

TESIS DE LICENCIATURA

NUEVOS MODELOS LAGRANGIANOS PARA
TRANSPORTE DE
CONSTITUYENTES EN LA ATMÓSFERA

Pablo M. Factorovich
pfactoro@dc.uba.ar

Director: Dr. Pablo M. Jacovkis

Codirector: Dr. Pablo O. Canziani

Departamento de Computación
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

Mayo de 2006

Resumen

En este trabajo desarrollaremos un modelo computacional bidimensional y otro tridimensional para el transporte de constituyentes en la atmósfera. Éstos se basan en trayectorias lagrangianas y serán implementados de forma secuencial y concurrente, utilizando en ambos casos distintos tipos de interpolación para estimar las condiciones físicas en cada parcela de la zona a estudiar.

A partir de estas implementaciones, se realizarán comparaciones a fin de evaluar la precisión y la velocidad de los distintos métodos de resolución de ecuaciones diferenciales y de interpolación utilizables en nuestros modelos.

Finalmente, se desarrollará un modelo de transporte mixto.

Agradecimientos

Al ECMWF por sus datos atmosféricos correspondientes al proyecto ERA-40.

Al IAFE por facilitarme el cluster Hope para realizar mis corridas y a Carolina y Diego por su ayuda para usarlo.

A mis directores por soportarme tanto tiempo y por estimularme permanentemente para que termine.

A Diana por toda su ayuda con las corridas y la introducción atmosférica.

A todos los docentes del departamento que, a pesar de todo los inconvenientes de nuestras universidades nacionales, se interesaron por enseñarme lo máximo posible, incluso más allá de sus obligaciones.

A Fer por la idea de presentar la tesis con portátiles y a todos los que ayudaron con el traslado de las máquinas.

A Isabel y Laura que fueron jurados en circunstancias tan poco convencionales.

A mis compañeros docentes del departamento porque la pase muy bien y aprendí mucho con ellos.

A Jaka, Andrés, Marianito, Jimena, Miguel y el Chelo por hacerme mucho más divertida la carrera.

A Andres, Alita, Ana, Chelo, Gabi, Gasty, Lean, Marianitem, Mariano, Marina, Nico, Paula, Vik y todos los que hicieron que esta tesis se demorara por hacer que la pasara muy bien con alguna otra cosa.

A Susi, Adri, Gus, Raul, Mati, Santi, Niki, Agus y Sebi estoy muy contento de que sean mi familia y siento que siempre puedo contar con ustedes.

A mis viejos porque los quiero mucho y por todo lo que me dieron desde que nací hasta hoy.

Índice general

1. Introducción teórica meteorológica	1
1.1. La atmósfera terrestre	1
1.2. Estructura vertical	3
1.2.1. Temperatura Potencial	4
1.2.2. Vorticidad Potencial	4
1.2.3. Trazadores	5
1.3. Contaminación atmosférica por quema de biomasa	5
1.3.1. Quema de biomasa	6
1.3.2. Monóxido de carbono	7
1.3.3. Relación del CO con el OH	8
2. Modelos atmosféricos computacionales	9
2.1. Objetivos	9
2.2. Problemas a resolver	9
2.3. Modelos conocidos	11
2.4. Modelo propuesto	12
3. Diseño del sistema	14
3.1. Objetivos	14
3.2. Interpolación de los datos	15
3.3. Advección de las celdas	16
3.3.1. Modelado de los desplazamientos sobre superficie isentrópica	17
3.3.2. Ubicación de celdas en un superficie isentrópica	18
3.4. Autoestimación del error	19
3.4.1. Partículas satélite	19
3.4.2. Información aleatoria	20
3.5. Implementación paralela	20
3.6. Otros problemas de implementación considerados	23
4. Experimentos	25
4.1. Comparación de métodos y modelos	25
4.1.1. Objetivos	25
4.1.2. Recursos utilizados	26
4.1.3. Resultados	27

4.2. Evaluación de funciones para hallar el nivel de presión en que se encuentra una determinada temperatura potencial	29
4.2.1. Objetivos	29
4.2.2. Resultados	30
5. Uso del modelo en casos reales	31
5.1. Análisis de situaciones	32
6. Conclusiones	36
6.1. Trabajo a futuro	36
A. Diagrama UML	38

Capítulo 1

Introducción teórica meteorológica

En la presente introducción presentaremos los conceptos de meteorología esenciales para comprender esta tesis. Las fuentes utilizadas son los primeros capítulo de [2], [13] y [5].

1.1. La atmósfera terrestre

La atmósfera está compuesta por una mezcla de gases y partículas conocidas que rodean a la tierra y se las conoce como “aire”. Éste, en su composición, se mantiene mayormente uniforme, desde la superficie hasta los 100 km de altura aproximadamente. Debido a los movimientos de las masas de aire y a los complejos procesos químicos que dependen entre otros factores de la altura, solo aquellos constituyentes minoritarios, que presentan grandes fuentes o sumideros, varían sus concentraciones espacial y/o temporalmente. Estas son las llamadas especies trazas, entre las que debemos destacar el ozono y el vapor de agua.

Los dos gases más abundantes en la atmósfera son el Nitrógeno (N_2) y el oxígeno (O_2), que corresponden a un 78 % y 21 % respectivamente del volumen de aire total. EL 1 % restante está compuesto por gases nobles, gases de efecto invernadero ¹ y otros constituyentes menores pero no necesariamente irrelevantes como, por ejemplo, los gases CFC de gran poder contaminante por su papel en la destrucción del ozono y como gases de efecto invernadero. La abundancia de cada uno de estos constituyentes químicos es función de los procesos dinámicos, radiativos y químicos que se desarrollan en la atmósfera, observándose especies que presentan fuertes variaciones en sus concentraciones diarias, que llamaremos gases de traza y otras, como el Nitrógeno y el

¹Los gases de invernadero como el dióxido de carbono CO_2 , metano, vapor de agua, ozono etc. juegan un papel fundamental en el proceso de equilibrio térmico de la atmósfera y sus fluctuaciones inducidas por el hombre inciden en el denominado calentamiento global.

Oxígeno moleculares, que no parecen tener una variación temporal apreciable.

La atmósfera se divide convencionalmente en capas de acuerdo a la estructura vertical del campo de temperaturas y de los distintos procesos fisicoquímicos que ocurren en ésta. Estas capas son la troposfera, estratosfera, mesosfera y termosfera, separadas entre sí por la tropopausa, estratopausa y mesopausa respectivamente ².

La troposfera se extiende desde la superficie de la tierra hasta alrededor de 12km de altura, siendo más baja en los polos(aproximadamente 8km) y más alta en el Ecuador(cercano a los 16km). En esta capa la temperatura se caracteriza por disminuir en relación con la altura, siendo por lo tanto inestable, y dando lugar a procesos dinámicos de intercambio *convectivo* entre la superficie y la parte superior de la troposfera: el aire caliente en la superficie, se vuelve menos denso que el aire frío sobre él generando un movimiento vertical (convección) que induce la formación de nubes y otros fenómenos climáticos. Por consiguiente, los gases de traza de vida media larga tienden a estar bien mezclados en la troposfera.

La estratosfera se halla más allá de la troposfera, separada por la tropopausa; se extiende aproximadamente entre 12km y 50km de altura. Aquí la temperatura crece con la altitud, debido a la absorción de radiación solar ultravioleta (UV) por parte de la capa de ozono (con un máximo de concentración entorno a la región media de la estratosfera a unos 30km de altura, que varía según la definición de concentración que se utilice), dando lugar entonces a condiciones atmosféricas estables *estratificadas*. Se utiliza este adjetivo para indicar que los movimientos verticales son muy lentos, y los procesos meteorológicos sinópticos diarios (1000-5000 km y de 3 a 8 días de duración), sólo inciden de forma evanescente en la estratosfera hasta unos 20km-25km por encima de la superficie [6]. El ozono se crea mayormente en la estratosfera, en particular en la región tropical, concentrándose en una capa entre 15km y 50km dando origen a lo que se llama la capa de ozono, allí se observan concentraciones del orden de 6-11 ppmv dependiendo de la latitud y la altura.

Más allá de la estratosfera, separada por la estratopausa, se encuentra la mesosfera extendiéndose desde los 50km a 80km de altura. Las temperaturas en la mesosfera decaen con la altura, dando lugar de nuevo a fenómenos convectivos. Se observan allí los primeros indicios de la ionización de la atmósfera por radiación solar en la gama de ondas más cortas (UV-C, etc.).

La termosfera se halla luego de la mesopausa, y presenta un perfil de

²Las pausas, tropopausa, estratopausa y mesopausa, son regiones de la atmósfera que se caracterizan por que en ellas se producen cambios en el signo del gradiente de temperatura con la altura.

temperaturas creciente con la altura. En la termosfera a su vez se encuentra el grueso de la ionosfera entre 80 y 550km, y más allá, se ubica la exosfera que se mezcla gradualmente hasta que se disipa en el espacio.

De acuerdo a los distintos fenómenos físicos y químicos que se desarrollan, la región más allá de la troposfera se la suele dividir en dos grandes estructuras. La primera se la denomina Atmósfera Media y se extiende entre 10km y 110km, desde la tropopausa hasta la termosfera baja. En esta región los constituyentes se hallan bien mezclados y la ionización es poco importante. La Alta Atmósfera se extiende a partir de alrededor de 110km y en esta región la difusión molecular es importante, los constituyentes presentan una distribución estratificada verticalmente de acuerdo a sus masas moleculares y, dado que las moléculas se hallan en gran parte ionizadas, las fuerzas electromagnéticas se vuelven importantes en la dinámica[2].

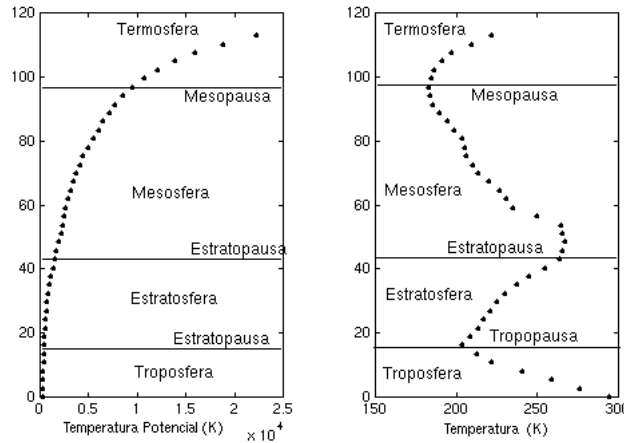


Figura 1.1: Perfiles de temperatura y temperatura potencial

1.2. Estructura vertical

En ausencia de movimientos atmosféricos la fuerza de gravedad es balanceada por el gradiente vertical de la presión. Esto se conoce como “ecuación hidrostática” y es una excelente aproximación en la atmósfera real. La ecuación hidrostática establece una relación entre la altura y la presión, pudiéndose usar esta última como coordenada vertical ya que tiene un decrecimiento estricto con respecto a la altura.

El potencial gravitatorio o geopotencial (φ) es definido como el trabajo requerido para arrastrar una unidad de masa desde el nivel medio del mar

hasta una altura geométrica z . Cerca de la superficie terrestre, éste es proporcional a z . Teniendo esto en mente, se define la altura geopotencial (Z) como el cociente entre el potencial gravitatorio y la aceleración media de la gravedad sobre el nivel del mar ($Z \equiv \varphi/g_0$). Las diferencias entre la altura geométrica y geopotencial son despreciables en la troposfera, pero se vuelven importante en la mesosfera, aunque ambas crecen estrictamente con la altura.

Se puede obtener otra aproximación a la altura a través de una función proporcional al logaritmo de la presión, como se indica en la ecuación 1.1. En la estratosfera esta es una buena aproximación con $H = 7km$ constante. En general $H = RT_s/g_0$ será una altura de escala media –donde T_s es una constante de referencia de temperatura y g_0 la constante gravitatoria universal– y por lo tanto será función de la altura.

$$zlg = -H \ln \left(\frac{p}{p_s} \right) \quad (1.1)$$

Para un gas ideal sometido a un proceso adiabático³, si partimos de un estado con una presión p y temperatura T y llegamos a un estado con una presión p_s y temperatura θ , se verifica la ecuación de estado 1.2. La temperatura que alcanza un gas cuando se lo lleva a una presión de referencia (p_s), se llama temperatura potencial (θ).

$$\theta = T \left(\frac{p_s}{p} \right)^\kappa \quad (1.2)$$

1.2.1. Temperatura Potencial

La temperatura potencial es una cantidad conservada para desplazamientos adiabáticos en la atmósfera. Como en la atmósfera –particularmente en la estratosfera– los movimientos de gran escala no convectivos son aproximadamente adiabáticos, las parcelas de aire se mueven sobre superficies de temperatura potencial constante en primera aproximación.

Si la temperatura potencial crece con la altura, una celda que sufre un desplazamiento vertical es forzada a volver a su anterior posición. Esto produce oscilaciones alrededor de su nivel de equilibrio, y por eso este tipo de atmósfera se llama establemente estratificada. En una atmósfera establemente estratificada la temperatura potencial puede usarse como coordenada vertical, dado que es una función monótona creciente de la altura [2].

1.2.2. Vorticidad Potencial

La vorticidad es un campo vectorial que brinda una medida microscópica de la velocidad de rotación de un fluido.

³Un proceso adiabático es aquel en el cual no se produce ni absorbe calor. ($Q=0$)

Si se desprecian las fuerzas viscosas y se asume un movimiento adiabático, entonces se obtiene una cantidad conservada: la vorticidad potencial dada por la ecuación 1.3, donde Ω es la velocidad de rotación de la tierra, ω es la vorticidad relativa y g es la aceleración de la gravedad.

$$PV = -g(2\Omega \sin(\phi) + \omega) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (1.3)$$

En la atmósfera, de manera similar a θ , la vorticidad potencial es una cantidad conservada en primera aproximación. Entonces si una parcela de aire tiene un valor inicial de PV , mantendrá ese valor a lo largo de su trayectoria en una superficie adiabática. Lo interesante de la vorticidad potencial es que cuando presenta gradientes suficientemente fuertes, esta indica barreras potenciales al transporte entre las masas de aire con diferentes regímenes dinámicos a ambos lados del gradiente. Esto es particularmente importante en el estudio del vórtice polar, que está determinado por regiones de grandes gradientes de vorticidad potencial [4], de manera que las parcelas de aire fuera del vórtice, en principio, no pueden mezclarse con las parcelas que se encuentran dentro de él. Algo similar ocurre en la tropopausa, limitando el intercambio de gases entre la troposfera y la estratosfera fuera de los trópicos.

1.2.3. Trazadores

El transporte de trazadores es un importante problema en las Ciencias de la Atmósfera y consiste en estudiar el desplazamiento de distintos elementos como pueden ser los gases CFC (un conocido contaminante), el ozono, partículas finas denominadas aerosoles, etc. Los constituyentes se dividen en dos grupos por su naturaleza: dinámicos y químicos. Los primeros son aquellos cuyo tiempo de vida, antes de que una reacción fotoquímica los modifique, es mucho mayor al tiempo que les lleva recorrer una gran distancia, como puede ser, del Ecuador a los polos. Por oposición, los segundos son aquellos con un tiempo de vida corto en términos relativos. Ejemplos de los primeros pueden ser el metano y de los segundos el ozono [13].

Un problema de transporte de gran complejidad es el que se da a través de los llamados “filamentos”. Estos, son zonas delgadas de alta vorticidad potencial que atraviesan la tropopausa y sirven como vía para el intercambio entre la troposfera y la estratosfera.

1.3. Contaminación atmosférica por quema de biomasa

En esta sección hablaremos de la quema de biomasa y sus consecuencias sobre el clima, mientras que en la siguiente nos concentraremos en unos de sus productos: el monóxido de carbono.

1.3.1. Quema de biomasa

La quema de biomasa implica la quema de vegetación viva o muerta por medio de incendios, incluyendo pastizales, bosques y residuos agrícolas. El fenómeno de la quema de biomasa por incendios no está restringido a una región geográfica sino que se produce en todo el mundo. Particularmente en el período 2002-2004, se detectaron en los meses de agosto, septiembre y octubre más de 150.000 incendios de al menos $100m^2$ en Argentina, Bolivia, Brasil y Paraguay [21].

La quema de biomasa tiene una gran variedad de propósitos: la eliminación de bosques y pastizales para convertir la tierra a usos agrícola ganaderos; el control de pestes, insectos y malezas; la prevención de acumulación de malezas para preservar zonas de pasturas; movilización de nutrientes; producción de energía y transporte [7]. La quema de madera y residuos agrícolas son una fuente de energía para cocinar, calefacción doméstica y algunos usos industriales en países en desarrollo. Alrededor de la mitad de la población mundial obtiene la energía necesaria para la vida diaria a partir de la quema de biomasa [18]. Aunque parte de los incendios que producen quema de biomasa son de origen natural (debidos a rayos), la mayoría son el resultado de prácticas humanas deliberadas.

En las zonas tropicales se realizan dos tipos de agricultura. En la agricultura “rotativa”, luego del “rozado” o quema de biomasa, se utiliza la tierra durante 2-3 años, permitiendo luego que retorne la vegetación original durante 10-50 años. En este tipo de agricultura, el CO_2 emitido a la atmósfera es fijado nuevamente al crecer la vegetación. Debido al crecimiento de la población, en muchas regiones el tiempo de reposo de los suelos se ha acortado, disminuyendo la productividad de la tierra en usos posteriores, lo que ha llevado a la declinación de estas prácticas y la prevalencia del segundo modo: la conversión permanente de selvas a tierras para ganadería y cultivos [7].

En escala local y regional, la quema de biomasa produce contaminación, con impacto sobre los ecosistemas, la salud y seguridad de la población local. Sus efectos incluyen la reducción de la visibilidad, que puede conducir a accidentes viales, la irritación en ojos y piel y dificultades respiratorias producto de los gases y aerosoles producidos por el fuego [12], hasta daños en plantas, animales, propiedades y personas.

En escala regional y global, la quema de biomasa puede producir impactos significativos sobre la química atmosférica y el clima global, a través de efectos directos e indirectos, mediante el transporte de precursores químicos nocivos a grandes distancias de los focos de incendio.

La atmósfera se carga de óxidos de nitrógeno ($NO_x = NO + NO_2$), monóxido de carbono (CO), hollín y cenizas, compuestos orgánicos volátiles, gases de efecto invernadero como el óxido nitroso (N_2O), dióxido de carbono (CO_2) y metano (CH_4) [12]. Además se emiten distintos hidrocarburos y metil haluros [3], incluyendo el bromuro de metilo (CH_3Br) de fuerte impacto en la capa de ozono. La oxidación del CH_4 , el CO y otros hidrocarburos

en una atmósfera enriquecida con NO_x conduce a la producción de ozono (O_3) troposférico, modificando la reactividad de la atmósfera y perjudicando animales y plantas dado el carácter tóxico del O_3 en altas concentraciones cerca de la superficie. Los aerosoles liberados contienen elementos metálicos producidos por el calentamiento de los suelos y las plantas [24].

Los aerosoles producidos multiplican los núcleos de condensación de nubes disponibles, formando mayor cantidad de gotas más pequeñas. Las nubes resultan más brillantes y menos eficientes en la liberación de precipitación. Esto conduce a una reducción de la radiación solar que alcanza la superficie terrestre, un incremento correspondiente en el calentamiento solar de la atmósfera, cambios en la estructura de la temperatura atmosférica, supresión de las precipitaciones y menor eficiencia en la remoción de los contaminantes [26]. Cuando la convección se produce, las alturas son mayores que las normales, resultando tormentas más violentas. La liberación de calor por condensación y congelación a mayor altura puede modificar las ondas planetarias en niveles altos, afectando el clima global [1].

Aunque el aumento de aerosoles producido por la quema de biomasa tiene un efecto radiativo negativo, que puede contrarrestar el efecto invernadero del CO_2 , la liberación neta de CO_2 que se produce (el recrecimiento de la vegetación está retrasado, y en general no se vuelve a captar la cantidad de C liberada originalmente) y el cambio de albedo de las superficies, tiende a reforzar el calentamiento a largo plazo [14].

El vapor de agua en la estratosfera baja, que tiene un importante efecto invernadero, se ha duplicado en los últimos 50 años. Parte de este aumento se explica por el incremento de la concentración de CH_4 , que produce H_2O por oxidación. El resto podría deberse a una disminución en el diámetro de las partículas de hielo en el tope de los cumulonimbus, producida por la quema de biomasa [28].

1.3.2. Monóxido de carbono

El monóxido de carbono es un gas incoloro, inodoro, insípido y no irritante, pero es interesante desde varias perspectivas: es un indicador de la calidad del aire, es un sumidero de radicales libre hidroxilo (OH) y es un trazador atmosférico con una vida relativamente larga, que actúa como un indicador del transporte de contaminación a escala global [12]. Aunque en altas concentraciones (desde 100 ppm) afecta la vida humana [27], estas no se alcanzan en la atmósfera. En el hemisferio sur la quema de biomasa es la fuente más importante de CO . En Sudamérica, la quema de combustibles fósiles puede además llevar la concentración de CO a altos niveles en y alrededor de las ciudades más importantes. Otras fuentes como la oxidación de hidrocarburos biogénicos, la oxidación del metano y las emisiones oceánicas son de menor importancia y principalmente más difusas. El efecto invernadero que produce el CO por sí mismo es despreciable. Pero a través de sus relaciones químicas con el OH y el CH_4 , y debido a la producción de O_3 troposférico en presencia

de altas concentraciones de NO_x , puede ser un forzante importante del clima a largo plazo [8].

1.3.3. Relación del CO con el OH

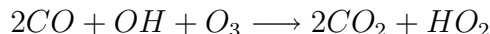
La química del CO en la atmósfera está fuertemente relacionada con la del OH y el CH_4 . La reacción del CO con el OH es el principal sumidero del CO mientras que la oxidación del CH_4 por el OH es una importante fuente de CO , siendo ambas reacciones el principal sumidero de OH . El radical libre hidroxilo (OH), se considera el agente limpiador de la atmósfera, porque es el iniciador de la mayoría de los procesos de oxidación. Aunque otros oxidantes puedan iniciar dichos procesos, el OH es la molécula dominante [17].

La producción primaria de OH es controlada por el O_3 , la radiación ultravioleta y el vapor de agua. La radiación UV depende a su vez del ángulo zenital solar y la columna de ozono. Por lo tanto, la mayor formación primaria de OH se produce en los trópicos, donde la radiación UV es mayor, la capa de O_3 estratosférico es menor y la humedad absoluta es más alta. Hay dos formas de reacción entre el CO y el OH [10], que finalizan con la regeneración del OH y la oxidación del CO a CO_2 . Estos ciclos se diferencian por la presencia de nitrógeno activo xNO_x ($NO_x = NO + NO_2$):

1. Si la concentración de NO_x es alta, debido a la quema de biomasa, rayos, emisión del suelo, contaminación industrial o automotor, se produce O_3 :



2. Mientras que en ambientes limpios, se destruye O_3 :



La regeneración del OH se produce a través del O_3 en el primer caso y por la reacción del HO_2 con O_3 en el segundo.

Los principales sumideros de OH son la reacción con metano (CH_4) para producir CO y la reacción con CO . Estas dos reacciones consumen la mayoría de los radicales OH de la troposfera. Por lo tanto, las concentraciones troposféricas de CO y CH_4 son importantes indicadores de la capacidad oxidante de la troposfera, representada más específicamente por las concentraciones de O_3 y de OH . Las variaciones de la capacidad oxidante de la atmósfera pueden traer importantes consecuencias, ya que su aumento es perjudicial para la biosfera mientras que su disminución retarda la eliminación de compuestos orgánicos en la atmósfera (hidrocarburos, CFC's, etc),

Capítulo 2

Modelos atmosféricos computacionales

2.1. Objetivos

Los objetivos de los modelos dinámicos computacionales para evaluar los procesos de transporte en la atmósfera son los siguientes:

- para una región de la atmósfera, poder determinar cuál fue el recorrido que tomaron durante un determinado lapso de tiempo **positivo** los constituyentes que allí se encuentran, es decir, a donde se dirigieron.
- para una región de la atmósfera, poder determinar cuál fue el recorrido que tomaron durante un determinado lapso de tiempo **negativo** los constituyentes que allí se encuentran, es decir de donde provienen.

En general, con pequeñas modificaciones un modelo que cumple con uno de los objetivos puede cumplir con ambos, sin embargo, la utilidad de ellos puede ser distinta. Un ejemplo para el primer caso puede ser el siguiente: se produjo un incendio en el Amazonas y se desea saber hacia dónde se dirigieron los contaminantes producidos. Saber de dónde provienen los CFC que se ubican cerca de la capa de ozono puede ser un ejemplo del segundo caso.

También cabe aclarar que en ocasiones no sólo interesa el destino u origen de los constituyentes, sino también los lugares que atravesaron en los instantes de tiempo intermedios.

2.2. Problemas a resolver

Los modelos computacionales deben enfrentar diversos inconvenientes que se suman a los de los modelos matemáticos en que se basan. A continuación enumeramos aquellos que consideramos más importantes.

- La información de las condiciones físicas no es exacta: los datos que se tienen de la atmósfera tienen un error de medición que, en algunos casos como el de la velocidad vertical de los vientos, puede ser muy grande en términos relativos. Esto se debe a que mientras que las componentes horizontales del vector viento tienen magnitudes en metros o decenas de metros por segundo, las de la componente vertical son del orden de centímetros por segundo, siendo más difícil de medirla con precisión en todo el rango de alturas necesario.
- La información de las condiciones físicas es incompleta. Por un lado, los datos que se tienen de la atmósfera son discretos, es decir, no la cubren su totalidad; sólo se tiene registro de determinados puntos distribuidos en alguna clase de malla si son provistos por observaciones satelitales, o una red irregular si provienen de estaciones meteorológicas. El último de los casos encuentra una solución parcial pero no ideal en el uso de los denominados productos de reanálisis, que utilizan las observaciones para acotar modelos computacionales, y que proveen una malla regular relativamente densa. La calidad del reanálisis dependerá por un lado de la calidad y densidad de datos disponibles y por otro la habilidad del programa para constreñir las salidas del modelo a las observaciones geofísicas. Por otro lado no siempre se dispone de todas las variables que uno elegiría en teoría para modelar. Por ejemplo, varios centros meteorológicos proveen información sobre la velocidad vertical de los vientos desde unos pocos años atrás [29]. Otro ejemplo de este último inconveniente es la dificultad para conseguir datos de la magnitud calor diabático que, como se verá más adelante, hubiesen sido de interés para nuestra investigación.
- La memoria necesaria para almacenar la información de estos modelos es muy alta: a pesar de lo recién mencionado y del avance en la capacidad de almacenamiento de las computadoras, el volumen de información atmosférica para ejecutar un modelo sigue siendo sumamente grande. Por otra parte, el almacenamiento de las regiones a analizar y su desplazamiento en el tiempo, también conlleva un volumen importante de memoria.
- El error en la estimación producida por el modelo deber ser lo más pequeño posible.
- El tiempo de cómputo debe ser bajo: habitualmente los modelos computacionales tienden a consumir grandes recursos de procesador y memoria que los vuelve lentos.

Finalmente, cabe destacar que en algunos casos se pueden sacrificar parcialmente unos objetivos por otros; por ejemplo, se puede optar por perder cierta precisión en el modelo en pos de obtener más velocidad de cómputo o viceversa.

2.3. Modelos conocidos

Sin intentar realizar una taxonomía de los modelos existentes, ni tampoco desarrollarlos, daremos un breve enfoque sobre estos.

Una primera clasificación que se puede realizar es la siguiente: modelos eulerianos vs. modelos lagrangianos [2]. Los primeros son descriptos por ecuaciones que predicen sobre ciertos puntos en la atmósfera, y a partir de allí determinan las concentraciones de los distintos constituyentes a estudiar presentes en dichos puntos. Los modelos lagrangianos –o de trayectorias– en cambio, describen los desplazamientos por acción del viento que realizan las parcelas conteniendo constituyentes a estudiar.

Los modelos eulerianos permiten estudiar los campos dinámicos y procesos de difusión, aunque en este último tema debe tenerse cierto cuidado por los problemas de difusión numérica en las mallas que se utilizan y que pueden afectar de manera sensible los resultados. Los modelos lagrangianos, al seguir parcelas o partículas “marcadas” de aire que se desplazan por la atmósfera, en base a indicadores como vorticidad potencial o contenido de marcadores químicos como el metano, permiten el estudio de procesos químicos a lo largo de la trayectoria y la evaluación de mecanismos de intercambio, por ejemplo entre el interior y el exterior del vórtice polar o entre la troposfera y la estratosfera.

Los modelos lagrangianos son más aptos para analizar los transportes en movimientos convectivos y situaciones adiabáticas y son mucho más precisos y rápidos de ejecutar.

Los modelos de trayectorias, sobre los cuales nos concentraremos de aquí en más, consideran a la atmósfera como un conjunto de partículas infinitesimales que se desplazan por acción de las distintas fuerzas físicas y que, por no tener masa, pueden superponerse y no colisionan. A éstas, las llamaremos *parcelas*, *celdas* o *partículas* indistintamente.

Esencialmente los modelos lagrangianos resuelven la siguiente ecuación diferencial, donde V es el vector velocidad y X el vector posición:

$$\frac{dX}{dt} = V(X(t), t) \quad (2.1)$$

Los modelos corren sobre un malla de datos meteorológicos que se encuentre delimitada por un par de latitudes, otro de longitudes, una presión mínima y máxima, y un par de instantes de tiempo. No todos estos 8 valores constituyen verdaderos límites: por ejemplo, si la malla esta depositada sobre todo el mundo (latitudes entre 90S y 90N y longitudes entre 0 y 360 grados) sólo el tiempo y la altura siguen conformando verdaderos límites.

Las condiciones de borde de la ecuación están dadas por los límites impuestos por dicha malla de datos meteorológicos. Cuando una celda alcanza el borde de la malla no se puede continuar advectándola.

Presentamos ahora, los modelos lagrangianos más comúnmente utilizados.

- El modelo tridimensional supone que las celdas de la atmósfera se desplazan por la acción de los vientos, que se expresan en tres campos: meridional, zonal y vertical.
- El modelo de superficies isentrópicas asume que todas las celdas conservan su temperatura potencial constante al moverse y por lo tanto se desplazan por la acción de los vientos en latitud y longitud, pero siempre manteniéndose en una misma superficie isentrópica. Esta es una aproximación particularmente utilizada en troposfera superior y estratosfera ya que la temperatura potencial suele ser conservada gracias a que, por lo general, los procesos que allí ocurren son adiabáticos.
- El modelo isobárico supone que las partículas se mantienen en superficies de una misma presión (isobaras). Este modelo si bien es eficiente de calcular, realiza una suposición demasiado fuerte y por lo tanto puede analizar pocas situaciones adecuadamente.
- El modelo iso-eta es similar al anterior solo que toma como coordenada vertical una función que pasa gradualmente de la altura determinada por la orografía a la altura dada por la presión atmosférica. Éste modelo puede ser útil para estudiar la circulación a poca altura; sin embargo, no era nuestro objetivo abordar este tipo de problemas.

Se han desarrollado diversas variantes al modelo isentrópico. Por ejemplo, en [9] se elaboró una que consiste en analizar el desplazamiento del contorno de una área a estudiar (utilizando para ello el modelo de superficies isentrópicas sobre celdas ubicadas en dicho contorno), y asumir que las celdas dentro de este área, se mueven de acuerdo al desplazamiento y cambio de forma que sigue tal contorno. Esta variante no puede ser usada para analizar el flujo en toda la esfera celeste y pierde precisión en tanto se usa para superficies de gran extensión.

2.4. Modelo propuesto

Si bien en teoría el modelo tridimensional es un modelo sencillo y que incluye pocos presupuestos, en la práctica sufre de una problema grave que es el alto error relativo de los vientos en su dirección vertical, es decir, el campo que define los movimientos convectivos dentro de este modelo.

Por otra parte, el modelo isentrópico asume un presupuesto que no es siempre válido, ni siquiera en la estratosfera: el del movimiento adiabático. De hecho, los filamentos explicados en la introducción teórica son un desvío del modelo presente en la estratosfera y de gran importancia para las Ciencias de la Atmósfera. En términos prácticos, sin embargo, tiene la virtud de no utilizar el campo de vientos verticales, con lo cual no introduce esta importante fuente de error.

Como resultado de analizar los hechos precedentes, surge la idea de crear un modelo mixto que permita aprovechar las virtudes de cada uno de estos modelos.

Se propone un modelo de trayectorias que considera que cada celda de la atmósfera es infinitesimal y, por lo tanto, no tiene masa ni coliciona con otras celdas. El desplazamiento en la atmósfera se produce por acción de los vientos meridionales y zonales, y en la misma velocidad y dirección de estos. Las celdas se trasladan sobre superficies isentrópicas, excepto, en el caso de presencia de calor diabático. En este caso las celdas se trasladan entre superficies isentrópicas por medio de la acción de los vientos verticales y en la misma velocidad y de dirección de estos.

La intención de esta nueva formulación es:

- minimizar el uso del campo de vientos verticales y
- poder representar los desplazamientos diabáticos, en particular, las estructuras de filamentos.

Capítulo 3

Diseño del sistema

3.1. Objetivos

En virtud del análisis anterior decidimos realizar un programa que permitiera implementar tres modelos de trayectorias: el bidimensional, el tridimensional y el mixto. Los objetivos eran tanto poder compararlos como brindar tres herramientas para ser utilizadas por un grupo de cambio climático del Conicet dirigido por el Dr. Pablo O. Canziani.

Este programa debía recibir como datos de entrada distintos campos atmosféricos y posiciones iniciales para diversas celdas y retornar las trayectorias seguidas por ellas durante un lapso de tiempo, hacia el futuro o el pasado. Los problemas que debía resolver la implementación de nuestro modelo eran los siguientes

- Dada una malla discreta con datos sobre campos atmosféricos, obtener una buena aproximación de los mismos para las coordenadas intermedias a los puntos de la malla provista. A este problema, lo llamaremos el de “interpolación de datos”.
- Dados los campos atmosféricos, para un determinado período de tiempo, poder predecir el movimiento de una celda en un intervalo de tiempo incluido en dicho período. A este problema lo llamaremos en adelante, “advección de las celdas”. Esencialmente la solución a este problema consistirá en la resolución de una ecuación diferencial, ya que tenemos la derivada del movimiento (representada por los campos de vientos) y lo que buscamos es obtener las posiciones por las que paso una celdas a raíz de dicho movimiento. En este caso la condición inicial estará dada por la posición original de la celda en el período a evaluar. Notar que dependiendo del modelo, este desplazamiento puede ser en dos o tres dimensiones.
- Desarrollar métodos automáticos de estimación del error brindado por la salida del programa. A este problema lo llamaremos el de “autoestimación del error”.

- Realizar una implementación paralela eficiente tanto en términos de precisión de la salida otorgada por el programa, como de tiempo y espacio necesarios para ejecutar el mismo. A este problema lo llamaremos, justamente, “implementación paralela”.

Finalmente, decidimos que el programa nos brinde cierta información que sería muy útil para analizar su eficiencia.

- El error máximo, mínimo y promedio y su desvío estándar, para cada celda en todo momento de la advección, para poder evaluar la evolución de la incerteza.
- El error máximo, mínimo, promedio y su desvío para el conjunto de celdas en todo momento.

Por otra parte decidimos realizar una implementación que tendiera a los siguientes objetivos como se verá en el resto del capítulo.

- Minimizar el error.
- Minimizar el tiempo de ejecución.
- Minimizar el espacio requerido por el algoritmo.
- Calcular o estimar el rendimiento de nuestro algoritmo en los items anteriores.

El lenguaje de programación elegido fue el C++ por la eficiencia en la ejecución de su código y por respetar a grandes rasgos el paradigma de programación orientada a objetos, con las ventajas que esto provee. Para realizar la implementación en paralelo se utilizó el método MPI (*Message Passing Interface*) por ser un estándar.

3.2. Interpolación de los datos

Para enfrentar este problema, implementamos cinco tipos de interpolación que pueden ser aplicados en cada una de las cuatro posibles coordenadas en que se disponen los datos (latitud, longitud, presión y tiempo):

- interpolación lineal
- interpolación por trazadores cúbicos (splines) de 4 puntos
- interpolación por Fourier con 4 puntos
- interpolación por trazadores cúbicos (splines) de 8 puntos
- interpolación por Fourier con 8 puntos

Estos métodos fueron evaluados en términos de precisión y velocidad como se explicará en el capítulo 4.

3.3. Advección de las celdas

Se corresponde esencialmente con la resolución de la ecuación 2.1. El usuario de nuestro programa puede usar alguno de los siguientes métodos para resolverla.

- Método de Runge-Kutta de cuarto orden.
- Método de Petterssen fijo.
- Método de Petterssen variable.

El primero de estos es un método muy conocido, mientras que los otros dos son variantes del método iterativo presentado en [25]. Éste, consiste en resolver la ecuación diferencial para el instante t_1 , dado que se conocen la posición en el instante t_0 y las velocidades en todas las posiciones e instantes en el intervalo $[t_0, t_1]$. Para ello se itera de la siguiente forma, notando las posiciones en la iteración i como X^i .

$$\begin{aligned}
 X^1(t_1) &\leftarrow X^0(t_0) + (\Delta t)V(t_0, X^0(t_0)) \\
 X^2(t_1) &\leftarrow X^0(t_0) + \Delta t \frac{V(t_0, X^0(t_0)) + V(t_1, X^1(t_1))}{2} \\
 &\vdots \\
 X^i(t_1) &\leftarrow X^0(t_0) + \Delta t \frac{(V(t_0, X^0(t_0)) + V(t_1, X^{i-1}(t_1)))}{2}
 \end{aligned}$$

El Δt se puede fijar (Petterssen fijo) o puede variar de acuerdo a la velocidad del viento (Petterssen variable). La idea de este último enfoque es tomar intervalos más cortos donde el error puede ser mayor y más largos en otros casos a fin de reducir la cantidad de iteraciones empleadas. Concretamente el método es conocido como Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) y consiste en tomar un Δt que cumpla $\Delta t < \frac{\Delta x_i}{CFL|v_i|}$ para cada i correspondiente a una dimensión del modelos. Aquí Δx_i expresa las distancias en la grilla para cada dimensión, Δv_i las componentes del viento y CFL es una constante. Análogamente, se pide $\Delta t < \frac{\Delta T}{CFLT}$, donde ΔT es la separación temporal de la grilla y CFLT es otra constante.

El criterio de parada se constituye por un límite en la cantidad de iteraciones y por cercanía absoluta entre X^i y X^{i-1} . No se utilizó la distancia relativa ya que, de haberlo hecho, se hubiese intentado reducir el error cerca del origen de coordenadas. En cambio, se utilizó la distancia absoluta para acotar el error a un cubo cerca de la solución. Notar que como una de las coordenadas es la longitud (i.e el meridiano por el cual pasa la partícula) el error permitido en metros será mayor al acercarse a los polos. Sin embargo, al usar proyecciones estereográficas cerca de los 90 grados de latitud (ver 3.6) y una cota máxima distinta para la distancia máxima permitida el trabajar con

esta proyección, resulta poco relevante esta variación en el error permitido para el caso de coordenadas latitud-longitud.

Por otra parte, para el modelo de superficies isentrópicas, tuvimos que tener en cuenta el modelado computacional de cada superficie, de forma que las celdas permanecieran en su superficie al ser advectadas.

3.3.1. Modelado de los desplazamientos sobre superficie isentrópica

Resolver la ecuación diferencial 2.1, es suficiente para atacar el problema de advección para el modelo tridimensional. Sin embargo, en el modelo de superficies isentrópicas, la advección de las celdas sólo se produce en las direcciones zonal y meridional, pero en cada instante de tiempo se debe mantener la superficie isentrópica de la celda. Por otra parte los datos atmosféricos son publicados por los centros meteorológicos sobre mallas donde la coordenada vertical está expresada en unidades de presión. De este modo, la altura de las celdas estaría dada en temperatura potencial, mientras que los datos necesarios para advectarla, en unidades de presión. Para enfrentar este problema consideramos dos opciones.

- “Traducir” la malla de datos a una que se exprese en superficies isentrópicas. Para esto hubiese sido necesario, primero, determinar la separación deseada entre estratos en la coordenada vertical. Recordemos que la temperatura potencial es una función con respecto a la altura crece lentamente en la troposfera, rápidamente en la estratosfera, y lentamente por encima de esta; de modo que la separación entre dichos estratos debería ser tal que en los momentos de menor crecimiento de la temperatura potencial no queden dos niveles demasiado separados en kilómetros y, por otra parte, que por evitar este problema no se deban almacenar demasiados niveles. En segundo lugar, para cada punto que deba existir en esta nueva malla de datos, se lo debe ubicar en aquella provista por un centro meteorológico (como veremos en la sección 3.3.2, no es trivial) e interpolar utilizando los valores cercanos.
- Dentro de los pequeños intervalos de tiempo para los cuales se resuelve la ecuación, advectar la celda obteniendo los datos de los campos utilizando como referencia la presión con la cual ingresó al intervalo. Luego, al finalizar dicho período, verificar si es necesario desplazar la celda verticalmente para conservar su temperatura potencial. Dado que los intervalos de tiempo son muy cortos, el error introducido por no utilizar las presiones intermedias entre los dos niveles de temperatura potencial, es mínimo.

La primera opción implica el cálculo de todos los puntos de la malla sin importar que se usen o no, además de un importante error introducido

como producto de la interpolación de los datos para obtener dichos puntos que no se corresponden en coordenadas con aquellos de la malla de entrada. Como beneficio podría mencionarse que se evita la traducción permanente a temperatura potencial que ocurre con la segunda solución.

Si bien no se realizaron pruebas para ambos métodos, puede deducirse que el primer método será más efectivo en situaciones con muchas celdas distribuidas a lo largo de todo la malla de datos y advectadas durante un lapso de tiempo largo con intervalos muy cortos, que en situaciones de pocas celdas concentradas y durante poco tiempo separado por intervalos largos. También es importante notar que la primera estrategia tendría inconvenientes de aplicación en el modelo mixto, fundamentalmente al momento de tener que considerarlo como tridimensional ya que la velocidad vertical se expresa en hPa/s .

Implementamos la segunda opción y las pruebas realizadas mostraron que los tiempos comparados con los del modelo tridimensional eran más cortos, de modo que preferimos no desarrollar código para evaluar la conveniencia de utilizar la primer estrategia y lo dejamos como trabajo pendiente.

3.3.2. Ubicación de celdas en un superficie isentrópica

Dada una celda, que parte de una posición (λ_0, ϕ_0, p_0) con temperatura potencial θ_0 , y que cuando termina su desplazamiento se ubica en una posición (λ_1, ϕ_1, p_0) , queremos obtener p_1 tal que la temperatura potencial en (λ_1, ϕ_1, p_1) sea igual a θ_0 . Partiendo de la ecuación 1.2 sabemos que

$$p = p_s(T(\lambda, \phi, p)/\theta)^{(1/\kappa)} \quad (3.1)$$

y entonces debíamos resolver dicha ecuación. Para ello, utilizamos un algoritmo basado en el conocido de la secante para búsqueda de raíces de una ecuación. Como posibles funciones evaluamos:

$$f(p) = p_s(T(\lambda, \phi, p)/\theta)^{(1/\kappa)} - p$$

$$f(p) = T(\lambda, \phi, p)\left(\frac{p_s}{p}\right)^\kappa - \theta$$

La aplicación directa de dicho método sobre la primera función da por resultado la siguiente iteración:

$$P_{n+2} = P_{n+1} - \frac{(p_s(T(\lambda, \phi, P_{n+1})/\theta)^{(1/\kappa)} - p_{n+1})(P_{n+1} - P_n)}{\frac{p_s}{\theta^{1/\kappa}}(T(\lambda, \phi, P_{n+1})^{(1/\kappa)} - T(\lambda, \phi, P_n)^{(1/\kappa)}) - (P_{n+1} - P_n)}$$

Simplificando esta fórmula obtenemos,

$$P_{n+2} = P_{n+1} - \frac{P_{n+1} - Z_{n+1}}{1 - \frac{(Z_{n+1} - Z_n)}{(P_{n+1} - P_n)}} \quad (3.2)$$

donde definimos la constante $c = \frac{p_s}{\theta^{1/\kappa}}$ y la sucesión $Z_n = cT(\lambda, \phi, p_n)^{1/\kappa}$

Esto implica que se ejecutan en cada iteración cinco restas, tres multiplicaciones, una potenciación y una interpolación para obtener la temperatura. Como dicha interpolación se realiza casi con seguridad en el “mismo área” de la iteración anterior, no es necesario calcular nuevamente los polinomios interpolantes y por lo tanto no es una operación costosa.

Por otra parte, la aplicación directa del método de la secante sobre la segunda función da por resultado la siguiente iteración:

$$P_{n+2} = P_{n+1} - (T(\lambda, \phi, P_{n+1})\left(\frac{P_s}{P_{n+1}}\right)^K - \theta) * \frac{P_{n+1} - P_n}{T(\lambda, \phi, P_{n+1})\left(\frac{P_s}{P_{n+1}}\right)^K - T(\lambda, \phi, P_n)\left(\frac{P_s}{P_n}\right)^K}$$

Simplificando esta fórmula obtenemos,

$$P_{n+2} = P_{n+1} - (Z_{n+1} - \theta) \frac{(P_{n+1} - P_n)}{(Z_{n+1} - Z_n)} \quad (3.3)$$

donde Z_n es la temperatura potencial correspondiente a P_n , es decir, $T(\lambda, \phi, P_n)\left(\frac{P_s}{P_n}\right)^K$.

Esto implica que se ejecutan en cada iteración cuatro restas, cuatro multiplicaciones, una potenciación y una interpolación para obtener la temperatura. Pero si al cargar la temperatura en memoria cargamos la temperatura potencial en los mismos puntos de la grilla, al interpolar tendremos directamente θ , y por lo tanto el costo será de dos multiplicaciones menos, es decir, ligeramente menor que el anterior. Es por ello que optamos por esta formulación del método.

El criterio de parada del algoritmo utilizado fue la distancia relativa entre P_{n+2} y P_{n+1} y un número máximo de iteraciones. Otra virtud que tiene la última formulación es que podríamos incluir como criterio de parada la distancia relativa de Z_{n+1} a θ sin necesidad de mayores cálculos. Notar que en ambos métodos el error está acotado por la distancia máxima permitida entre P_{n+2} y P_{n+1} .

Como se verá en la sección de resultados, este método no solo realiza iteraciones más eficientes, sino que en pruebas realizadas terminó en menos cantidad de iteraciones.

3.4. Autoestimación del error

Se implementaron dos métodos de autoestimación del error: *partículas satélite* e *información aleatoria*.

3.4.1. Partículas satélite

El objetivo de este método es evaluar la propagación de incertezas ante pequeños errores producidos en la posición de una celda, originados a su vez

por cálculos previos imprecisos. Para ello, cerca de cada celda a evaluar colocamos una partícula a una pequeña distancia de la celda a evaluar. La idea es suponer que este “satélite” es en realidad la partícula principal, sólo que ubicada en forma inexacta debido a errores previos de cálculo. La estabilidad del sistema estará dada por el crecimiento de la distancia entre la celda y su satélite a lo largo del tiempo de advección: a mayor distancia, mayor error.

Para un análisis más completo el programa permite, no solo colocar una partícula satélite, sino todas las deseadas, equidistantes entre sí y sobre una esfera de determinado radio de distancia y centro en la partícula original. Para realizar la evaluación del error tomamos el promedio de las distancias en norma de los satélites a la celda original.

3.4.2. Información aleatoria

Una fuente de error importante para nuestro problema son las incertezas en las mediciones de los campos atmosféricos. Para medir el impacto de este error, desarrollamos el siguiente método: tener una partícula melliza a aquella que deseamos adveectar, introducir una perturbación pseudoaleatoria sobre los datos originales (con la misma distribución del error que tienen al ser tomados) y usarlos para adveectarla (según el centro meteorológico que los provee). Nos encontramos con algunos inconvenientes a la hora de implementar este método que detallaremos más adelante.

3.5. Implementación paralela

Para reducir el tiempo de ejecución del modelo realizamos una implementación paralela que precisaba distribuir: los datos a procesar, las posiciones de las partículas a lo largo del tiempo y su temperatura potencial (incluyendo aquellas destinadas a medir el error), y además, el cómputo entre todos los procesadores para resolver los problemas comentados en este capítulo.

Consideramos entonces distintas formas de distribuir los datos y la carga de procesamiento con el objetivo de maximizar el tiempo de cómputo y minimizar los mensajes entre los procesadores sin agotar la memoria requerida por los mismos. Las opciones consideradas fueron las siguientes.

1. Separación temporal de datos.

En este esquema, se divide el tiempo de advección en períodos de igual longitud entre los procesadores y, por consiguiente, los datos atmosféricos correspondientes a dichos intervalos. El procesador “encargado” del primer período de tiempo comienza tomando una celda y la adveecta hasta el momento en que finaliza su intervalo asignado, la envía al siguiente procesador y toma otra celda. El siguiente procesador toma la partícula y la adveecta hasta el momento en que finaliza su intervalo

asignado, se la pasa al siguiente procesador y recibe la segunda celda procesada por el primero. De esta forma, se forma una tubería entre los procesadores trabajando en forma similar a la producción en serie.

Es importante notar que en la memoria de cada PC debe existir cierta redundancia en los datos atmosféricos, de modo que para aquellos momentos cercanos a los extremos del intervalo que administra dicho procesador, éste tenga suficientes puntos en su malla que le permitan realizar dicha interpolación.

El desperdicio de tiempo de procesador en esta opción es muy bajo si se advectan muchas celdas en relación con la cantidad de procesadores. Está acotado, en el primer paso de la tubería, a $(p-1)*t$ donde p es la cantidad de procesadores y t el tiempo que le demora la advección de un celda, ya que solo se usa un procesador. Generalizando y tomando en cuenta que sobre el final de la ejecución del programa no quedan celdas por procesar para los primeros procesadores y la tubería se vacía paulatinamente en forma inversa a como fue llenada, tenemos que el costo esta acotado por:

$$\sum_{i=1}^p (p-i)t + \sum_{i=p}^1 (p-i)t = tp(p-1)$$

Si, como es de esperar, p es mucho menor a la cantidad de partículas, este costo es despreciable.

Por otra parte la cantidad de mensajes necesaria para enviar los datos de las celdas es $(p-1)c$ donde c es el espacio ocupado por todas las partículas; y para la transmisión de las partículas distribuidas a un mismo procesador para realizar las estadísticas, $p-1$ mensajes de longitud $\frac{c}{p}$. En total, $(p-1)c\frac{(p+1)}{p}$

2. Separación espacial por altura de los datos.

Aquí la idea es distribuir el espacio (separando por altura) en forma equitativa entre los distintos procesadores. Luego cada partícula comenzará a ser advectada, de acuerdo a su altura inicial, por el procesador que contiene los respectivos datos atmosféricos.

En caso de no haber muchos movimientos convectivos, esta estrategia debería generar relativamente pocos mensajes ya que sólo unas pocas partículas pasarían de una zona de altura a otra. En caso contrario se estaría produciendo un gran número de mensajes. La cantidad mínima de mensajes está dada por la transmisión de las partículas distribuidas a un mismo procesador para realizar las estadísticas, es decir, $p-1$ mensajes de longitud $\frac{c}{p}$.

También en este caso es necesaria cierta redundancia en los datos, primero para poder interpolar como en el caso del tiempo; pero además

para poder tener un cierto resguardo(o *buffer*), que le permita a una partícula oscilando en la frontera entre los espacios administrados por dos procesadores, no estar viajando permanentemente entre las dos máquinas. De esta forma, no solo se solaparían los datos atmosféricos de dos procesadores(como en el caso del tiempo), sino también los espacios donde estos advectan partículas.

El desperdicio de tiempo de cómputo depende de cuán distribuidas estén las celdas en la altura del espacio de datos atmosféricos, y tanto al comienzo como durante todo el tiempo de advección. Notar que esto puede originar un importante desperdicio de cómputo ya que, aún sabiendo a priori en que espacio se desplazarán las partículas, estas pueden concentrarse y/o dispersarse durante el tiempo de advección sobrecargando algunos procesadores y dejando tiempo latente en otros.

3. Separación espacial por latitud y/o longitud.

Este caso es similar al anterior pero se depende aún más de la estabilidad de las partículas en sus posiciones de latitud(suele suceder) y longitud(difícilmente ocurre).

4. Distribución de las celdas.

En este caso duplicamos los datos atmosféricos en todos los procesadores, distribuimos las partículas equitativamente entre todos ellos y las advectamos por separado para finalmente reunir las en un mismo procesador con el objetivo de realizar las estadísticas correspondientes al conjunto de celdas. Por lo tanto, la cantidad de mensajes es igual a $p - 1$ mensajes de longitud $\frac{c}{p}$ (notar que se trata de la cota mínima para el segundo caso).

Ya que en este caso todos los procesadores advectan la misma cantidad de partículas(salvo redondeo) y durante el mismo tiempo, no debería haber prácticamente desperdicio de tiempo de cómputo.

La memoria necesaria para almacenar 10 días de datos atmosféricos(no se suelen hacer ejecuciones por más de ese tiempo ya que se pierde demasiada precisión) es de aproximadamente 890 MB y por lo tanto cabe en una memoria de 1 GB, suficiente para las computadoras con que se contó para realizar las ejecuciones. Este cálculo se apoya en las siguientes consideraciones:

- cada dato se almacena como un punto flotante de simple precisión(*float* de C++), es decir ocupa 4 bytes
- los campos atmosféricos necesarios para ejecutar el modelo son la temperatura, el calor diabático y los vientos meridionales, zonales y verticales

- los datos para cada campo se distribuyen en una malla con puntos separados en un grado de latitud y uno de longitud, dando 65160 puntos por nivel de presión en todo el globo
- los niveles de presión disponibles son 18
- las muestras de datos se toman cada 6 horas

Dado que contamos con procesadores de 2 GB, se satisfacen los requerimientos de memoria.

Podemos suponer además que, aunque aumente el volumen de datos atmosféricos, el programa seguirá siendo útil ya que se espera que aumente con aún mayor velocidad la capacidad de almacenamiento. Como ejemplo de esto, digamos que hace 15 años una malla estándar para 10 días ocupaba aproximadamente 20 MB, es decir que la disponibilidad de datos creció 45 veces aproximadamente. Por otra parte, la capacidad de almacenamiento según la ley de Moore aplicada a la memoria, se duplica cada dos años de modo que crece más de 128 veces en 15 años. A menos que el crecimiento de la densidad de las mallas de datos siga una función superexponencial o que la ley de Moore no se cumple de aquí en más, los recursos de memoria deberían ser suficientes para contener los campos atmosféricos en el futuro.

Optamos por esta última opción ya que prácticamente no desperdicia tiempo de ejecución, realiza pocos mensajes y no agota los recursos de memoria.

3.6. Otros problemas de implementación considerados

1. Recalcaremos ahora una serie de optimizaciones realizadas.

- Para cada interpolación a realizar se debe calcular el polinomio interpolante y luego evaluarlo en las coordenadas correspondientes. Como habitualmente se deben obtener sucesivamente valores de distintas magnitudes y en posiciones cercanas en la atmósfera, se realiza una importante optimización almacenando dicho polinomio y reutilizándolo en caso de que sea el mismo. En particular, esto ocurrirá cuando se desee interpolar sucesivamente para cualquier par de coordenadas que se encuentren entre los mismos valores de latitud, longitud, presión y tiempo dentro de la grilla de entrada.
- Como se mencionó en la sección 3.3.2, al leer los datos de temperatura, procesamos cada punto de la grilla siguiendo la ecuación 1.2 para obtener la temperatura potencial. De esta forma, el campo que interpolamos es el de temperatura potencial.

2. También consideramos en nuestra implementación el problema de la advección cerca de los polos. Para altas latitudes, la representación por (latitud,longitud) es muy inexacta debido a que la distancia entre todo par de longitudes es muy pequeña y el concepto de movimiento hacia el Este que denota la velocidad zonal, se vuelve impreciso. La solución más comúnmente utilizada para afrontar este problema –y la usada por nosotros– es trabajar con una proyección estereográfica del globo sobre un plano tangente al polo correspondiente. Notar que para realizar esto, no sólo las partículas deben poder expresar su posición en este nuevo tipo de coordenadas, sino que se debe traducir la velocidad del viento, habitualmente expresada en *lat/s* o *long/s*, a *m/s*.
3. Con el fin de optimizar el uso de recursos en cada corrida del programa, el usuario del mismo puede optar por obtener o no los siguientes datos:
 - las posiciones de las celdas en instantes de tiempo intermedios,
 - el error general,
 - el error por celdas,
 - en los dos últimos casos, los errores en instantes de tiempo intermedios.

En el apéndice A se encuentra un diagrama UML documentando el diseño del programa.

Capítulo 4

Experimentos

Se realizaron dos conjuntos de experimentos con sendos objetivos.

- El primero fue comparar, en cuanto a precisión y tiempo de ejecución, los distintos métodos de interpolación, los de resolución de la ecuación diferencial y los diferentes modelos (cuando fuera posible).
- El segundo fue evaluar las dos funciones propuestas para obtener, a partir del método de la secante, el nivel de presión en que se encuentra una determinada temperatura potencial para ciertas coordenadas de latitud y longitud (véase sección 3.3.2).

4.1. Comparación de métodos y modelos

4.1.1. Objetivos

El objetivo de este conjunto de experimentos fue evaluar para distintas secciones de la atmósfera, los métodos de interpolación y de resolución de la ecuación diferencial, así como los modelos cuando ello fuera posible. Se estudió el funcionamiento del programa para latitudes subtropicales, medias y polares; y para cada una de ellas se realizaron evaluaciones en estratosfera, tropopausa y troposfera. Como consecuencia de esto quedaron nueve zonas definidas.

Dentro de cada una de las zonas mencionadas se prepararon pruebas para los métodos de interpolación lineal, cúbico de 4 puntos y Fourier de 4 puntos (en cada dimensión) y para los distintos métodos de resolución de la ecuación diferencial. Cabe aclarar que no se usaron los métodos de 8 puntos ya que demoraban mucho tiempo para cada prueba, aunque es algo interesante de estudiar como trabajo a futuro.

Para el método de Petterssen fijo se utilizó como $\Delta t = 1seg$ y la máxima cantidad de iteraciones permitidas fue 5.

Para clarificar daremos dos ejemplos de casos de prueba preparados. Uno consiste en realizar interpolación lineal en las cuatro posibles dimensiones y

resolución de la ecuación diferencial por el método de Runge-Kutta. Otro ejemplo realiza interpolación cúbica en el tiempo y lineal en las otras dimensiones utilizando también Runge-Kutta.

Finalmente, en la estratosfera se utilizaron los modelos bidimensional y tridimensional, mientras que en las zonas correspondientes a troposfera y tropopausa, sólo se utilizó el tridimensional ya que no se cumplen las condiciones necesarias para usar el modelo bidimensional. En todos los casos especificados, el programa simuló advección de parcelas hacia adelante por el lapso de 10 días.

Dado que ejecutar todas las pruebas mencionadas demandaba demasiado tiempo debido a que eran 432 y cada una ejecutaba por muchas horas, redujimos el conjunto de pruebas con la siguientes ideas. Primero realizamos unas pruebas que ahora explicaremos para determinar que método de resolución de la ecuación diferencial proveía soluciones mas precisas y en menor tiempo. Luego, para cada zona y modelo atmosférico, se utilizó el mismo método de interpolación en todas las coordenadas.

Las primeras pruebas realizadas consistieron en usar el método de interpolación cúbica en latitudes medias y dentro de la tropopausa para cada método de resolución de la ecuación diferencial a fin de encontrar cuál se comportaba mejor en cada caso.

Esto redujo el conjunto de pruebas a 39 casos, que era aún muy grande pero factible para los tiempos que disponíamos.

4.1.2. Recursos utilizados

Para realizar esta prueba se utilizaron, como datos atmosféricos, productos del reanálisis del ECMWF llamado ERA-40 para los días 20 al 29 de Septiembre de 1999. Las variables utilizadas fueron los datos de temperatura y los campos de viento en sus tres coordenadas. La resolución de los mismos fue de $2,5^\circ$ de separación en latitud y longitud, 6 horas entre muestras y los siguientes niveles de presión expresados en hPa: 1, 2, 3, 5, 7, 10, 20, 30, 50, 70, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 775, 850, 925, 1000.

En todos los casos se advectaron 72 parcelas distribuidas en dos niveles de presión y una área de 10° latitud por 10° de longitud. Para cada caso se utilizaron 2 partículas satélite ubicada a 200m de la original a fin de estimar la estabilidad del modelo.

Para ejecutar las pruebas se utilizó el *cluster* de computadoras *Hope* del Instituto de Astronomía y Física del Espacio (IAFE) de la FCEN-UBA. Se utilizaron 10 procesadores del mismo, todos AMD Opteron(tm) Processor 244 con 1,79 Ghz de velocidad de procesador y 3,5 GB de memoria RAM.

La implementación en paralelo fue realizada con la biblioteca MPICH 1.2.7 que sigue los estándares MPI de pasaje de datos. El compilador utilizado fue el *g++ 3.2.3*.

4.1.3. Resultados

En la siguiente figura vemos que el error promedio de las partículas fue bajo tras 10 días de simulación con el modelo tridimensional para una caso en latitudes medias de la estratosfera. También puede verse que el error es muy parejo independientemente del tipo de interpolación utilizado y esto se repitió en todas las zonas estudiadas, aunque variando la supremacía de un método de interpolación sobre otros.

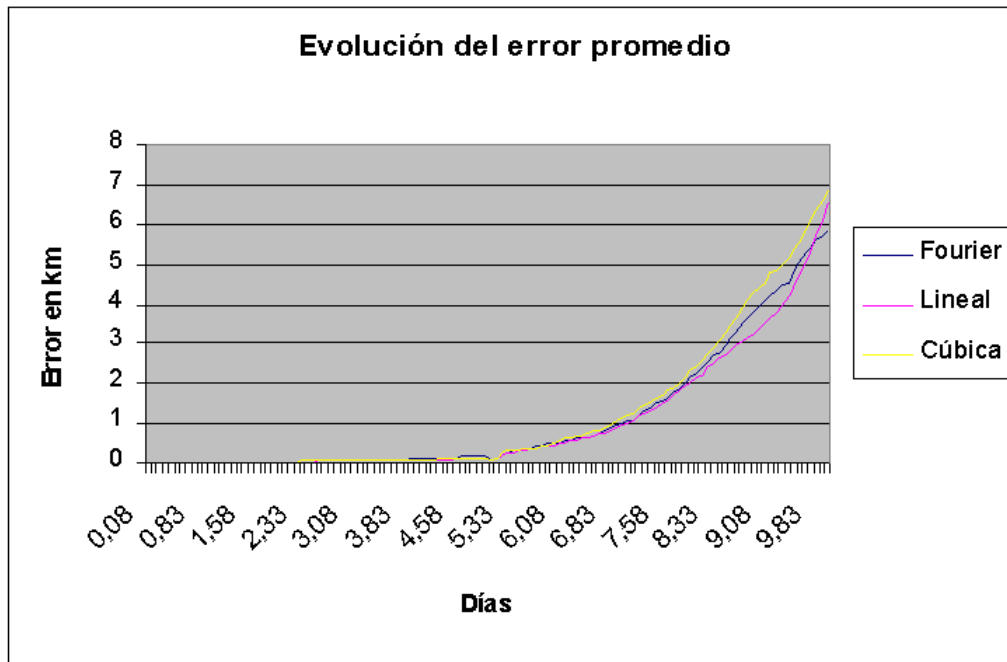


Figura 4.1: Error en latitudes medias de la estratosfera

Estos resultados llamaron nuestra atención por dos razones. Primero porque el error promedio es relativamente bajo para 10 días de simulación y, por otra parte, si bien este error tiene una tasa de crecimiento cada vez mayor a lo largo del tiempo de simulación, en ningún momento parece “dispararse”. Nosotros esperábamos que ocurriera esto ya que los primeros pequeños errores en el cálculo de la trayectoria conllevan errores mayores a futuro debido al uso de datos atmosféricos correspondientes a posiciones de las partículas distintas a las reales, y esto se propaga y potencia a lo largo de la simulación.

En segundo lugar nos preguntamos si esto sería así para todas las partículas o sólo en el promedio. Entonces decidimos observar el comportamiento de las parcelas con mayor error. En el siguiente gráfico tenemos los datos para la misma área. Notar que se toma el mayor error de alguna partícula en cada instante de tiempo y no el error en todo momento de la parcela que al finalizar la simulación presentó máxima incerteza.

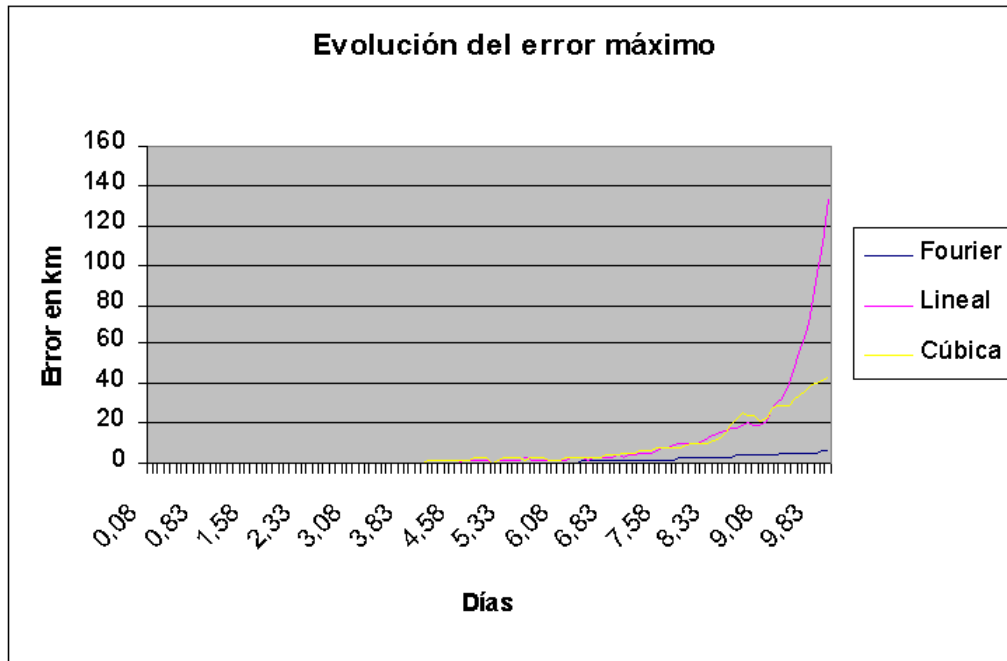


Figura 4.2: Error en latitudes medias de la estratosfera

Como puede verse, hay parcelas que pierden su rumbo en algún momento posterior a la semana de ejecución, y presentan partículas satélite que se desplazan a grandes distancias de la celda origen. También puede observarse que el método de interpolación lineal, como se podría suponer a priori, es el menos estable y con mayor tendencia a producir este problema ya que usa menos información y por lo tanto sería más inexacto. Sin embargo, observando la siguiente figura vemos que en otras situaciones, en particular en la tropopausa, se producen gráficos que contradicen nuestra intuición.

No pudimos realizar las pruebas necesarias para comprender este fenómeno, pero consideramos dos hipótesis. La primera consiste en que ante situaciones de mucha variabilidad en los cuatro puntos que se utilizan para interpolar por Fourier o cúbicamente, utilizar unos pocos puntos más que en el caso lineal sólo contribuye a crear funciones con derivadas más marcadas (que no necesariamente representan la realidad) y por lo tanto con mayor error. De confirmarse esta hipótesis, una interesante optimización al programa consistiría en que éste analice localmente situaciones de este tipo en pos de utilizar una función lineal.

La segunda hipótesis plantea que dado que las trayectorias no son exactamente iguales, alguna –aleatoriamente– pasa por una zona más turbulenta y entonces se produce una mayor separación entre una partícula y sus satélites. Esta hipótesis plantearía problemas estructurales al problema y no a la in-

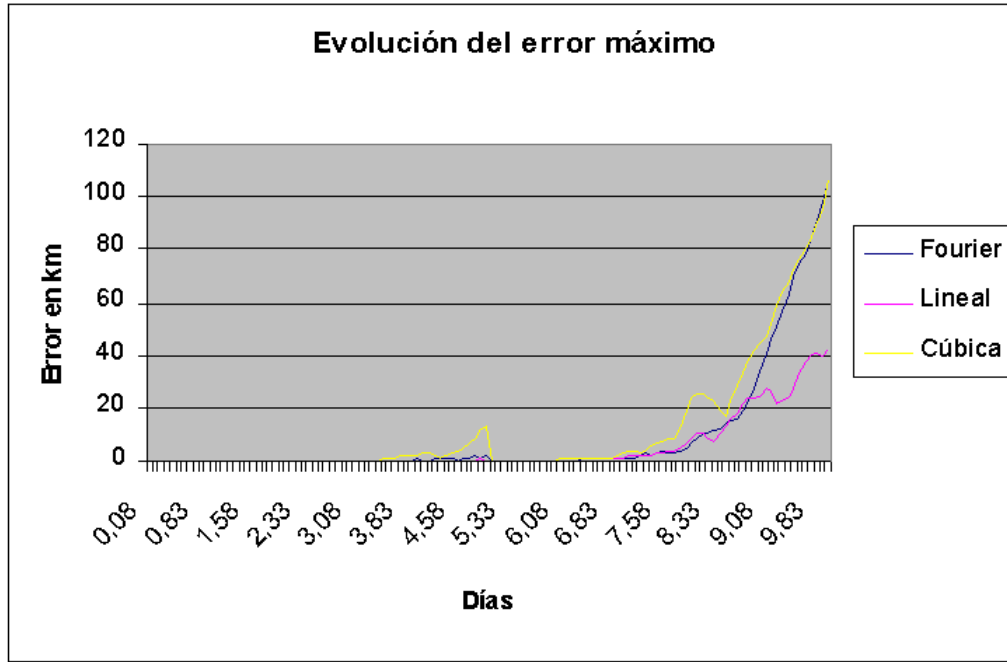


Figura 4.3: Error en latitudes medias de la estratosfera

terpolación de sus datos.

Por otra parte, realizamos mediciones de tiempos como la graficada en la figura 4.4 y siempre observamos que el modelo bidimensional mostraba correr más rápidamente y el lineal se perfiló como el método interpolación más eficiente seguido por el cúbico.

Notar que la diferencia entre ambos modelos sólo puede producirse por la diferencia entre resolver la ecuación diferencial en sentido vertical y encontrar el nivel de temperatura potencial correspondiente a la partícula luego de advectarla. Como veremos a continuación esto se realiza en forma muy eficiente.

4.2. Evaluación de funciones para hallar el nivel de presión en que se encuentra una determinada temperatura potencial

4.2.1. Objetivos

Como se explicó en 3.3.2, para determinar el nivel de presión de una parcela a partir de su temperatura potencial se consideraron dos algoritmos posibles. Si bien se mostró que 3.3 implica menos operaciones por iteración,

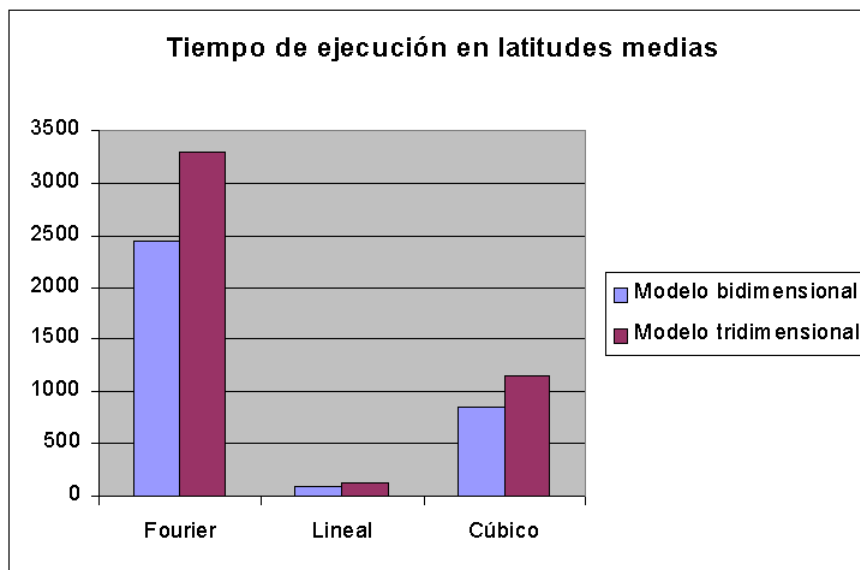


Figura 4.4: Tiempo de ejecución en ambos modelos

resta saber en cuántas operaciones converge cada método y cuánto tiempo de cómputo general conlleva la utilización de cada método.

4.2.2. Resultados

Se realizó una prueba para latitudes medias usando el modelo bidimensional en la estratosfera y siguiendo las especificaciones dadas en el experimento anterior. Se tomaron 51840 mediciones de la cantidad de iteraciones utilizadas por cada método y el tiempo demorado en la ejecución total.

El resultado fue que en ambos casos convergió prácticamente siempre en una sola iteración. El método 3.3 sólo iteró 3 veces en 10 oportunidad y el resto fueron casos de una única iteración, mientras que el método 3.2 iteró 3 veces en 36 oportunidades y 4 en 252. Estos últimos casos además puede implicar no convergencia ya que se limitó a 4 iteraciones por parámetro. De todas formas estos casos representan un porcentaje muy bajo del total.

En cuanto al tiempo de ejecución las pruebas realizadas mostraron un 5 % menos a favor del 3.2, como era de esperar en base al análisis previo.

Capítulo 5

Uso del modelo en casos reales

Durante el año 2004, nuestro programa fue utilizado por el grupo de Atmósfera Media del CONICET –dirigido por el Dr. Pablo Canziani– y en particular por Diana Mielnicki, quien desarrolló su tesis de licenciatura en el transporte de contaminantes producto de quema de biomasa [21]. El objetivo de su trabajo era poder determinar el origen de altas concentraciones de contaminantes detectados en la Argentina, en distintos momentos de los últimos años.

Para realizar dicho trabajo se utilizaron datos satelitales de distintas fuentes. Debido a que se depende de la cobertura del satélite (que a su vez depende de la órbita del satélite y de la forma de medición del instrumento), la hora de paso, la nubosidad, la hora local (diurna o nocturna), no siempre están disponibles las mediciones de todos los instrumentos, y es necesario hacer una combinación de los distintos datos. Por lo tanto estas observaciones representan un piso de lo que realmente ocurrió. El monóxido de carbono se mide con el MOPITT a bordo del satélite Terra desde marzo de 2000. Aquí se utilizan las concentraciones en 850 mb, por ser las más representativas del transporte de los productos de la quema de biomasa en Sudamérica. Como fuente de focos de incendios se utilizaron los datos del ATSR /ERS-2, aunque debido a que cubren la superficie cada 3 días, y la detección nocturna, subestiman ampliamente la cantidad de incendios. Los datos de detección de incendios del MODIS tiene una mejor cobertura, este instrumento se encuentra a bordo de dos satélites, el Terra y el Aqua. También se utilizaron los datos del AVHRR/NOAA-12. En todos los casos la resolución es de 1 km², aunque el tamaño mínimo de los incendios detectados es de 50 a 100 m², según las condiciones. Los aerosoles finos, con radios menores a 0,5 μ m se forman directa o indirectamente por procesos de combustión, tanto de combustibles fósiles como de biomasa, mientras que las partículas gruesas, con radios de 1 a 10 μ m, son comúnmente polvo o aerosoles marinos, de origen natural [15]. Actualmente es posible diferenciar satelitalmente los aerosoles finos de los gruesos. Aquí se utilizan las mediciones de espesor óptico de aerosoles totales del MODIS, que en esta región de Sudamérica están casi completamente determinadas por los aerosoles finos [23]. También se utiliza

el índice de aerosoles del TOMS. Para el cálculo de trayectorias se utilizó el modelo de advección tridimensional, utilizando los productos ERA 40 de 2,5° de resolución del ECMWF, interpolación cúbica en tiempo y espacio e integración por el método de Petterssen fijo. Esto último se debió a que según varias observaciones realizadas todos los métodos mostraron ser igualmente estables (al menos para intervalos muy cortos de separación o CFL y CFLT bajos como los usados) y el de Petterssen fijo se perfiló como el más eficiente en cuanto a tiempo de ejecución. Sin embargo, queda como trabajo pendiente comprobar que estas afirmaciones son válidas en general y sobre todo cómo impacta en el tamaño de los intervalos usados.

5.1. Análisis de situaciones

El 29 de setiembre de 2000 se registraron altas concentraciones de CO en el noreste argentino: al sur de 28° S hubo más de 500 mediciones individuales del MOPITT superiores a 150 ppbv, con un máximo de 320 ppbv (Fig. 5.1). Aunque se produjeron numerosos incendios en la zona central de Argentina los días anteriores (el NOAA-12 detectó 367 focos de incendios el 27/9 y 258 el 28/9), el día 29 la cantidad de incendios disminuyó (105 focos) y estos se produjeron al oeste de la zona afectada por el CO . Por lo tanto, la alta concentración de CO debía estar originada por un fenómeno de transporte.

Utilizando nuestro programa bajo el modelo tridimensional, se realizó el cálculo de las trayectorias hacia atrás para determinar el origen de la masa de aire contaminada. Para niveles de presión finales mayores a 850 mb, se encontró que el aire provino del este de Brasil desde baja altura (Fig. 2 a). Para niveles finales de 850 mb, se produjo una convergencia sobre la frontera de Brasil y Paraguay de aire proveniente de zonas con alto número de incendios en Brasil y Bolivia el 26/9/2000, y luego una corriente en chorro hacia el sur (Fig. 2 b).

Los fuertes vientos producidos por la intensificación de la baja del noroeste argentino y la posición del anticiclón de Atlántico (Fig. 3), impulsan el transporte de productos de la quema de biomasa desde Bolivia y Brasil, hacia regiones altamente productivas de Argentina, que pueden verse afectadas por esta situación[21]. Esta apreciación confirma las trayectorias calculadas por nuestro programa.

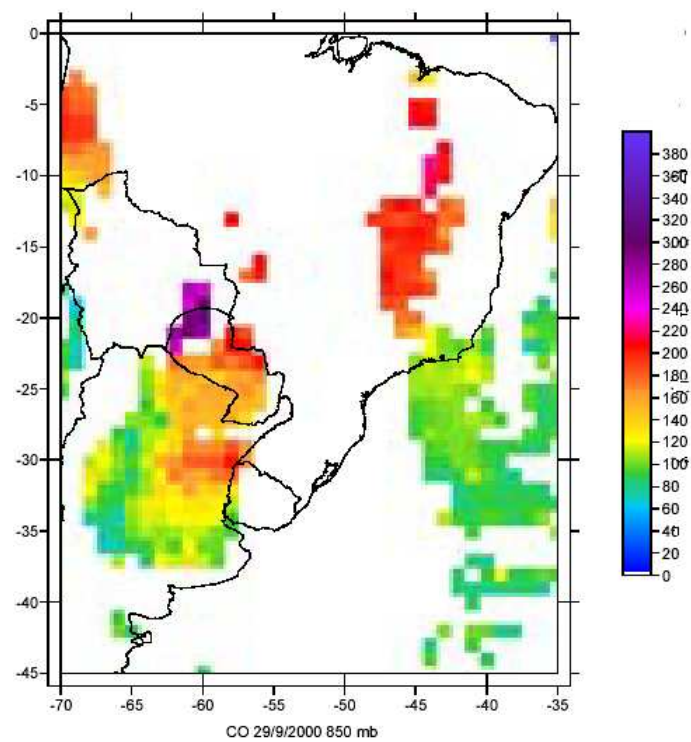


Figura 5.1: Concentraciones de CO (ppbv) en 850 mb el 29/9/2000. Datos MOPITT.

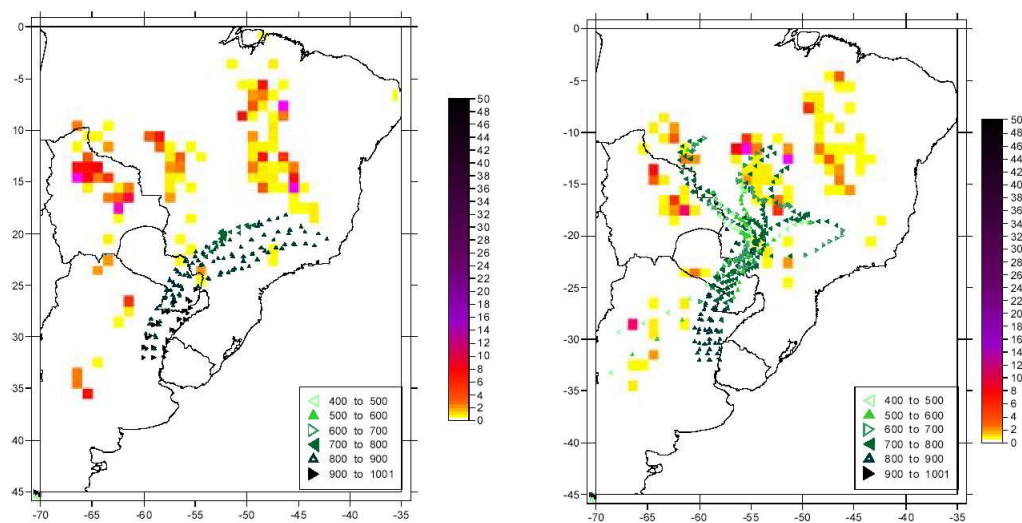


Figura 5.2: Trayectorias hacia atrás del 29/9/2000 15 UTC, desde la zona 31 a 32 S, 58 a 60 W; a) 3 días desde 900-950 mb , cantidad de incendios ATSR desde el 26 al 28/9/200 ; b) 6 días desde 850 mb , cantidad de incendios ATSR desde el 22 al 24/9/2000.

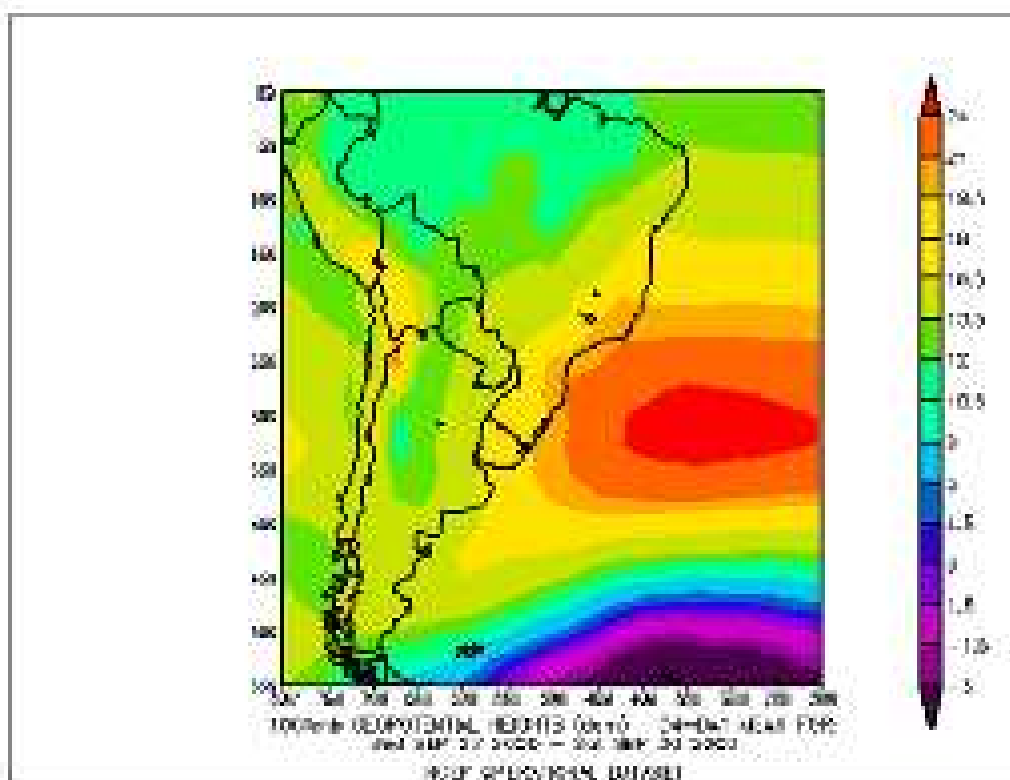


Figura 5.3: Geopotencial medio entre el 27 y el 30 de setiembre de 2000 en 1000 mb (datos NCEP).

Capítulo 6

Conclusiones

En el presente trabajo desarrollamos un modelo computacional de transporte en paralelo. Este modelo mostró su utilidad para el estudio de problemas concretos como el de transporte de contaminantes producidos por la quema de biomasa. Además, se consideraron diversas optimizaciones para hacer lo más eficiente posible el uso de memoria y procesador, así como también se desarrolló un modelo mixto entre el tridimensional y el de superficies isentrópicas.

Por otra parte, se evaluó el uso del programa concluyendo que el modelo bidimensional es más rápido que el tridimensional. Nuestro sistema se mostró muy estable en simulaciones de hasta 10 días para la gran parte de las partículas advectadas, aunque se registraron partículas excepcionales que presentaron errores de hasta cientos de kilómetros después de una semana.

6.1. Trabajo a futuro

A partir del trabajo realizado surgieron muchas ideas que sería interesante continuar en el futuro. De éstas, la más relevante seguramente es la de probar la utilidad práctica del modelo mixto.

Si bien nuestro programa permite el uso del modelo mixto, al momento de la presentación de este trabajo no pudieron conseguirse datos sobre calor para poder probarlo. Creemos que puede ser útil para estudiar el transporte entre troposfera y estratosfera ya que es en esta zona particularmente donde se produce el cambio de circunstancias que usa nuestro enfoque.

Otra idea pendiente es la de estudiar el impacto de la calidad de los datos en nuestro sistema. Para eso se implementó el criterio de partículas aleatorias que, como mencionamos, no fue fructífero. Los inconvenientes sufridos se debieron a que el error aleatorio introducido a los campos, variaba entre cada uso consecutivo de los campos. Eso tornaba al sistema demasiado turbulento ya que la velocidad del viento podía ser considerablemente distinta entre un instante y el siguiente o en pocos centímetros de distancia. Un mejor enfoque hubiese sido realizar unas corridas, modificar los datos atmosféricos aleato-

riamente, repetir las corridas y medir las distancias finales de las partículas luego de ambas ejecuciones.

Otra idea relativa al impacto de la calidad de los datos es estudiar como se aproximan nuestras interpolaciones al usar grillas más o menos densas. Nuestra idea consiste en calcular trayectorias, tomarlas como exactas y luego repetir el cálculo pero utilizando datos con mayor separación en latitud, longitud, presión o tiempo. Por ejemplo, en lugar de utilizar un conjunto de datos (vientos, temperatura) tomados a las 00, 06, 12 y 18 horas, usar los mismos valores pero sólo usando los datos correspondientes a las 00 y 12 horas. Estudiar la degradación de las soluciones al espaciar los datos de entrada nos permite suponer cual es la consecuencia de tener las grillas que tenemos en lugar de funciones continuas para las magnitudes atmosféricas.

Una serie de interrogantes acerca del error bajo los distintos métodos y modelos fue planteada en la sección de experimentación. Por un lado, sería interesante estudiar por qué el método de interpolación lineal no se comporta generalmente peor en cuanto al error máximo de una parcela. También nos gustaría confirmar las apreciaciones hechas acerca del método de Petterssen fijo.

Finalmente, digamos que un objetivo interesante sería evaluar la competitividad de nuestro modelo en cuanto a precisión y velocidad de ejecución con otros existentes, como por ejemplo *Flextra*.

Apéndice A

Diagrama UML

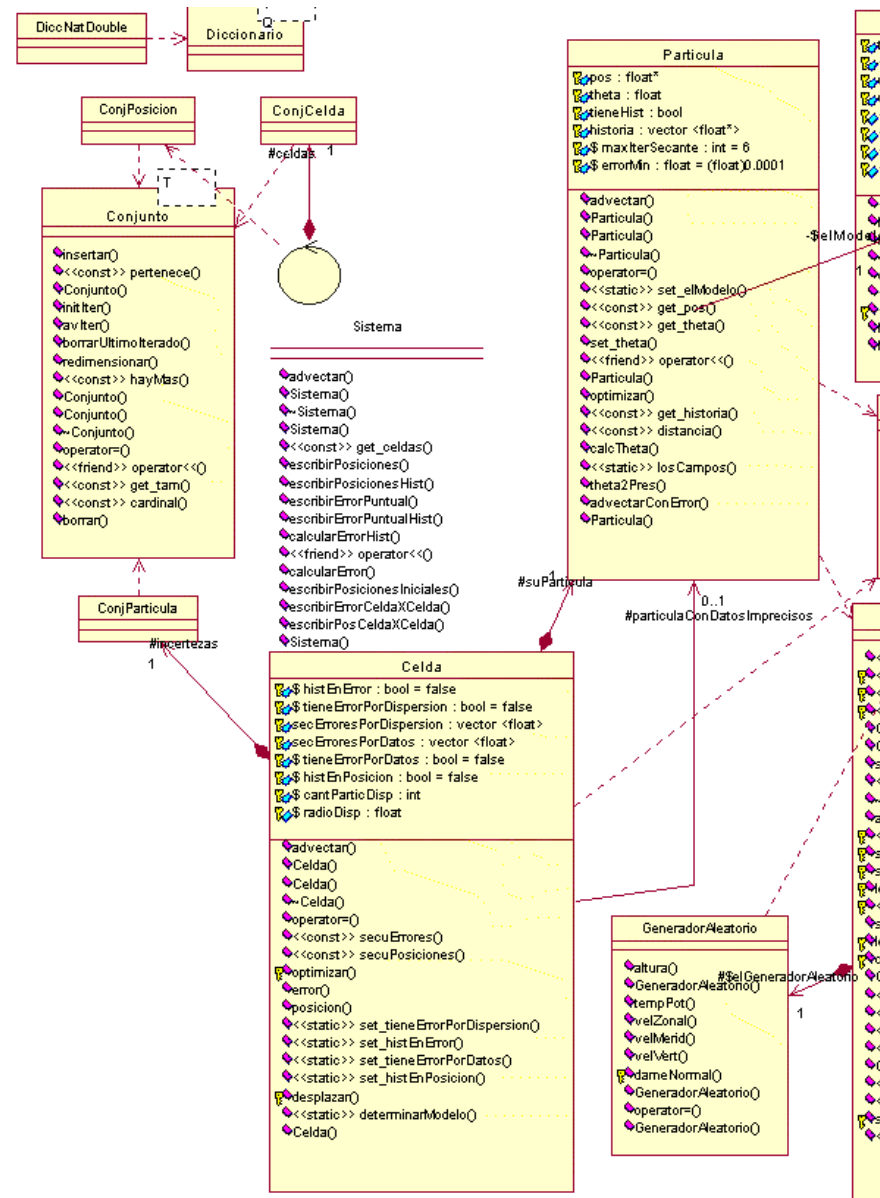


Figura A.1: Diagrama de clases físico del Advektor

Bibliografía

- [1] ANDREAE M.O., ROSENFELD D., ARTAXO P., COSTA A.A., FRANK G.P., LONGO K.M., SILVA-DIAS M.A.F., Smoking rain clouds over the Amazon, *Science*, 303, 1337, 2004.
- [2] ANDREWS D., HOLTON J., & LEOVY C., “Middle Atmosphere Dynamics”, Academic Press, 1987.
- [3] BLAKE N.J., COLLINS J.B., SACHSE G.W., Biomass burning emissions and vertical distribution of atmospheric methyl halides and other reduced carbon gases in the South Atlantic region, *Journal of Geophysical Research*, 101, 24151, 1996.
- [4] BOWMAN K.P., Rossby wave phase speeds and mixing barriers in the stratosphere. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.*, 53, 1996, 905-916.
- [5] BRAILE H., “Estudio de un modelo de química del Ozono, efectos de la introducción de trayectorias de parcelas y su comparación con observaciones satelitales”, Tesis de Licenciatura, Depto. de Física, FCEN, 2004.
- [6] CANZIANI P.O., LEGNANI W.E., Tropospheric-Stratospheric Coupling: Extratropical synoptic systems in the lower stratosphere, *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.*, 119, 2003.
- [7] CRUTZEN P.J., ANDREAE M.O., Biomass burning in the tropics: Impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles, *Science*, 250, 1669, 1990.
- [8] DANIEL J.S., SOLOMON S., On the climate forcing of carbon monoxide, *Journal of Geophysical Research*, 103, 13249-13260, 1998.
- [9] DRITSCHEL D.G., A topological reconnection scheme for extended integrations using contour dynamics, *J. Comput. Phys.*, 77, 240-266.
- [10] EDWARDS D.P. ET AL., Tropospheric ozone over the tropical Atlantic: A satellite perspective, *Journal of Geophysical Research*, 108, 4237, 2003.
- [11] EVANS W.F.J., PUCKRIN E., An observation of the greenhouse radiation associated with carbon monoxide, *Geophysical Research Letters*, 22, 925, 1995.

- [12] GALANTER M., LEVY II H., CARMICHAEL G.R., Impacts of biomass burning on tropospheric CO, NO_x and O₃, *Journal of Geophysical Research*, 105, 6633, 2000.
- [13] HOLTON J., "Introduction to Middle Atmosphere", Instituto Nacional de Educación Técnica, 1998.
- [14] JACOBSON M.Z., The short-term cooling but long-term global warming due to biomass burning, *Journal of climate*, 17, 2909, 2004. 89
- [15] KAUFMAN Y.J., TANRÉ D., BOUCHER O., A satellite view of aerosols in the climate system, *Nature*, 419, 215, 2002.
- [16] KINCAID D., CHENEY W., "Análisis Numérico. Las matemáticas del cálculo científico", Addison-Wesley Iberoamericana, 1994.
- [17] LELIEVELD J., PETERS W., DENTENER F.J., KROL M.C., Stability of tropospheric hydroxyl chemistry, *Journal of Geophysical Research*, 107, 4715, 2002.
- [18] LEVINE J.S., Burning domestic issues, *Nature*, 423, 29, 2003.
- [19] MELOEN J., SIEGMUND P., VAN VELTHOVEN P., KELDER H., SPRENGER M., WERNLI H., KENTARCHOS A., ROELOFS G., FEICHTER J., LAND C., FORSTER C., JAMES P., STOHL A., COLLINS W., CRISTOFANELLI P., Stratosphere-troposphere exchange: A model and method intercomparison, *Journal of geophysical research*, vol. 108, NO. D12, 8526, doi:10.1029/2002JD002274, 2003
- [20] MIELNICKI D., PABLO O. CANZIANI, JAMES DRUMMOND, Quema de biomasa en el centro-sur de sudamérica: incendios locales, impactos regionales, *CONGREGMET IX 2005b*.
- [21] MIELNICKI D.M., "Quema de Biomasa y transporte de contaminantes en la cuenca del Paraná y alrededores", Tesis de Licenciatura, Dpto. Cs. de la Atmósfera y los Océanos, FCEN, UBA, 2005.
- [22] MIELNICKI D.M., CANZIANI P.O., DRUMMOND J., SKALANY J.P., La quema de biomasa en Sudamérica vista desde el espacio, *CONGREGMETIX 2005b*.
- [23] MIELNICKI D.M., CANZIANI P.O., DRUMMOND J., SKALANY J.P., La quema de biomasa en Sudamérica vista desde el espacio, *CONGREGMETIX 2005b*.
- [24] PEREIRA E.B., SETZER A.W. ET AL, Airborne measurements of aerosols from burning biomass in Brazil related to the TRACE A experiment, *Journal of Geophysical Research*, 101, 23983, 1996.

- [25] PETTERSEN S., “Weather Analysis and Forecasting”, McGraw-Hill Book Company, New York, 1940.
- [26] RAMANATHAN V., CRUTZEN P.J., KIEHL J.T., ROSENFELD D., Aerosols, climate and the hydrological cycle, *Science*, 294, 2119, 2001.
- [27] RAUB J.A., Health effects of exposure to ambient carbon monoxide, *Chemosphere: Global Change Science* 1, 331-351, 1999.
- [28] SHERWOOD S., A microphysical connection among biomass burning, cumulus clouds, and stratospheric moisture, *Science*, 295, 1272, 2002.
- [29] <http://badc.nerc.ac.uk/data/assim/assimhelp.html>
- [30] <http://zardoz.nilu.no/andreas/flextra/flextra3.html>