

**La convección y su
tratamiento en los
modelos de
predicción
numérica del
tiempo**

José A. García-Moya
Zapata
*Servicio de Predicción
Numérica. INM*

Territoris (1998), 1:
137-156

La convección y su tratamiento en los modelos de predicción numérica del tiempo

José A. García-Moya Zapata
Servicio de Predicción Numérica. INM

Resumen

Los modelos de predicción numérica del tiempo han constituido uno de los avances más importantes de la meteorología, tanto de la investigación meteorológica como de la llamada meteorología operativa. Las predicciones del tiempo han mejorado como resultado de la constante mejora de los modelos numéricos. Como no es posible simular en laboratorio los procesos atmosféricos cualquier estudio sobre alguno de estos procesos debe hacerse en el marco de un modelo numérico que aporte el comportamiento general de la atmósfera. La convección atmosférica es uno de los procesos más importantes de los que regulan la redistribución energética en la atmósfera y uno de los temas más importantes en la investigación meteorológica. Este artículo realiza una revisión general y simplificada de los distintos esquemas que parametrizan los procesos convectivos dentro de los modelos numéricos. Tras una breve descripción de diferentes esquemas mostraremos los resultados de aplicar algunos de ellos a una situación de lluvias fuertes convectivas en España.

Abstract

Numerical Weather Prediction Models have been very important in the evolution of Meteorology, not only in research but in the so called Operational Meteorology. Weather forecasts improved as a result of the sustained improvement of models performance. As it is not possible to simulate atmospheric processes in labs research of any particular one must be done within numerical models supplying the general behaviour of the atmosphere. Convection is one of the most important processes to redistribute atmospheric energy and thus one of the main subjects in meteorological research. This paper gives a general view about atmospheric convection and different schemes that parametrize it inside numerical models are shown. Some of the schemes are applied to a case study with strong convective precipitations over Spain.

Recepción del manuscrito, octubre de 1996

1. Introducción

La predicción del tiempo ha sido, históricamente, uno de los objetivos más importantes de la meteorología. Al principio se trataba simplemente de intentar, con la predicción de la ocurrencia de fenómenos naturales adversos, disminuir el número de desgracias personales y materiales consecuencia de ellos.

* Dirección del autor: Servicio de Predicción Numérica. Instituto Nacional de Meteorología. Apartado 285. 28071 Madrid. e-mail: j.garciamoya@inm.es

Puesto que la atmósfera no es más que un fluido podrían usarse las ecuaciones de evolución de los fluidos para intentar predecir el estado futuro de la atmósfera partiendo de su situación actual, que se podría deducir de las observaciones. Esta afirmación de tipo general pronto demostró ser más complicada de lo que parecía. Las ecuaciones diferenciales que rigen la evolución de los fluidos son no lineales y no tienen solución exacta y única. Los métodos aproximados de resolución necesitan de millones de operaciones que eran inabordables con los métodos numéricos de principios de siglo.

Entonces empezaron a usarse los modelos conceptuales de evolución de borrascas y frentes derivados de las teorías de la llamada «Escuela de Bergen», que fueron formuladas a partir de 1904 por, entre otros, V. Bjerknes.

Inmediatamente después de la Segunda Guerra Mundial, L. F. Richardson intentó resolver el sistema de ecuaciones que representaba la evolución de la atmósfera usando calculadoras mecánicas. Los resultados, publicados en forma de libro en 1922, fueron desastrosos con valores de cambios de presión superficial en tres horas un orden de magnitud superior a los observados. Sin embargo, hoy en día se reconoce la importancia del trabajo de Richardson como pionero en el campo de la predicción numérica del tiempo (Lynch 1994) [14].

Al igual que ocurrió con los adelantos en el campo de las comunicaciones, la invención y rápido desarrollo de los ordenadores electrónicos ha sido una de las herramientas fundamentales para el desarrollo de la predicción del tiempo, a través de la mejora de los modelos numéricos que intentan resolver aproximadamente el sistema de ecuaciones que, como ya hemos señalado, rigen la evolución de la atmósfera.

Actualmente, la predicción del tiempo sigue intentando cumplir los objetivos que tenía cuando comenzó, es decir, intentar mediante la predicción adecuada con la suficiente antelación, paliar los efectos que los fenómenos atmosféricos producen sobre la vida y los bienes materiales de las personas. Desde ese punto de vista, las inundaciones producidas por precipitaciones intensas son uno de los fenómenos que más interés despiertan en los centros de predicción de todo el mundo.

En la mayoría de los casos, estas precipitaciones intensas son la consecuencia de intensos fenómenos convectivos que dan lugar a grandes sistemas nubosos que frecuentemente alcanzan la Estratosfera (Jansá y otros 1990) [11]. Es por ello que la descripción adecuada de estos procesos es una de las partes más importantes en los modelos de predicción numérica del tiempo.

En este artículo vamos a desarrollar los fundamentos de la convección atmosférica y de su representación en los modelos. Para ello, vamos a empezar con algunas ideas generales sobre los modelos numéricos que nos sirven actualmente para la predicción del tiempo. Después desarrollaremos algunos conceptos básicos sobre la convección atmosférica. En el apartado número cuatro hablaremos de algunos de los esquemas que tratan de representar la convección dentro de los modelos, para seguidamente, explicar los métodos mediante los cuales se validan los diferentes esquemas, los modelos unidimensionales y, finalmente, los modelos de predicción numérica del tiempo (elegiremos como caso particular de estos últimos el modelo Hirlam que es el modelo operativo del INM).

2. Los modelos de predicción numérica del tiempo

Ya hemos explicado antes que la predicción del tiempo es, matemáticamente hablando, lo que se llama un problema de valores iniciales, es decir, que no tenemos más que resolver el sistema de ecuaciones diferenciales que representan la evolución de un estado atmosférico conocido el valor inicial de las variables meteorológicas, para obtener el estado atmosférico en un determinado momento del futuro (la predicción).

El problema reside en el hecho de que el citado sistema está compuesto por ecuaciones no lineales que no tienen solución exacta y única. Por lo tanto, lo único que puede hacerse es intentar calcular alguna solución aproximada mediante las técnicas numéricas adecuadas. Esto da como resultado lo que se conoce con el nombre de modelos numéricos de predicción del tiempo que no son más que programas informáticos que resuelven aproximadamente el citado sistema de ecuaciones. Para ello discretizan las ecuaciones diferenciales en una rejilla cúbica (normalmente, con direcciones x e y en la horizontal y z ó p en la vertical) que representa la atmósfera.

Dependiendo del área cubierta por el modelo y del número de puntos de rejilla considerado se deduce lo que se llama la resolución del modelo, es decir, la distancia horizontal y vertical que hay entre dos puntos de rejilla consecutivos. Cuanto menor es esa distancia mayor se dice que es la resolución del modelo.

Es evidente que a mayor resolución de un modelo los resultados serán mejores, pero también es mucho mayor el número de operaciones que hay que hacer para obtener una predicción determinada, ya que hay que resolver el sistema de ecuaciones en cada uno de los puntos de la rejilla. Es por esto que la evolución de los ordenadores está íntimamente ligada a la de la bondad de los resultados de los modelos numéricos. Teniendo en cuenta que la duración de las operaciones necesarias para obtener la predicción con un modelo debe ser el mínimo posible, cuando se planea la operación de un modelo siempre hay que llegar a un compromiso entre la potencia de cálculo del ordenador y la resolución horizontal y vertical del modelo.

Desde el punto de vista de los modelos, los procesos presentes en la atmósfera pueden dividirse en dos clases, aquellos que son explícitamente resueltos por el modelo y los que no lo son. La cuestión tiene que ver, fundamentalmente, con la resolución horizontal y vertical del modelo en relación con la de los citados procesos. Por ejemplo, si la resolución horizontal de un modelo es de 50 Km, o sea, que entre dos puntos de rejilla adyacente en el plano horizontal hay 50 Km, y pretendemos estudiar con él los procesos convectivos en los que la escala espacial de los Cumulonimbus es unos 5 Km, es evidente que el modelo no puede resolver explícitamente los efectos que los citados procesos convectivos tienen en el estado de la atmósfera.

El conjunto de los procesos resueltos explícitamente por el modelo forman lo que se llama la «dinámica», mientras que el conjunto de los no resueltos forman lo que se llama la «física» del modelo. Entre los segundos se encuentran la convección, la radiación, los procesos de suelo, la difusión vertical, etc.

Para los lectores interesados en más detalles sobre los modelos de predicción numérica del tiempo se recomienda la lectura del capítulo 7 del libro de Haltiner y Williams *Numerical Weather Prediction and Dynamic Meteorology* (Haltiner y Williams 1980) [10].

El Instituto Nacional de Meteorología tiene desde el año 1984 un modelo operativo de predicción numérica del tiempo. El primer modelo era una adaptación del modelo operativo en aquel tiempo en el Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (CEPPM).

Con el paso del tiempo se fue volviendo anticuado y cuando el INM, como parte de su proceso de innovación tecnológica, adquirió un ordenador Cray Y-C94 con una potencia de cálculo de 4 Gflops (1 Gflop son mil millones de operaciones en coma flotante por segundo) se planteó inmediatamente la necesidad de cambiar el modelo operativo por uno más moderno y con mayores resoluciones horizontal y vertical.

Tras una evaluación de las diferentes posibilidades se eligió el modelo Hirlam (High Resolution Limited Area Model). Hirlam es un proyecto cooperativo de países (Noruega, Suecia, Finlandia, Islandia, Irlanda, Holanda, Dinamarca y Francia) del que España entró a formar parte en 1992 y que tiene como finalidad mantener y desarrollar un modelo de predicción numérica del tiempo con la mejor calidad posible y que pueda ser usado operativamente por los países miembros del proyecto. Hasta la fecha, ha habido tres fases del proyecto, cada una de las cuales ha finalizado con una nueva versión del modelo. España colabora en la fase tercera mientras usa como modelo operativo el resultante de la fase segunda, con ligeras modificaciones.

En la figura 1 se muestra el área de integración y la rejilla horizontal de la versión operativa del modelo Hirlam con resolución de 0.5 grados en latitud-longitud que tiene actualmente el INM.

Es evidente que se podría seguir hablando mucho más extensamente de los modelos de predicción numérica del tiempo, pero como no se trata del interés principal de este artículo vamos a finalizar resumiendo, como muestra, las características principales del modelo Hirlam que el INM usa operativamente desde el mes de febrero de 1995.

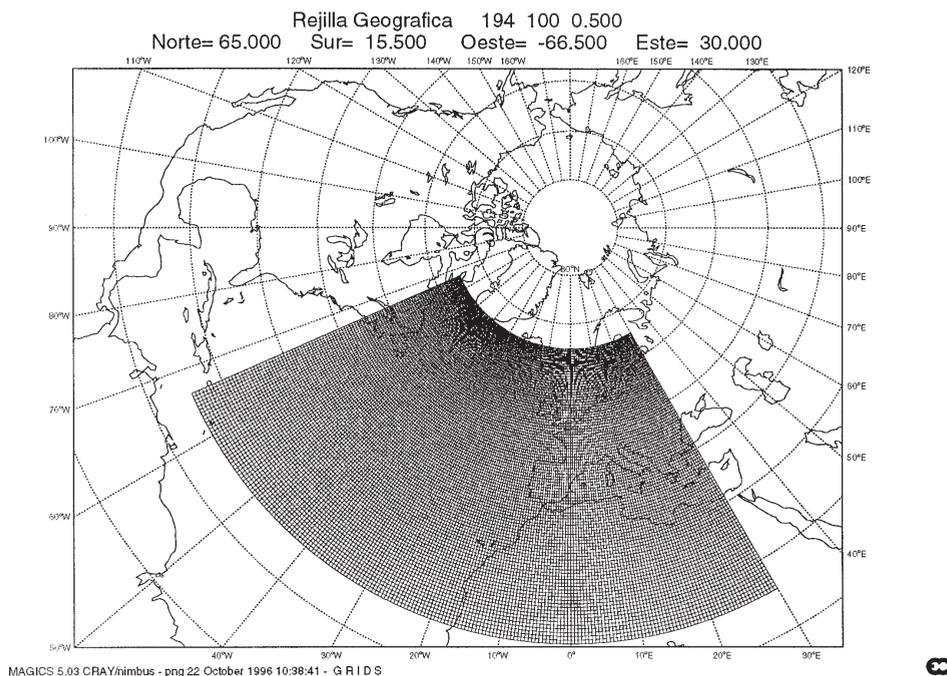


Figura 1: Área y rejilla del modelo Hirlam de resolución 0.5 grados latxlon usado operativamente en el INM.

- **Análisis**
 - Rejilla vertical: 31 niveles híbridos (los mismos que el modelo del CEPPM).
 - Asimilación: Intermitente cada 6 horas.
 - Variables: Geopotencial, componentes u y v del viento y humedad relativa.
 - Método: Interpolación óptima multivariante para masa y viento y univariante para humedad relativa.
 - Campo previo: Predicción H+6 del mismo modelo y de la pasada anterior.
 - Rejilla horizontal: Regular en latitud longitud (194×100 puntos).
 - Area: 65.0 N, 66.5 W; 15.5 N, 30.0 E.
 - Tipos de observaciones usados: Synop, Temp, Airep, Dribu, Satob, Pilot.

- **Inicialización**
 - Implícita por modos normales no lineales, 4 modos verticales, 3 iteraciones.

- **Modelo de Predicción**
 - Coordenada vertical: 31 niveles híbridos.
 - Variables dependientes: Presión en superficie, temperatura, componentes u y v del viento, humedad específica y agua de nube.
 - Representación vertical: Diferencias finitas, conservando energía y momento.
 - Representación horizontal: Diferencias finitas, rejilla de Arakawa tipo C.
 - Rejilla horizontal: Regular en latitud-longitud (194×100 puntos).
 - Area: 65.0 N, 66.5 W; 15.5 N, 30.0 E.
 - Orografía: Media tomada de los datos de la cinta de la NOAA (0.1 grados de resolución). Sobre algunos países europeos se usan bases de datos nacionales de orografía y rugosidad con resoluciones mayores.
 - Integración temporal: Esquema «leafprog» semiimplícito.
 - Condiciones de Contorno: Esquema de relajación de Davies.
 - Difusión horizontal: Esquema implícito de cuarto orden.
 - Difusión vertical: Flujos superficiales dependientes de la rugosidad y la estabilidad (longitud de Monin-Obukov). Flujos en la atmósfera libre dependientes de la longitud de mezcla y del número de Richardson.
 - Condensación y convección: Esquema de Sundqvist (Sundqvist 1989) [16].
 - Radiación: Esquema de Savijarvi y Sass (Savijarvi 1990) [15].

3. Los procesos convectivos en la atmósfera

Ya hemos mencionado antes la gran importancia que los procesos convectivos tienen en la atmósfera. Desde los procesos que dan lugar a la formación de un Cumulonimbus y la posterior aparición de una tormenta con precipitación intensa, hasta los efectos que el conjunto de ellos tienen sobre la circulación general atmosférica.

De entre todo el espectro de procesos convectivos nosotros vamos a ceñirnos aquí a los últimos que hemos mencionado, o sea, a los efectos que los procesos convectivos tienen sobre la circulación general o sobre la evolución de una determinada situación sinóptica. Este es también el principal interés que los modelos de predicción del tiempo tienen al intentar simular los efectos de la convección en un área determinada, además, naturalmente, de obtener una predicción cuantitativa de la precipitación lo más correcta posible.

Siguen siendo procesos que abarcan una amplia variedad de escalas horizontales y verticales, desde la pequeña escala de los huracanes (algunas veces mayor que la de las nubes convectivas individuales) hasta la gran escala de los modelos de circulación general atmosférica, pasando por la mesoescala de los ciclones tropicales y las bajas polares.

En principio, puede afirmarse que el origen de los movimientos verticales que dan lugar a las nubes convectivas se encuentra en los efectos que se producen en el interior de un fluido (el aire atmosférico) cuando diferentes partes de él se encuentran a diferentes temperaturas. Las porciones relativamente más calientes del fluido tienden a elevarse, trabajando contra las fuerzas de gravedad, mientras que las partes más frías de él tienden a descender para colocarse debajo.

En Meteorología, a una estratificación en la que las partes relativamente más frías del aire se encuentran por debajo de las relativamente más cálidas se le llama «estratificación estable» (en ella cualquier burbuja de aire separada de su posición tiende a ser llevada de nuevo a ella por las denominadas fuerzas de flotación). Por el contrario, a estratificaciones verticales en las que no se respeta la condición de estabilidad para los movimientos verticales se les llama «estratificaciones inestables». Hay toda una serie de estados intermedios (que no vamos a explicar con detalle) y que se denominan «estratificaciones condicionalmente inestables». Son éstas últimas las que suelen aparecer en la atmósfera real en las zonas en las que aparece la convección.

Aunque es en los Trópicos donde los procesos convectivos aparecen más intensamente, sus efectos sobre la mesoescala y la escala sinóptica no son despreciables en otras zonas del planeta. Pongamos como ejemplo el Mediterráneo Occidental. Se trata de un mar semicerrado en el que el fuerte calentamiento que se produce durante el verano hace que en otoño el agua (y por tanto el aire de la capa superficial) esté más caliente que el aire de capas superiores de la atmósfera. Esto hace que, en promedio, la estratificación vertical sobre el Mediterráneo sea condicionalmente inestable de manera que pequeñas perturbaciones den lugar a grandes corrientes verticales convectivas en las que el vapor de agua presente en el aire se condensa formando nubes de gran espesor vertical. La combinación adecuada de un número grande de estas nubes puede dar lugar (de hecho ocurre así varias veces durante cada otoño) a la formación de grandes conjuntos llamados «sistemas convectivos de mesoescala», que suelen producir precipitaciones de varios cientos de mm en pocas horas, dando lugar a fuertes inundaciones en el área.

Otras veces los efectos de la liberación de calor latente que se produce en las corrientes convectivas pueden dar lugar a la formación de bajas presiones que intensifican la convergencia de humedad en niveles bajos. Esto da lugar a una intensificación de los procesos convectivos. Finalmente, se produce un tipo de perturbación muy similar a los ciclones tropicales cuyos efectos destructores son muy intensos (aunque no tanto como los que se producen en los trópicos).

Por estas y otras razones el estudio de los procesos convectivos es uno de los intereses primordiales del Instituto Nacional de Meteorología, tanto desde el punto de vista puramente meteorológico como desde el relacionado con la simulación que de esos procesos hacen los modelos numéricos de predicción del tiempo. En consecuencia una de las áreas de investigación del Servicio de Predicción Numérica del INM en el marco del proyecto Hirlam es precisamente la parametrización de los procesos de condensación y convección.

4. Distintos esquemas de parametrización de la convección

Dentro de los procesos que se tienen en cuenta en un modelo numérico de predicción del tiempo, la convección se incluye entre los que el modelo no resuelve explícitamente, y que se agrupan con el término «física del modelo». También se conocen con el nombre de «procesos a escala por debajo de la rejilla» (subgrid-scale).

La principal suposición bajo la que subyace el tratamiento que de estos procesos hacen los modelos numéricos es que **las propiedades estadísticas de tales procesos pueden deducirse del conocimiento de las variables resueltas por el modelo**. Esto no está garantizado en absoluto, por lo que la habilidad de representar los efectos de estos procesos es tan grande como buena sea la suposición de que **el sistema no resuelto por el modelo está en equilibrio estadístico con el sistema resuelto** (Emanuel 1994, pag. 525) [4].

Dada esta suposición de equilibrio estadístico, el problema de representación de la convección húmeda (aquella en la que se producen procesos de condensación de vapor de agua y, por tanto, liberación de calor latente) puede describirse como solución a tres problemas diferentes pero relacionados. El primero es la relación entre el flujo de masa del conjunto de las nubes convectivas y las variables resueltas del modelo. Este efecto representa el calentamiento de la atmósfera a gran escala debido a las nubes. Evidentemente esto está relacionado con la cantidad de calor latente liberado en el seno de las nubes convectivas, es decir, con la cantidad de vapor de agua disponible para la condensación. El segundo problema es el de los efectos del conjunto de las nubes convectivas sobre el humedecimiento del ambiente a gran escala que las rodea. Esto depende críticamente del modelo de nube convectiva que se tiene «en mente» y de los procesos de microfísica de nubes que se tienen en cuenta en la parametrización. Finalmente, deberían tenerse en cuenta los efectos sobre el flujo de momento de las corrientes verticales convectivas, aunque esto es muy difícil ya que el momento no se conserva en el interior de esas nubes.

Dependiendo de como los científicos se han enfrentado a la solución de estos tres problemas en el seno de los modelos numéricos han surgido diferentes maneras de tener en cuenta los efectos de la convección. A estas diferentes soluciones se las conoce con el nombre de esquemas de parametrización.

Nos limitaremos aquí a dar las principales características de cada uno de los esquemas tratados sin entrar en un desarrollo exhaustivo de ellos. El lector interesado en el tema puede consultar el libro de Emanuel y Raymond «The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models» (Emanuel y Raymond 1993) [3].

4.1. Esquema de Kuo

El esquema de parametrización de la convección de Kuo (Kuo 1965, 1974) [12] [13] es uno de los primeros esquemas que se plantearon. También es uno de los más usados en modelos numéricos de todo el mundo.

Tal como originalmente se introdujo postula un equilibrio estadístico del agua, o sea, que se supone que la convección consume agua (no energía) al ritmo en que ésta es aportada al sistema por el flujo a gran escala representado por las variables resueltas del modelo.

Según este esquema se produce convección en aquellas columnas verticales del modelo que tienen estratificación condicionalmente inestable y en las que existe una convergencia de humedad en niveles bajos. Es precisamente la cantidad de vapor de agua aportada por la convergencia de niveles bajos la que se usa para saturar la columna nubosa

y producir, por condensación en el ascenso, la precipitación convectiva y para humedecer la columna del ambiente no saturado. La partición de la cantidad de vapor disponible entre ambas opciones se hace a través de un parámetro del esquema.

Según K. Emanuel (Emanuel 1994, pag. 532) [4] la limitación más importante de este esquema es su impedimento artificial a la liberación de energía de flotación. La presencia de dicha energía es una condición necesaria pero no suficiente (hace falta también convergencia de humedad en niveles bajos) para la activación del esquema; el resultado es que la radiación y otros procesos de mesoescala pueden inestabilizar la atmósfera sin que el esquema permita la liberación de esta energía. Dicha liberación puede entonces producirse en áreas pequeñas pudiendo dar lugar a lo que se conoce en predicción numérica como tormentas de punto de rejilla («gridpoint storm») que dan lugar a inestabilidades computacionales en el seno de los modelos.

4.2. Esquema de Betts-Miller

El esquema de Betts-Miller (Betts y Miller 1984) [2] es probablemente el representante más conocido de un tipo de esquemas de convección llamado de «ajuste penetrativo» ya que intentan llevar a las columnas atmosféricas hacia un equilibrio de estabilidad neutra a través de los efectos producidos por la convección, sin simular explícitamente un modelo nuboso.

La esencia de este esquema es relajar los perfiles de temperatura y humedad específica del flujo a gran escala (variables resueltas por el modelo) hacia perfiles de referencia calculados a partir de suposiciones deducidas del estudio estadístico de las observaciones tomadas en experimentos de campo en los Trópicos. La parte de vapor de agua condensada en el proceso de relajación es la que se toma como precipitación del esquema.

El esquema tiene en cuenta diferentes métodos de cálculo para los perfiles de referencia según que se trate de convección superficial (sin precipitación) o convección profunda (con precipitación).

La gran ventaja de este esquema es que no pone limitaciones artificiales a la liberación de energía de flotación ya que la convección ocurre donde la columna vertical es condicionalmente inestable tratando de que el perfil vuelva a la neutralidad. Otra ventaja desde el punto de vista de los modelos numéricos es la gran sencillez del esquema que hace que consuma muy poco tiempo de cálculo.

La principal desventaja es que no hay hipótesis universales para el perfil de referencia de la humedad específica. Así como está perfectamente demostrado por las observaciones que la convección produce columnas verticales en equilibrio de estabilidad neutro, no hay ninguna evidencia observacional de cual es el perfil de humedad resultante, por lo que el esquema puede dar buenos resultados en ciertas partes del planeta y malos en otras.

4.3. Esquema de Tiedke

Este esquema forma parte del grupo de los llamados «esquemas de flujo de masa» cuyo representante más conocido es el esquema de Arakawa y Schubert (Arakawa y Schubert 1974) [1]. Nosotros hemos elegido el esquema de Tiedke como representante de esta clase debido a que es el usado en el modelo operativo del CEPPM.

El esquema (Tiedke 1989) [17] considera una población de nubes en las que los efectos del conjunto son descritos por un modelo unidimensional único de nube. En el esquema se tienen en cuenta los efectos de las corrientes convectivas descendentes («downdrafts»). Además están representados varios tipos de convección, convección

penetrativa en conexión con el flujo convergente a gran escala, convección superficial (no precipitativa) como la que se produce en los Cumulus de la zona del alisio, y convección de niveles medios (con base de nubes en niveles medios de la atmósfera) como la que se produce en masas de aire potencialmente inestables que se encuentran encima de la capa límite (caso de convección en frentes cálidos).

La condición de «cierre» («closure») del esquema para determinar el flujo de masa del conjunto es que la convección profunda y la de niveles medios son mantenidas por la convergencia de humedad a gran escala (condición de tipo Kuo) y la convección superficial es mantenida por el aporte de vapor producido por la evaporación superficial.

La principal ventaja de este esquema es su formulación realista en términos de flujo de masa, ya que esto es precisamente lo que ocurre en el interior de las nubes convectivas (corrientes ascendentes y descendentes). Su principal desventaja es que al incluir una condición de cierre de tipo Kuo puede también aplicársele la crítica establecida antes para el esquema de Kuo.

4.4. Esquema de Sundqvist

Este esquema no es muy conocido en la bibliografía sobre modelos de predicción numérica. Le incluimos aquí porque se trata del esquema usado por el modelo Hirlam.

Más que un esquema de convección se trata de una parametrización de todos los procesos relacionados con la condensación. Consta, por tanto, de una parte que tiene que ver con los procesos convectivos (se trata de un esquema de tipo Kuo) y de otra que trata los procesos de condensación a gran escala y de microfísica de nubes (procesos de Bergeron-Findeisen y de coalescencia).

La principal ventaja del esquema es que hace un tratamiento más racionalizado de los efectos de la condensación en la atmósfera al tratar conjuntamente todos ellos. Además incluye el agua de nube como variable de pronóstico, lo que permite una cierta memoria temporal de los procesos de condensación través de la advección de la citada variable. Finalmente, la parametrización de algunos procesos de la microfísica de nubes, aunque incipiente, es importante a la hora de dar resultados de precipitación más realistas.

Los principales inconvenientes son dos. El primero proviene del hecho de que introduce una nueva variable de pronóstico con lo que el tiempo de cálculo es mucho mayor que en los otros esquemas. El segundo es que al parametrizar la microfísica introduce una cantidad apreciable de parámetros que deben ser ajustados antes de que el esquema pueda ponerse operativo. El ajuste de este tipo de parámetros que no tienen una base observacional siempre es una labor complicada y de inciertos resultados.

4.5. Esquema de Emanuel

Se trata de un representante del grupo de esquemas conocidos como «esquemas basados en modelos nubosos de mezcla episódica». El esquema de Emanuel (Emanuel 1991) [5] se basa en el hecho de que durante el ascenso en las corrientes convectivas las burbujas de aire se van mezclando con el aire ambiente (proceso de «entrainment»), pero mientras que otros esquemas tienen en cuenta una mezcla continua, en éste la mezcla es episódica, o sea, discontinua. Tras los procesos de mezcla las nuevas burbujas de aire ascendente creadas evolucionan hasta su nivel de equilibrio en el que se mezclan con el ambiente (proceso de «detrainment») calentándolo y humedeciéndolo. Una fracción del vapor de agua condensado durante el proceso de ascenso del aire es convertido en precipitación. Esta precipitación se toma como punto de partida de las corrientes convectivas descendentes (« downdrafts») en las que se evapora parte de ella.

Una ventaja de este esquema es su habilidad para manejar tanto convección precipitante como no precipitante (superficial) sin necesidad de imponer ninguna condición artificial para separarlas. Su principal inconveniente, que hace que no se haya incluido hasta ahora en ningún modelo operativo de predicción, es el gran número de operaciones necesarias para completar el esquema, es decir, que su coste computacional es excesivo.

Se trata sin embargo de un esquema muy ajustado con respecto a las bases de datos de los experimentos de campo sobre convección que se han venido realizando en diversas partes del Trópico en los últimos 30 años (GATE, TOGA-COARE, etc.). Desde ese punto de vista, los parámetros ajustables del modelo tienen valores que están razonablemente validados contra esas bases de datos.

5. Validación de los esquemas de parametrización de la convección

Dada la complejidad y las incertidumbres implicadas en los esquemas de parametrización de la convección es muy importante su validación contra datos reales. Como prácticamente todos los esquemas de convección son unidimensionales en el sentido de que solo se tienen en cuenta transportes en la dirección vertical, los métodos de validación pueden dividirse en dos tipos. En el primero se trata de construir modelos unidimensionales que incluyen el esquema a verificar y probarlos con los datos de los experimentos de campo (GATE, etc.). Se trata entonces de la validación mediante modelos unidimensionales.

El segundo método consiste en incluir el esquema en un modelo de predicción numérica del tiempo. A su vez este método puede subdividirse en dos, en el primero de ellos se hacen experimentos en uno o varios casos de estudio de los que se tienen medidas de variables observadas, principalmente la precipitación y verificar los resultados del modelo contra las observaciones. En el segundo método de los señalados con los modelos, se trata de incluir el nuevo esquema de convección en el modelo y realizar lo que se conoce con el nombre de una pasada paralela, o sea, durante un periodo de tiempo determinado se integran las dos versiones del modelo de predicción, cada una con su correspondiente esquema de convección y se realiza una verificación objetiva frente a observaciones de la red sinóptica clásica. Del resultado de la verificación objetiva puede deducirse cual de los dos esquemas se adapta mejor al modelo de predicción utilizado.

A continuación vamos a ilustrar estos métodos con algunos ejemplos de los esquemas antes citados.

5.1. Modelos unidimensionales

Hay que tener en cuenta que todos los esquemas que dan lugar a convección de acuerdo con la estabilidad de una columna vertical establecerán condiciones de equilibrio estadístico después de un determinado periodo de tiempo, siempre que no se pongan condiciones artificiales a la liberación de energía de flotación. Un método frecuente de validación de esquemas de convección es comparar las tendencias convectivas observadas en los experimentos de campo con las predichas por el esquema sobre uno o varios intervalos de tiempo. A estos métodos se les llama «tests de semipronóstico», y en ellos se le dan al esquema los perfiles observados de temperatura, humedad específica, enfriamiento radiativo, velocidad vertical, advecciones horizontales de temperatura y humedad y flujos superficiales y se obtienen del esquema las tendencias convectivas de temperatura y humedad específica que pueden compararse directamente con las

observaciones. La predicción asociada de precipitación puede también verificarse contra la observada.

Como ejemplo de la aplicación de estos métodos vamos a considerar la base de datos del experimento GATE que tuvo lugar en un área entre 4 y 14 N y 19 y 28 W desde las 00 Z del 18 de Septiembre de 1974 hasta las 24 Z del día 30 del mismo mes. En la figura 2 representamos los errores medios y cuadráticos medios de las predicciones a 3 horas de temperatura hechas en un experimento de semipronóstico con los datos del GATE y con el esquema de Emanuel y con el esquema de Betts-Miller. En la figura 3 se presentan las verificaciones de la humedad relativa.

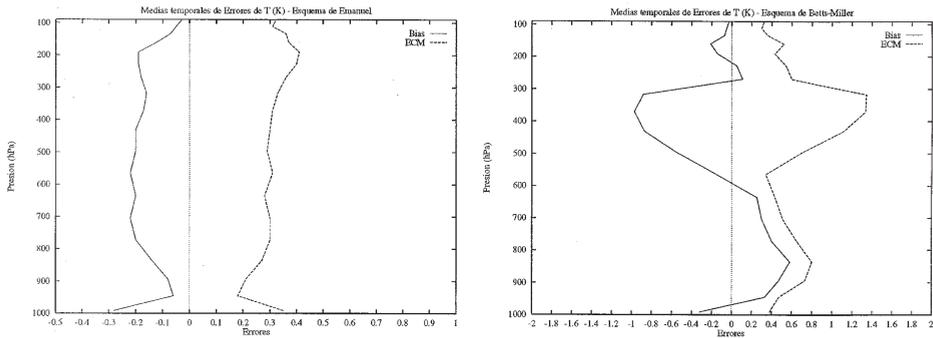


Figura 2. Resultados de las predicciones de Temperatura en el experimento de semipronóstico con los datos del GATE (izquierda esquema de Emanuel y derecha esquema de Betts-Miller).

Los resultados de la verificación de la precipitación se presentan en la figura 4. En el panel de la izquierda se representa la serie temporal de intensidades de precipitación medidas durante todo el experimento, mientras que en el de la derecha se presentan los resultados obtenidos con el esquema de Emanuel.

Finalmente, en la figura 5 se presentan los resultados medios durante todo el periodo de las tendencias temporales de temperatura y humedad específica predichas con el esquema de Emanuel. Puede observarse como en niveles bajos de la atmósfera se produce un calentamiento debido a la condensación del vapor de agua en las corrientes ascendentes (la tendencia de humedad es negativa), mientras que en niveles altos de la troposfera el signo de las tendencias se invierte.

Un problema con las bases de datos existentes, como la del GATE, es que las medidas de humedad relativa se vuelven muy malas a bajas temperaturas, donde las humedades absolutas son muy bajas. Por lo tanto, es muy difícil la validación de los resultados de los esquemas en la alta troposfera. Esta es una limitación muy importante ya que pequeñas cantidades de vapor de agua en la alta troposfera tienen gran efecto sobre la transferencia radiativa de los modelos, y son esos resultados de los esquemas los más difíciles de verificar.

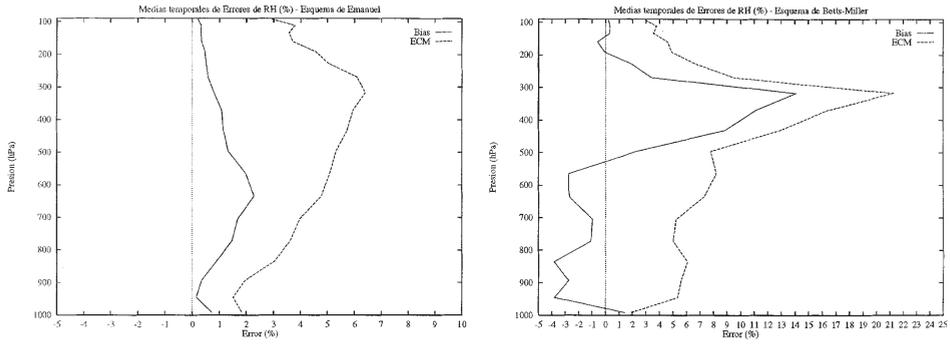


Figura 3. Resultados de las predicciones de Humedad Relativa en el experimento de semipronóstico con los datos del GATE (izquierda esquema de Emanuel y derecha esquema de Betts-Miller).

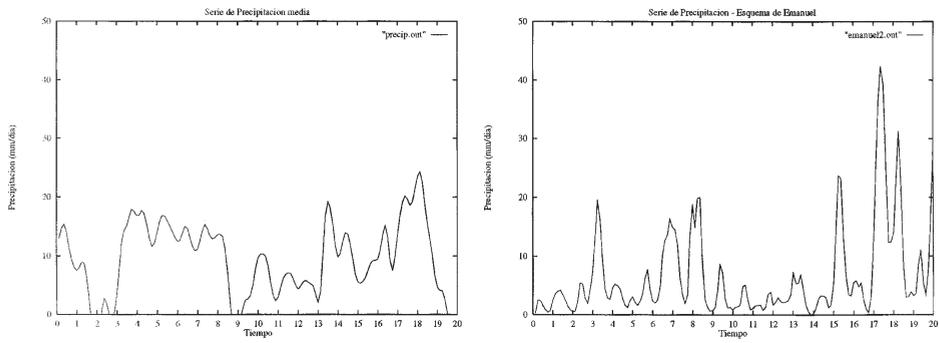


Figura 4. Observaciones de la intensidad de precipitación durante el experimento GATE (izquierda) y Predicciones con el esquema de Emanuel (derecha).

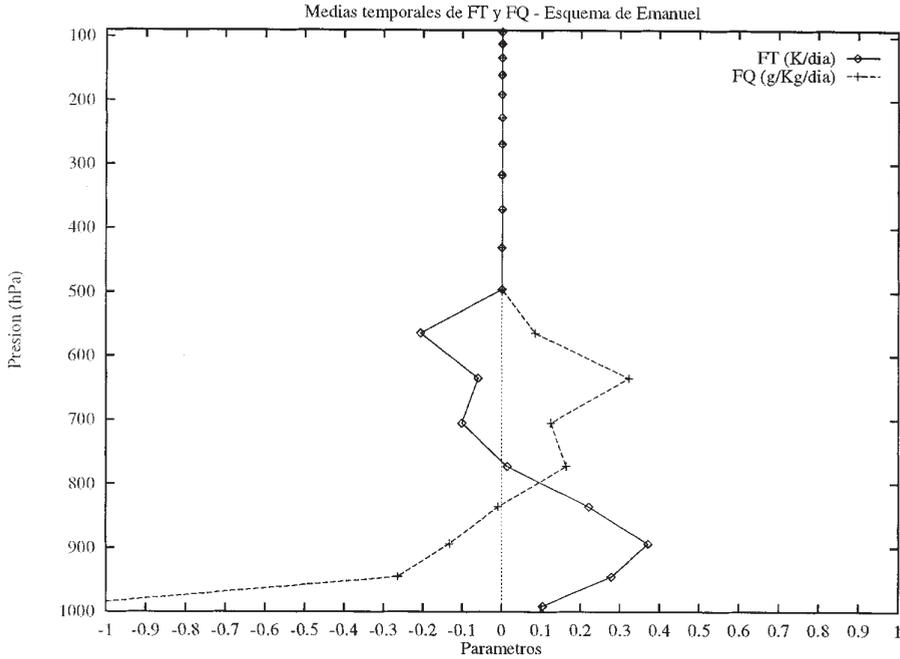


Figura 5. Valores medios de las predicciones de las tendencias temporales de la temperatura y la humedad específica durante el GATE obtenidas con el esquema de Emanuel.

5.2. Experimentos con el modelo Hirlam

Se trata de una manera ligeramente diferente de verificar los esquemas de convección. Principalmente se usa en aquellos esquemas cuya sencillez teórica permite pensar en su aplicación en modelos de predicción numérica del tiempo.

El procedimiento se basa en elegir varios episodios en los que predominen los efectos de la convección y en los que se disponga de observaciones fiables de intensidades de precipitación. Se realizan integraciones con el modelo de predicción en el que se incluye el esquema de convección objeto de validación. Los resultados de la integración en cuanto a campos clásicos (presión en superficie, geopotencial en altura, etc.) se comparan con las observaciones correspondientes, bien de manera objetiva, o bien de manera subjetiva, tratando de verificar si el modelo en conjunto ha sido capaz de reproducir la situación de mesoescala en la zona de interés (por ejemplo, el Mediterráneo Occidental). La cantidad y distribución espacial de la precipitación suele ser objeto de verificaciones más cuidadosas, ya que se trata de un resultado directo del esquema de convección y de una de las variables más importantes en cuanto a su predicción cuantitativa.

En el Servicio de Predicción Numérica del INM se han ensayado algunas validaciones de este tipo (García-Moya 1995, 1996a, 1996b, 1996c) [6], [9], [7], [8]. Vamos a poner aquí como ejemplo la realizada como ensayo previo a la introducción de una nueva parametrización de la convección en el seno del esquema de condensación de Sundqvist, que es el usado por el modelo Hirlam (García-Moya 1996c) [8].

5.2.1. Caso de estudio

El caso de estudio elegido es la situación del 7 al 9 de Octubre de 1992 en la que se produjeron precipitaciones de hasta 170 mm/24 h en zonas de la costa de Valencia y en la isla de Ibiza. Una descripción detallada del caso de estudio y de las validaciones de los distintos esquemas puede encontrarse en las publicaciones ya citadas. Como ejemplo mostramos en la figura 6 el resultado de la comparación de las cantidades de precipitación entre las 06 Z del día 9 obtenidas a partir de la versión del esquema de Sundqvist que actualmente tiene el modelo Hirlam y la nueva versión que incluye el esquema de Tiedke como parte convectiva del esquema de Sundqvist.

Lo primero que suele llamar la atención cuando alguien observa los resultados de precipitación dados por un modelo numérico en casos en los que en realidad ha habido grandes cantidades de precipitación es que los modelos siempre suelen dar mucha menos cantidad de precipitación que la medida. Para explicar esta discrepancia aparente hay que hacer dos consideraciones.

La primera es que al tratarse la convección de uno de los procesos no resueltos explícitamente por el modelo los resultados, en forma de precipitación, no pueden ser tan buenos como en lo que a otras variables se refiere.

La segunda, y tal vez más importante, es el sentido en el que se tomen las precipitaciones obtenidas del modelo. Hay que tener en cuenta que los resultados del modelo son representativos del área abarcada por un cuadrado de rejilla (en el caso de 50 Km de resolución horizontal, 2500 Km²) mientras que las medidas puntuales de precipitación no son representativas de áreas tan grandes (al contrario de lo que ocurre, por ejemplo, con la temperatura). Por tanto, si en un determinado episodio de precipitación intensa calculáramos el promedio caído en un área equivalente al de un cuadrado de rejilla, es evidente, que las cantidades serían mucho menores que las medidas puntualmente, en ese sentido, la comparación con los resultados dados por el modelo sería mucho mejor.

Por tanto, es muy importante que cuando se trabaja con resultados de precipitación de un modelo numérico se tengan en cuenta las anteriores consideraciones, sobre todo, la segunda en lo que se refiere a la resolución horizontal del modelo.

5.2.2. Pasada paralela

Como ejemplo de verificación mediante pasada paralela elegiremos la realizada para la validación de la nueva versión del esquema de Sundqvist antes comentada (García-Moya 1996c) [8].

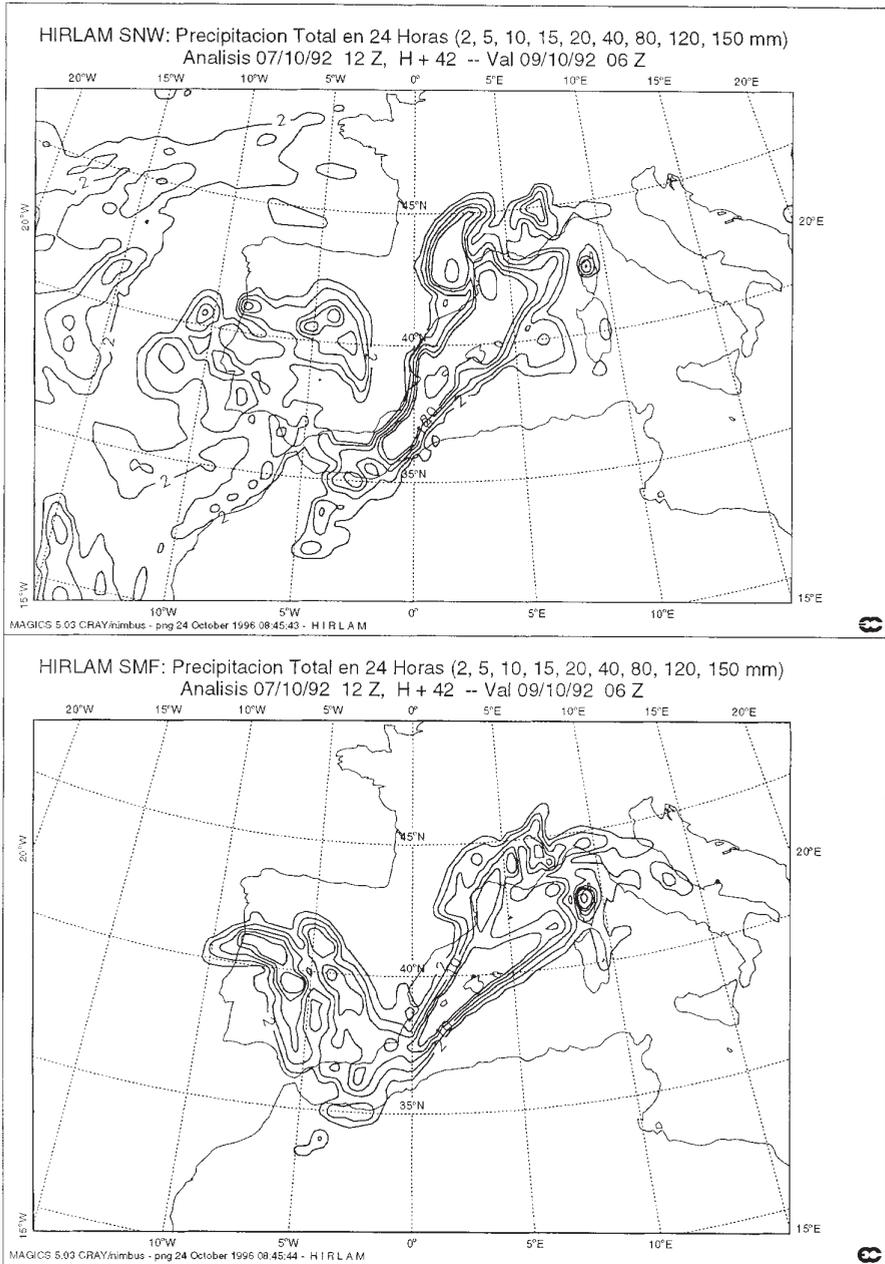


Figura 6. Comparación de las precipitaciones obtenidas con la versión de referencia del esquema de Sundqvist (arriba) y con la versión modificada (abajo).

Se eligió una semana entre el 3 y el 10 de Octubre 1994. Se realizaron integraciones con cada una de las versiones hasta 48 horas cada 6 horas, usando como campo previo de cada análisis la predicción H+6 de la pasada anterior. Para cada hora del análisis se realizaron verificaciones objetivas comparando los valores obtenidos a partir de las versiones del modelo con las observaciones correspondientes.

Los parámetros verificados son presión al nivel del mar, temperatura a 2 metros, nubosidad y viento a 10 metros. En cuanto a la verificación en altura, se obtiene para geopotencial, temperatura y viento a 1000, 850, 700, 500 y 250 hPa.

Como ejemplo de los resultados obtenidos representamos en las figuras 7 y 8 una selección de gráficas de errores medios (bias) y errores cuadráticos medios para la presión al nivel del mar, la temperatura a 2 metros y el geopotencial y la temperatura a 500 hPa. Puede observarse en ellas la ligera mejora que se consigue con la nueva versión del esquema ensayada.

Normalmente, estas pasadas paralelas suelen hacerse de un mes de duración antes de poner en operación cualquier modificación en el modelo.

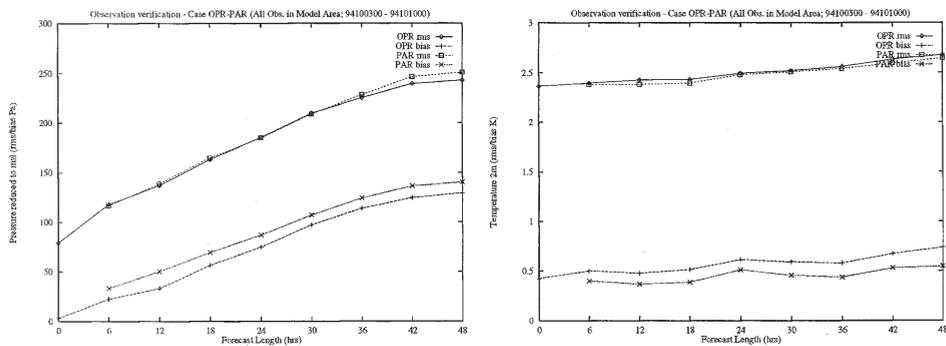


Figura 7. Verificación de la presión en superficie (izquierda) y de la temperatura a 2 metros (derecha) de la pasada paralela con la nueva versión del esquema de Sundqvist. OPR es la versión operativa y PAR es la versión con el nuevo esquema.

6. Conclusiones

En este artículo hemos tratado de dar una visión simple y general del papel que juegan los procesos convectivos en la atmósfera y del modo en que intentan representarse sus efectos en los modelos de predicción numérica del tiempo.

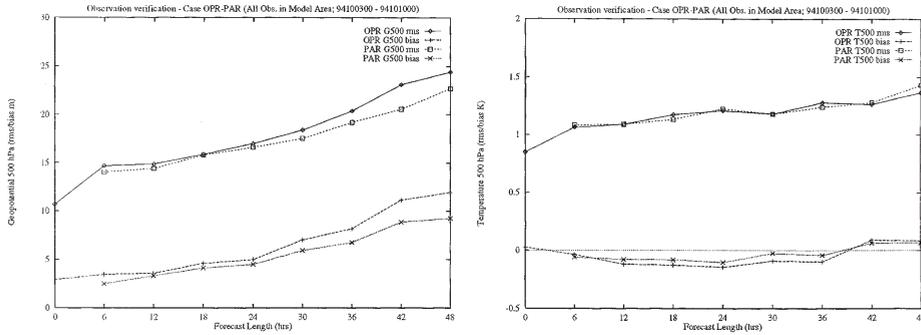


Figura 8. Verificación del geopotencial (izquierda) y la temperatura (derecha) de 500 hPa de la pasada paralela con la nueva versión del esquema de Sundqvist. OPR es la versión operativa y PAR es la versión con el nuevo esquema.

Dicha representación se lleva a cabo mediante los llamados esquemas de parametrización de la convección. Hemos repasado de manera cualitativa las características generales de los principales esquemas que se usan actualmente.

La validación de los resultados de los distintos esquemas es una tarea tan difícil como la formulación de los propios esquemas. Hemos mostrado someramente cuales son los principales métodos de validación que se usan corrientemente en meteorología, dando algunos ejemplos a partir del trabajo realizado en la sección de parametrización y postproceso del Servicio de Predicción Numérica del INM.

7. Bibliografía

- [1] A. Arakawa and W. H. Schubert. «Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment», part I. *J. Atmos. Sci.*, 31:674-701, 1974.
- [2] A. K. Betts and M. J. Miller. «A new convective adjustment scheme». *ECMWF Technical Report*, 43:65, 1984.
- [3] K. Emanuel and D. J. Raymond. «The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models». *Amer. Meteor. Soc.*, 1993.
- [4] K. A. Emanuel. *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, New York, 1994.
- [5] K. A. Emanuel. «A scheme representing cumulus convection in large-scale models». *J. Atmos. Sci.*, 48:2313-2335, 1991.
- [6] J. A. Garcia-Moya. «Betts-Miller convection scheme in hirlam». *Hirlam Newsletter*, 20:22-36, 1995.
- [7] J. A. Garcia-Moya. «Different convection schemes over the iberian peninsula». *XXI European Geophysical Society Assembly*, Proceedings Volume, 1996.
- [8] J. A. Garcia-Moya. «Mass flux scheme in sundqvist». *Hirlam Workshop on Physical Parameterization*. Proceedings Volume:in press, 1996.
- [9] J. A. Garcia-Moya. «Una nueva parametrización de la convección en el modelo hirlam». *IV Simposio Nacional de Predictores*, Volumen de Comunicaciones:en prensa, 1996.
- [10] G. J. Haltiner and R. T. Williams. *Numerical Weather Prediction and Dynamic Meteorology*. John Wiley and Sons, 1980.
- [11] A. Jansa, J. A. Garcia-Moya and E. Rodriguez. «Numerical experiments about mediterranean heavy rain and algerian cyclogenesis». *INM Technical Report*, page 200, 1990.
- [12] H. L. Kuo. «On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection». *J. Atmos. Sci.*, 22:40-63, 1965.
- [13] H. L. Kuo. «Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow». *J. Atmos. Sci.*, 31:1232-1240, 1974.
- [14] P. Lynch. «Richardson's marvellous forecast». *International Symposium on the Life Cycle of Extratropical Cyclones*, Proceedings, 1994.
- [15] H. Savijarvi. «Fast radiation parameterization schemes for mesoscale and short-range forecast models». *Mon. Wea. Rev.*, 29:437-447, 1990.
- [16] H. Sundqvist, E. Berge, and E. Kristjansson. «Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model». *Mon. Wea. Rev.*, 117:1641-1657, 1989.
- [17] M. Tiedke. «A comprehensive mass flux scheme for cumulus parametrization in large scale models». *Mon. Wea. Rev.*, 117:1779-1800, 1989.