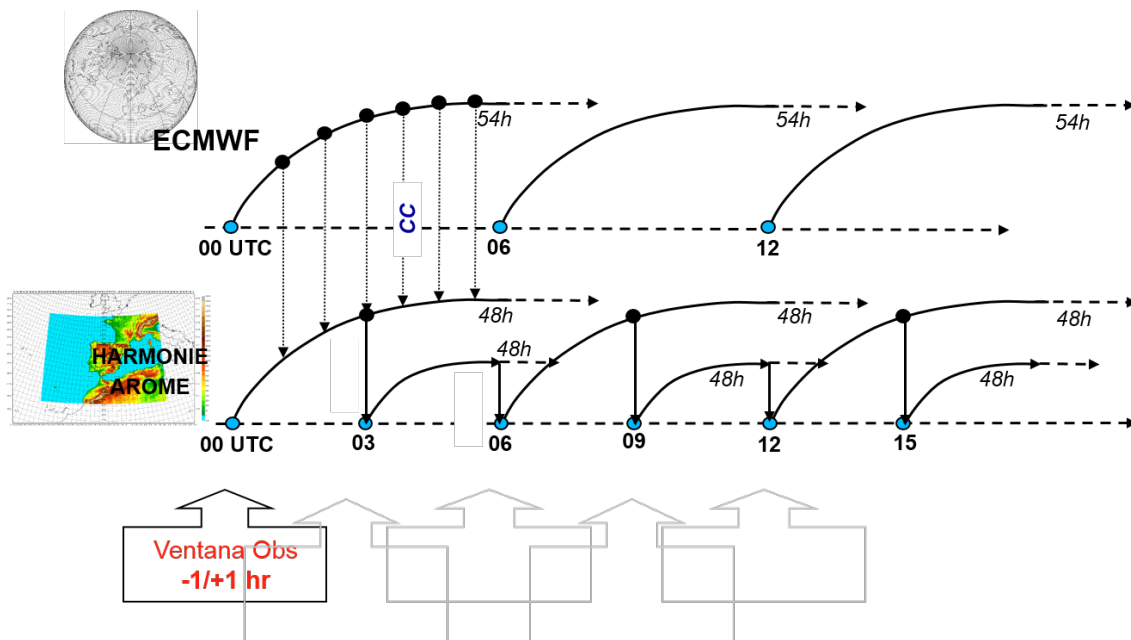


Figura 10.6: Ciclos de asimilación-predicción en un modelo de área limitada (LAM) que realiza un análisis cada 3 horas utilizando una predicción de 3 horas antes y todas las observaciones disponibles en una ventana temporal de 2 horas en torno a la hora de interés. Por otra parte el LAM necesita condiciones de contorno en sus bordes que le proporciona el modelo global.

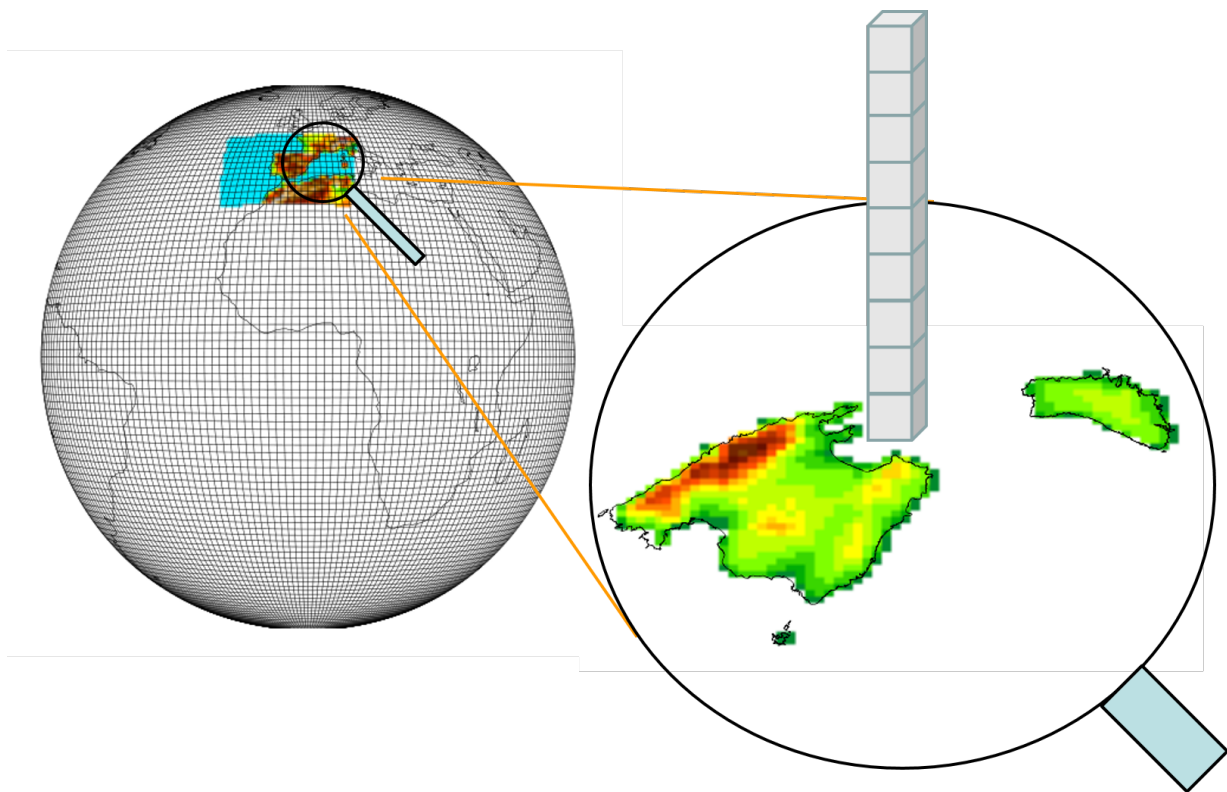


Figura 10.7: El modelo global discretiza la atmósfera sobre todo el Globo mientras que el LAM se centra en un dominio regional, lo que le permite aumentar la resolución. Los cálculos en la atmósfera se realizan en columnas independientes.

10.4 Dinámica

Las ecuaciones que describen con más detalle la dinámica de un fluido son las ecuaciones de NAVIER-STOKES, ecuaciones muy complejas. Las ecuaciones de EULER son una simplificación de las de NAVIER-STOKES, despreciando los efectos de la viscosidad y de la conductividad térmica, facilitando enormemente la descripción del flujo atmosférico y su computación. Las ecuaciones de EULER contienen las leyes de NEWTON, la ecuación de la termodinámica (conservación de la energía), la ecuación de continuidad (conservación de la masa) y la ley de los gases perfectos. Además se utilizan ecuaciones de conservación para el vapor de agua, agua de nube líquida y en forma de hielo y los distintos tipos de precipitación.

Ecuaciones de Euler y de Navier-Stokes. Las ecuaciones de NAVIER-STOKES incorporan los efectos disipativos de la viscosidad. Las ecuaciones de Euler, a pesar de ser una simplificación de las de Navier-Stokes, son de naturaleza no lineal, propiedad emergente de los términos advectivos (los que incorporan el operador $\mathbf{v} \cdot \nabla$), apareciendo productos de variables dependientes (sec. 5.6 en la página 55).

Estas ecuaciones son bastante generales y son capaces de representar una gran variedad de escalas y de procesos atmosféricos, incluyendo los llamados *procesos no hidrostáticos* (sec. 6.3.2 en la página 78). Para poder resolverlas se recurre a simplificaciones como la aproximación hidrostática.

Sistema de ecuaciones primitivas. Las ecuaciones más utilizadas por los modelos globales son las llamadas ecuaciones primitivas que simplifican las ecuaciones de Euler utilizando la aproximación hidrostática:

$$\begin{aligned} \frac{d\mathbf{v}_h}{dt} &= -f\mathbf{k} \times \mathbf{v}_h - \frac{RT}{p} \nabla p \\ \frac{dT}{dt} &= \frac{RT}{C_p p} \frac{dp}{dt} \\ \frac{dp}{dt} &= \frac{p}{1-R/C_p} \left(\nabla \cdot \mathbf{v}_h + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\ \frac{\partial p}{\partial z} &= -\frac{p}{RT} g \end{aligned} \quad (10.2)$$

donde las derivadas temporales (variables de predicción) son las que nos van a permitir calcular el valor de las variables atmosféricas en el futuro. En la aproximación hidrostática la velocidad vertical, w , no es una variable de predicción y la presión se diagnostica a partir de la ecuación hidrostática.

Para resolver estas ecuaciones existen muchas variantes que dan lugar a distintos tipos de modelos dependiendo de la geometría utilizada, la coordenada vertical y las opciones elegidas para las discretizaciones espaciales y temporales.

La mayoría de los modelos aproximan la atmósfera en volúmenes tridimensionales (Figura 10.7 en la página anterior), calculando los valores promedio de las variables de pronóstico en estos volúmenes, aunque también se consideran geometrías más complejas como las mallas de espaciado variable con mayor resolución en la zona de interés degradando la resolución al alejarse de este centro.

Método de las diferencias finitas. Es un método muy utilizado para la discretización espacial y temporal de las ecuaciones atmosféricas. El método consiste en estimar las derivadas parciales de una función en un punto a partir de los valores de la función en los puntos adyacentes. Así, si queremos estimar la derivada con respecto a x de una función $f(x, y, z, t)$

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{f(x + \Delta x) - f(x - \Delta x)}{2\Delta x} \quad (10.3)$$

Siendo Δx el espaciado de la malla de cálculo. La ecuación 10.3 se llama *de diferencias centradas*; tiene una precisión de segundo orden. Existen otras variantes para el cálculo de las diferencias finitas que tienen distintos grados de precisión y propiedades numéricas. En general los métodos más precisos requieren más tiempo de cálculo.

Método espectral. En oposición a las diferencias finitas, en vez de usar los valores de las variables en la malla del modelo, lo que se hace es expresar las variables como una combinación lineal de una serie de funciones elegidas para facilitar la resolución de las ecuaciones diferenciales. El método espectral suele aplicarse en la horizontal y las funciones elegidas son los armónicos esféricos $Y_{m,n}(\lambda, \mu)$ de modo que cualquier variable podrá expresarse en la forma:

$$f(\lambda, \mu, t) = \sum_{m,n} a_{m,n} Y_{m,n}(\lambda, \mu) \quad (10.4)$$

Para los cálculos habrá que quedarse con un número limitado de funciones que está definido por la *truncación* del modelo. Así un modelo con truncación triangular T1279 utiliza un número máximo de ondas de 1279. Este método permite calcular de forma exacta las derivadas. El problema está en el cálculo de los términos no lineales para los que se suele recurrir al método de la transformada.

Hay una equivalencia entre el espacio espectral y el espacio de puntos de malla, de forma que en cada paso de tiempo de la integración se realiza una transformación entre uno y otro para calcular los términos no lineales y las parametrizaciones físicas en el espacio de puntos de malla y los demás términos de la dinámica en el espacio espectral. La mayoría de los modelos globales son espectrales, aunque también existen modelos de área limitada espectrales como HARMONIE-AROME [1] en los que es necesario definir un halo alrededor del área de interés para hacer periódico el dominio. En principio, un modelo espectral consigue mayor precisión que un modelo de diferencias finitas pero requiere gran número de transformaciones que necesitan mucho tiempo de cálculo, por lo que pudiera ser que este método no fuera eficiente para resoluciones subkilométricas.

Método de elementos finitos. El método espectral utiliza funciones globales definidas en todo el dominio. Una alternativa es el método de elementos finitos en el que las funciones solo son no nulas en un dominio local. En principio el método es menos preciso que el método espectral pero, al poderse realizar los cálculos en dominios limitados, tiene una gran eficiencia de cómputo en los actuales ordenadores masivamente paralelos. El modelo canadiense GEM es un ejemplo de modelo en elementos finitos. Otra ventaja es que este método permite rejillas no regulares, pudiéndose aumentar la resolución en un área de interés o por ejemplo en una zona con una orografía compleja. Una aproximación que se usa bastante consiste en utilizar el método espectral para la discretización horizontal y el método de elementos finitos para la discretización vertical (modelos ECMWF y ARPEGE).

Modelos no hidrostáticos. Con el aumento de la potencia de cálculo en los últimos años con los ordenadores llamados *masivamente paralelos*, ha sido posible aumentar la resolución espacial de los modelos operativos regionales hasta alcanzar resoluciones de unos pocos kilómetros. En estas resoluciones la hipótesis hidrostática deja de ser válida, lo que requiere añadir al menos dos ecuaciones de pronóstico adicionales que incluyan, por ejemplo, la velocidad vertical y la presión. Normalmente también se incluyen procesos *microfísicos* de formación de nubes mucho más complejos. Los efectos no hidrostáticos son importantes para la representación de nubes convectivas y precipitaciones intensas y también para la simulación de ciertos efectos orográficos. Un modelo de este tipo es el HARMONIE-AROME utilizado por la [Agencia Estatal de Meteorología \(AEMET\)](#) [Bengtsson].



Figura 10.8: Parametrización de los procesos físicos que suelen incluir los modelos de PNT. Los procesos que ocurren a escalas no resueltas por el modelo o que son muy complejos se representan de forma aproximada. modelos

10.5 Parametrizaciones físicas

Los procesos físicos que tienen lugar a escalas espaciales y temporales demasiado pequeñas para ser representados explícitamente por la dinámica del modelo han de ser representados de forma aproximada. No se trata de representar los procesos individuales, sino los efectos globales que todos estos procesos producen en las variables resueltas o de pronóstico del modelo, mediante las denominadas parametrizaciones físicas. El tipo de procesos que hay que parametrizar y su grado de complejidad dependerá de las escalas que resuelva la dinámica del modelo. También se parametrizan (simplifican) procesos como la radiación, que son demasiado complejos si se incluyen las ecuaciones que los describen sin aproximaciones.

Los principales procesos que se parametrizan son: radiación, turbulencia, procesos de superficie, nubes de gran escala, nubes convectivas y procesos orográficos (Figura 10.8). Normalmente se calculan de forma independiente los distintos procesos utilizando sólo información en una columna (parametrizaciones unidimensionales sin interacción entre columnas adyacentes) y las tendencias que producen se añaden en las ecuaciones de predicción.

Atmósfera húmeda. Para considerar los efectos de la humedad en la atmósfera se han de introducir además variables que describan la evolución de las distintas fases del agua. Para una unidad de masa de aire se utilizarán las humedades específicas (sec. 6.2.4 en la página 74) para el vapor de agua, agua líquida, hielo, lluvia y nieve r_v , r_l , r_i , r_R , r_S y habrá que establecer ecuaciones de conservación/predicción para las distintas especies teniendo en cuenta los procesos microfísicos que ocurren entre ellas.

10.5.1 Radiación

Se trata de estimar los flujos radiativos en los distintos niveles del modelo y en la superficie. La radiación solar que llega a la atmósfera es parcialmente absorbida por los gases atmosféricos, principalmente oxígeno, nitrógeno y ozono y, además, sufre dispersión por los gases atmosféricos y aerosoles. Las nubes producen un efecto de difusión y reflexión de la radiación y, también, absorben una pequeña parte de la radiación solar. Parte de la radiación solar que llega a la superficie será absorbida por esta, mientras que otra parte será reflejada hacia la atmósfera (dependiendo del albedo superficial).

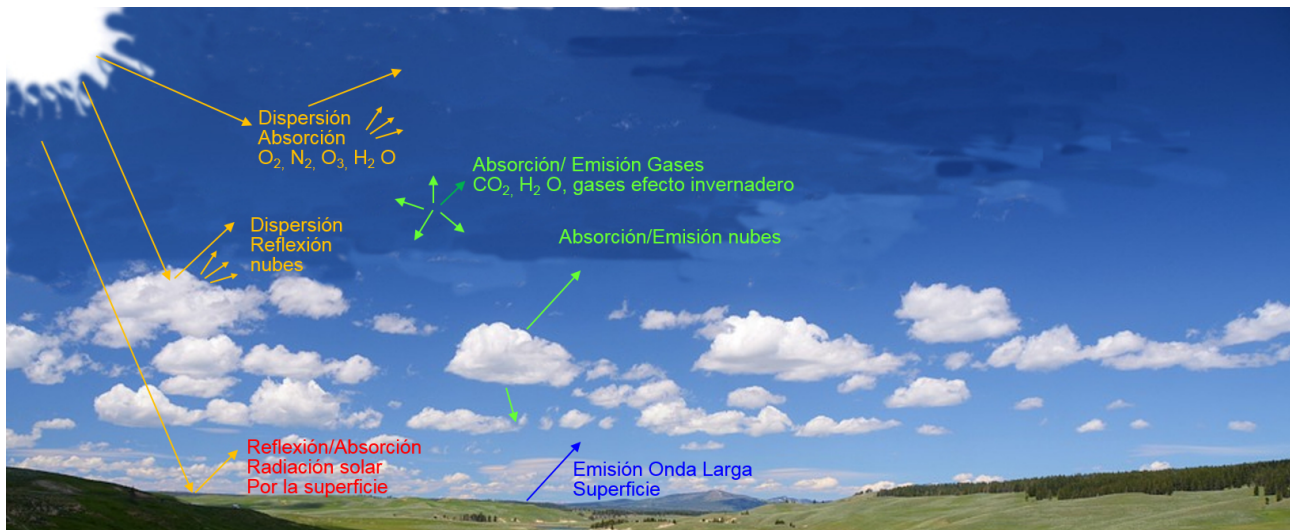


Figura 10.9: Parametrización de la radiación. Se dividen los cálculos para la radiación solar (amarillo) y la radiación de onda larga (azul) emitida por la superficie terrestre, la atmósfera y las nubes. La mayor incertidumbre procede de la predicción de las nubes y sus efectos.

Por otro lado la superficie, los gases atmosféricos y las nubes emiten radiación de onda larga que es función de su temperatura y su *emisividad*. En contraste con la radiación solar, la mayor parte de la radiación de onda larga es absorbida por la atmósfera, fundamentalmente debido a los llamados **gases de efecto invernadero** (ver sec. 29.1 en la página 478), principalmente dióxido de carbono, vapor de agua y ozono.

Las ecuaciones de transferencia radiativa son bien conocidas y los flujos radiativos podrían calcularse con gran precisión, pero esto requeriría un tiempo de cálculo que la haría inviable para un modelo operativo. La parametrización de la radiación trata de encontrar aproximaciones eficientes y suficientemente precisas para los flujos radiativos. Entre las partículas que intervienen en los flujos radiativos, el vapor de agua y las nubes son predichos por el modelo mientras que para otros gases atmosféricos se utilizan distribuciones climatológicas. Actualmente los modelos tienden a incluir el ozono y los aerosoles como variables de pronóstico *inicializadas* en la asimilación.

Los cálculos radiativos se dividen en onda corta (o radiación solar) y onda larga (Figura 10.9). Por otra parte no se tiene en cuenta toda la complejidad del espectro en estos rangos sino que los cálculos se restringen a los intervalos de absorción y dispersión más importantes. Por ejemplo, HARMONIE-AROME utiliza 6 bandas espectrales para representar la radiación de onda corta y 16 para la onda larga. Pese a las aproximaciones, los errores en las estimaciones de la radiación en aire claro son pequeños, siendo la mayor fuente de error los fallos en la estimación de

la fracción nubosa y del tipo y estructura submalla de las nubes. En general, los modelos con alcances de predicción largos, por ejemplo para predicciones de plazo medio y especialmente para predicciones estacionales y climáticas, requieren una modelización de los procesos radiativos más sofisticada en contraste con los de corto plazo.

10.5.2 Procesos orográficos

Las montañas ejercen una influencia significativa sobre el flujo atmosférico. Los modelos suelen utilizar una orografía media que depende de su resolución horizontal, subestimando la altura de obstáculos orográficos e irregularidades del terreno. Por eso, muchos modelos parametrizan los procesos orográficos no resueltos, como ondas de gravedad orográficas, bloqueo del flujo atmosférico por los obstáculos orográficos y turbulencia de pequeña escala generada por las irregularidades del terreno. A medida que aumenta la resolución de los modelos, los efectos mesoescalares empiezan a representarse explícitamente por la dinámica del modelo y, normalmente, por debajo de 4 km de resolución sólo es necesario parametrizar los efectos de la turbulencia de pequeña escala.

10.5.3 Procesos superficiales

El objetivo de un esquema de superficie es representar los intercambios de calor, humedad y momento, condiciones de contorno para la atmósfera. Estos procesos influyen en variables importantes como la temperatura

a 2 m y el viento a 10 m y modulan procesos atmosféricos como la turbulencia, la radiación y las nubes. Los esquemas tienen un papel importante en los modelos climáticos y requieren ser más sofisticados. La parametrización de la superficie necesita calcular la evolución de la temperatura y la humedad en el suelo para los distintos tipos de suelo y de vegetación (Figura 10.10).

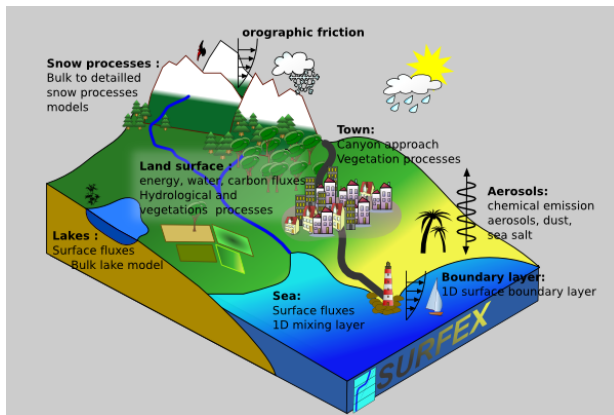


Figura 10.10: Componentes del esquema de superficie de tipo mosaico SURFEX [4].

Esquemas tipo mosaico (tiles) para la parametrización de los procesos superficiales. La mayoría de las parametrizaciones de superficie subdividen la malla del modelo en varias teselas para representar la heterogeneidad debida a distintos tipos de suelo y vegetación, presencia de agua y superficies urbanas (Figura 10.10). HARMONIE-AROME utiliza 4 tipos de superficie (natural con 12 tipos de vegetación, mar, lagos y urbana) incluyendo modelos independientes para cada una de las teselas. También se incluyen modelos sofisticados para la evolución del manto de nieve. Por otra parte, se requiere una estimación del estado inicial de la superficie que se consigue con un sistema de asimilación de datos específico. Existen pocas observaciones directas de las variables del suelo pero empieza a generalizarse el uso de datos de satélite.

10.5.4 Turbulencia

La parte inferior de la troposfera (**capa límite planetaria (CLP)**) está fuertemente influenciada por la superficie terrestre y responde rápidamente al rozamiento superficial y a los flujos de calor y humedad que le llegan desde el suelo. Los remolinos turbulentos que se generan con estos intercambios condicionan fuertemente la evolución atmosférica. Junto al suelo

el viento presenta un perfil logarítmico y corta a las isobaras, y por encima la influencia de la superficie es menor. Para calcular los flujos superficiales y estimar los perfiles de las variables junto a la superficie suele recurrirse a la llamada teoría de la Similitud de MONIN-OBUKOV. Además, los perfiles turbulentos se hacen depender de la estabilidad atmosférica: por encima de la capa superficial un método bastante utilizado es el de la *Energía Cinética Turbulenta*. Durante la noche, la atmósfera se estabiliza produciendo remolinos pequeños y pocos intercambios turbulentos mientras que, durante el día, con el calentamiento diurno, se producen grandes remolinos turbulentos que modifican la atmósfera en unos cientos de metros. Cuando el viento es fuerte, también se producen flujos turbulentos grandes debido al rozamiento con la superficie terrestre. Los mayores errores en el tratamiento de la turbulencia se producen con atmósfera estable y es una de las razones por la que la simulación de nieblas es muy difícil.

Esquemas unificados de flujo de masa-turbulencia.

Las nubes de capa límite también han de ser descritas por los modelos. Son por ejemplo, los cúmulos de buen tiempo o de los alisios y los *estratocúmulos*. La representación de capas límite con nubes ha mejorado mucho con la introducción de los esquemas unificados de turbulencia-convección somera, que utilizan una combinación de los esquemas de difusión turbulenta y los esquemas de flujo de masa que describen las nubes. Aunque son nubes en las que la precipitación no suele ser importante, tienen bastante impacto en la configuración de las características de la atmósfera junto al suelo y, por ejemplo, en la definición de entornos que luego pueden dar lugar a convección profunda.

10.5.5 Nubes

Es uno de los fenómenos atmosféricos más importantes pero también uno de los más difíciles de predecir y que condicionan más la predecibilidad de la atmósfera. Los modelos numéricos de predicción suelen separar el tratamiento de nubes y precipitación en dos componentes:

Nubes en capas. También llamadas *nubes de gran escala o estratiformes*. Son los grandes sistemas nubosos que ocurren a escalas superiores a la resolución del modelo y por tanto en principio podrán ser resueltas por la dinámica. De todas formas los *procesos microfísicos* (Figura 10.11) que modulan los distintos

procesos de condensación y evolución de las especies de agua condensada siempre tienen que ser parametrizados.

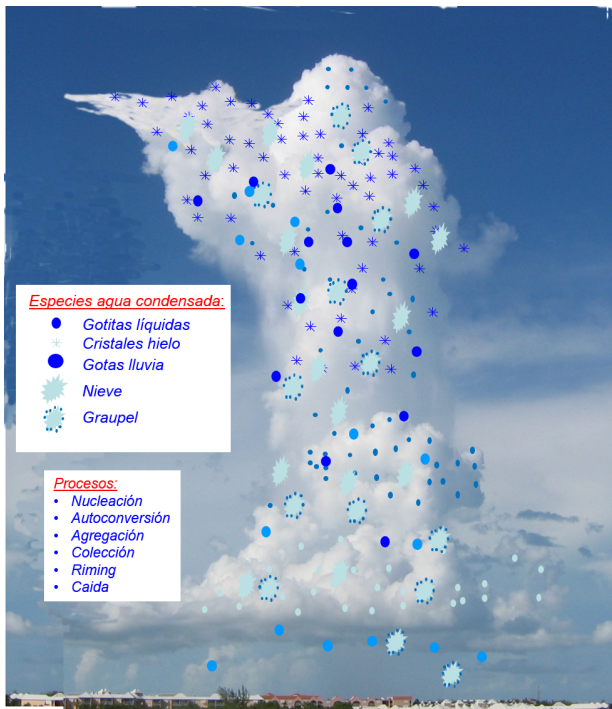


Figura 10.11: Procesos microfísicos parametrizados en el modelo HARMONIE-AROME.

Nubes convectivas. Son las que dan lugar a los *cumulonimbos* o nubes de tormenta. Se producen porque la atmósfera es inestable en la vertical de modo que se generan corrientes verticales que tienden a estabilizar la atmósfera, pudiendo producir grandes precipitaciones en un corto espacio de tiempo. La convección juega un papel muy importante en el flujo atmosférico dando lugar a grandes transportes de calor, humedad y momento. Por otra parte, la convección tiene lugar en una gran variedad de escalas, desde los cúmulos someros a los huracanes. Además, la convección juega un papel muy importante en la circulación atmosférica. La mayoría de los modelos operativos que parametrizan

la convección utilizan los llamados *esquemas de flujo de masa* que representan de un modo simplificado las grandes corrientes asociadas a las nubes convectivas: corrientes ascendentes o *updrafts*, corrientes descendentes asociadas a la evaporación de la precipitación o *downdrafts* y *subsistencia* (descenso) en el entorno de la nube. La convección va consumiendo la Energía Convectiva (convective available potential energy (CAPE)) disponible en la columna y puede dar lugar a precipitación muy intensa de forma localizada.

Modelos convection-permitting. Al aumentar la resolución horizontal de los modelos, las nubes de convección profunda empiezan a ser representadas de forma explícita por el modelo. Lo que se suele hacer en estos casos es desactivar la parametrización de la convección y dejar que las nubes convectivas sean descritas por la dinámica del modelo y por la parametrización de los procesos microfísicos. Como las resoluciones operativas actuales de los LAM están en el entorno de 1 a 3 km, las nubes convectivas no pueden resolverse de forma completa y por eso se utilizan eufemismos como modelos que permiten la convección.

Escalas grises para la convección profunda. Para los modelos que operan en escalas que van de 2 a 10 km si se suele incluir una parametrización de la convección. Son las llamadas *escalas grises*, en las que parte de la convección se trata de forma explícita y otra parte se parametriza. Es el caso por ejemplo del modelo ALARO (dentro de ALADIN, se desarrollan, entre otros, los modelos AROME y ALARO). Estas parametrizaciones son mucho más complejas que las utilizadas en los modelos sinópticos y tienen que incluir nuevas variables de pronóstico como la fracción nubosa convectiva y la velocidad vertical en las corrientes convectivas.

Término	Descripción	Ejemplo
Dominio	Porción del espacio físico simulada por el modelo	Europa
Malla	Subdivisiones horizontales que separan el dominio en porciones	Regular lat-lon
Celda	Cada una de las subdivisiones horizontales de la malla del modelo	400x300 celdas
Resolución	Suele tratarse de la resolución horizontal: el lado de la celda de malla del modelo	10 km
Niveles	Subdivisiones verticales	60
Fecha	Fecha central de las observaciones con las que el modelo se inicializa, es decir, fecha del análisis	2017-08-03
Hora	Hora central de las observaciones con la que el modelo se inicializa, es decir, hora del análisis	18 UTC
Pasada	Fecha y hora del análisis	2017080318
Alcance	Tiempo hacia delante contando a partir de la fecha y hora del análisis	H+18
Validez	Fecha y hora de una predicción, contando desde la fecha y hora del análisis, hacia delante en el tiempo, sumando el alcance	2017080412
Rango	Alcance máximo de predicción	48 h

Tabla 10.1: Fechas, pasadas y alcances de interés para realizar una predicción para el 4 de agosto de 2017 a las 12 UTC.

10.6 Terminología: dominio, malla, niveles, fecha, pasada y alcance

Los términos relativos a la jerga de los modelos atmosféricos, tales como malla, niveles, resolución, fecha, pasada y alcance de un modelo atmosférico se prodigan en este libro, de modo que se brindan aquí definiciones precisas. Esta terminología está resumida esquemáticamente en la Tabla 10.1.

Un modelo realiza una simulación del estado atmosférico en una porción del espacio físico y en un intervalo de tiempo. Esa porción del espacio físico se denomina *dominio* del modelo y puede ser global o regional, por ejemplo Europa occidental. Puede estar definida una *malla* regular o de otro tipo en ese dominio, por ejemplo una malla regular latitud-longitud. Las subdivisiones horizontales, si las hay, de ese dominio se llaman *celdas de la malla*. Al hablar de resolución del modelo suele tratarse de la resolución horizontal: el lado de la celda de malla del modelo, por ejemplo 10 km. Por otro lado, las subdivisiones verticales se llaman *niveles verticales* del modelo, por ejemplo puede haber 90 niveles verticales, que normalmente no van *equiespaciados*, sino que hay más densidad en aquellas zonas donde se quiere describir los procesos de interés con más precisión. Pasando a la parte temporal,

el intervalo de tiempo simulado por el modelo comienza en la fecha y hora central de las observaciones que se asimilan para inicializarlo, por lo que se llaman fecha y hora del análisis o, por sencillez, *fecha y hora* del modelo. La fecha y hora del modelo se denominan conjuntamente la *pasada* del modelo, y suele usarse la notación *aaaammddhh*, donde año=aaaa, mes=mm, día=dd, hora=hh; por ejemplo, la pasada 2017080306 corresponde a la fecha 2017-08-03 y la hora 06 UTC. El intervalo de tiempo simulado termina en lo que se llama *recorrido*, *rango* u *horizonte* del modelo. Para describir un instante del tiempo simulado se suele referir un *alcance* en el tiempo, de modo que la fecha y hora del análisis, más ese alcance en el tiempo, dan una *fecha y hora de validez*.

Notación *yyymmddhh* o *aaaammddhh*. La fecha y hora del análisis del modelo suelen denominarse pasada del modelo (*run* en inglés). Opcionalmente, puede añadirse el alcance predictivo y en ese caso la notación es ***aaaammddhh+ttt***

aaaammddhh[+ttt] Ejemplo: 2017060612+030 = pasada del 6 de junio de 2017 a las 12 UTC, alcance de 30 horas	aaaa	año
	mm	mes
	dd	día
	hh	hora
	ttt	alcance

Ejemplo: fecha, pasada, alcance y validez. Son las 23 UTC del día 3 de agosto de 2017. Vamos a utilizar el modelo HARMONIE-AROME para predecir la temperatura de mañana, día 4 de agosto de 2017 a las 12 UTC en Sevilla. Para ello, elegiremos la salida del modelo más reciente disponible.

Consultando la Tabla 10.1 en la página anterior, vemos que las pasadas más recientes disponibles, siguiendo la notación *aaaammddhh* (recordemos que año=aaaa, mes=mm, día=dd, hora=hh) son 2017080300, 2017080306, 2017080312 y 2017080318. La más reciente resulta ser la de hoy 3 de agosto de 2017 (fecha del modelo, o del análisis) a las 18 UTC (hora del modelo o del análisis, hh o H).

Consultando de nuevo la Tabla 10.1 en la página anterior, el alcance H+03 nos da predicciones para esa fecha y hora más 3 horas, es decir, para las 21 UTC.

El alcance H+06 nos da predicciones para esa fecha y hora más 3 horas, es decir, para las 00 UTC del 4 de agosto. Así sucesivamente, hasta llegar al H+18, que nos da predicciones para mañana día 4 de agosto a las 12 UTC, precisamente lo que necesitamos. De modo que, si nos interesa la temperatura mañana 4 de agosto a las 12 UTC, seleccionamos la pasada disponible más reciente, 2017080318 y el alcance de H+18. Haremos la predicción correspondiente. Transcurridas unas horas, dispondremos de la pasada 20170400, que podremos utilizar para actualizar nuestra predicción y, más tarde, podremos volver a actualizar nuestra predicción también con la pasada 2017080406, etc.

En la Tabla se muestran ordenadamente las fechas, pasadas y alcances de interés para realizar una predicción para el 4 de agosto de 2017 a las 12 UTC.

Fecha	20170803				20170804			
Hora	00	06	12	18	00	06	12	18
Fecha y pasada del modelo	Alcances del modelo							
20170803 00	H+00	H+06	H+12	H+18	H+24	H+30	H+36	H+48
20170803 06		H+00	H+06	H+12	H+18	H+24	H+30	H+36
20170803 12			H+00	H+06	H+12	H+18	H+24	H+30
20170803 18				H+00	H+06	H+12	H+18	H+24
20170804 00					H+00	H+06	H+12	H+18
20170804 06						H+00	H+06	H+12

Tabla 10.2: Fechas, pasadas y alcances de interés para realizar una predicción para el 4 de agosto de 2017 a las 12 UTC.

10.7 Colaboraciones internacionales

Los modelos numéricos de predicción son una de las herramientas principales en las que se basan las predicciones del tiempo, aunque la incertidumbre asociada a sus simulaciones puede ser grande para algunos fenómenos meteorológicos, tales como la convección y, por tanto, se requieren predictores entrenados en la interpretación de sus salidas. Se trata de aproximaciones bastante sofisticadas de los procesos que ocurren en la atmósfera y su calidad ha mejorado mucho en las últimas décadas. El desarrollo y mantenimiento de estos modelos es muy complejo por lo que se han creado grandes consorcios internacionales para conseguirlo.

Un ejemplo de esta colaboración es el Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF, cap. 19 en la página 289) que es una organización internacional independiente financiada por 34 estados y que tiene un claro liderazgo en la predicción del tiempo a plazo medio.

Otro tipo de colaboración se consigue formando consorcios para el desarrollo de modelos. En esta modalidad, los distintos servicios meteorológicos aportan recursos, tanto económicos como de personal, y se suele trabajar de forma distribuida en los distintos países. Por ejemplo, AEMET forma parte del consorcio HIRLAM (sec. 20.1 en la página 302) que tiene una colaboración muy estrecha con el consorcio ALADIN (sec. 20.1 en la página 304). Fruto de esta colabora-

ción resulta el *Sistema compartido ALADIN-HIRLAM* dentro del cual HARMONIE-AROME es una configuración. Este nuevo sistema de modelización ha supuesto un salto significativo de calidad en la predicción del tiempo a escala local y en la predicción de fenómenos adversos.

10.8 Anexo: algunas personalidades relacionadas

Para finalizar este capítulo referimos la Figura 11.11 en la página 153 que presenta una selección cronológica de personalidades vinculadas a la predicción

numérica y la supercomputación.

10.9 Lecturas recomendadas

Además de las obras referenciadas directamente, se recomienda la lectura del libro de J. COIFFIER, «Fundamentals of numerical weather prediction» [2], así como seguir los cursos relacionados con los fundamentos de la Predicción Numérica del Tiempo dentro de los módulos de enseñanza del Programa COMET@UCAR (<http://www.meted.ucar.edu>) [5, 6].

10.10 Referencias

- [1] BENGTTSSON, Lisa y col. "The HARMONIE-AROME Model Configuration in the ALADIN-HIRLAM NWP System". En: *Monthly Weather Review* 145.5 (mayo de 2017), páginas 1919-1935. ISSN: 0027-0644. DOI: [10.1175/MWR-D-16-0417.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0417.1) (citado en página 136).
- [2] COIFFIER, Jean. *Fundamentals of numerical weather prediction*. Cambridge University Press, 2011 (citado en página 143).
- [3] LYNCH, Peter. *The emergence of numerical weather prediction: Richardson's dream*. Cambridge University Press, 2006, página 279. ISBN: 9780521857291 (citado en página 130).
- [4] MASSON-DELMOTTE, V y col. "Information from paleoclimate archives". En: *Climate change* 383464 (2013), página 2013 (citado en página 139).
- [5] METED - COMET. *Intelligent Use of Model-Derived Products*. 2009. URL: https://www.meted.ucar.edu/nwp/model_derivedproducts/ (visitado 15-10-2018) (citado en página 143).
- [6] METED - COMET. *Effective Use of High-Resolution Models*. 2010. URL: <https://www.meted.ucar.edu/nwp/hires/> (visitado 15-10-2018) (citado en página 143).

