

Imagen tridimensional de la temperatura en la atmósfera

J.F. JORGE SANCHEZ

Resumen

Se mejora el algoritmo de inversión de la ecuación de intercambio radiativo (RTE) denominado método de relajación de Chahine, mediante hipótesis introducidas adecuadamente, para recubrir el perfil vertical de temperatura en la atmósfera, a partir de medidas de radiancia obtenidas desde satélite.

Se obtiene una excelente correlación entre la intensidad relativa de pixel y el perfil vertical de temperatura correspondiente y, por ello, se extiende a pixel vecinos, consiguiéndose un recubrimiento tridimensional de la temperatura en la atmósfera, sin necesidad de aplicar el algoritmo en cada pixel, con una simplicidad de cálculo para la predicción meteorológica numérica correspondiente.

Sondeos de la atmósfera

Los sondeos de la temperatura y la humedad, que muestran la variación de estos parámetros según la altitud en la atmósfera, son datos básicos fundamentales para la predicción meteorológica numérica. Como los cambios de la estructura vertical de la atmósfera pueden producirse de un modo muy rápido, los datos de los sondeos se necesitarían dos veces al día por lo menos en la mayor parte de las regiones del mundo.

El estado de la atmósfera se evalúa con la ayuda de mediciones hechas en puntos dispuestos de manera muy irregular, tanto en el espacio como en el tiempo, con errores instrumentales (o humanos) no despreciables. Se necesita un análisis para desechar o corregir las informaciones erróneas y crear nuevas informaciones en puntos e instantes muy

precisos. Esta operación se basa para la casi totalidad de los casos en dos principios estadísticos: i) donde no hay información disponible, la mejor estimación del estado de la atmósfera es el resultado de una previsión a corto plazo realizada a partir de análisis precedentes; ii) toda observación aporta una información no sólo al punto A donde se realiza, sino también a los puntos vecinos, con pertinencia que decrece a medida que aumenta la distancia.

Las medidas desde satélite, debido a su periodicidad y a su cobertura espacial, permiten tener información suficiente para conocer la evolución del estado de la atmósfera de forma más rápida que la tradicional, simplificándose, por ello, el principio (i) anterior. El paso del conjunto de medidas a un sondeo de temperatura, por ejemplo, utilizable en la práctica no resulta fácil y requiere una serie de cálculos com-

plejos que consigue, tras utilizar un modelo, predecir los vientos y la temperatura futura, en un momento determinado.

Temperatura de las capas isobáricas

En función del parámetro físico de la atmósfera que se pretenda determinar, las medidas espectrales, para los sondeos desde satélite, se hacen en una u otra banda del espectro. Para los sondeos térmicos, las medidas se hacen preferentemente en la región infrarroja.

En adelante, se desarrolla un proceso teórico, y su aplicación, para obtener el perfil vertical de la temperatura en la atmósfera a partir de las medidas de radiancia realizadas desde satélite.

Esquema de radiación

La energía radiante de un haz que atraviesa una atmósfera homogénea horizontal y sin dispersión que se encuentra en equilibrio local termodinámico, incrementa negativamente su valor debido a la absorción y, positivamente al producirse la emisión del medio en todas direcciones, una de ellas coincidente con la del haz considerado, figura 1.

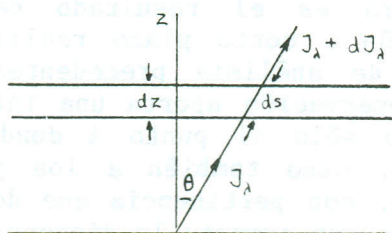


Fig. 1 Esquema de radiación.

La intensidad específica monocromática J_λ varía en la forma:

$$dJ_\lambda = -k_\lambda \rho(z) J_\lambda dz \sec \theta + k_\lambda \rho(z) L_\lambda dz \sec \theta \quad (1)$$

donde L_λ representa la radiancia energética emitida por parte de las diferentes capas atmosféricas para la longitud de onda considerada, θ el ángulo cenital, $m = \sec \theta$ la masa de aire relativa, ds el espesor a lo largo del haz, dz el espesor geométrico, $\rho(z)$ la densidad del medio atravesado, y k_λ el coeficiente másico monocromático de absorción.

La expresión anterior nos conduce a la ecuación de intercambio radiativo (RTE), o de Schwarzschild, en la forma

$$\cos \theta \times dJ_\lambda / k_\lambda \rho(z) dz = -J_\lambda + L_\lambda \quad (2)$$

El considerar cielo despejado (ausencia de nubes, niebla o humos), es decir, ausencia de dispersión; aplicar la ley de Kirchhoff e introducir la opacidad monocromática cenital, $d\tau_\lambda = -k_\lambda \rho(z) dz$, que da idea del grado de falta de transparencia atmosférica, nos transforma la RTE en un conjunto de ecuaciones diferenciales ordinarias lineales de primer orden, una para cada longitud de onda, en la forma:

$$\mu \times dJ_\lambda(\tau, \mu, \phi) / d\tau_\lambda = J_\lambda(\tau, \mu, \phi) - B_\lambda(\tau, \mu, \phi) \quad (3)$$

con $\mu = \cos \theta$, ϕ ángulo acimutal y B_λ la radiancia del cuerpo negro. De acuerdo con la ley de Planck:

$$B_\lambda[T(z)] = a \lambda^{-5} / [\exp(b/\lambda T) - 1] \quad (4)$$

donde se ha explicitado la dependencia con la temperatura y, a y b son dos constantes dependientes del sistema de unidades empleado.

En aplicaciones planetarias la radiación incidente sobre los radiómetros procede de un estrecho cono de la vertical local, son típicos ángulos entre 2° y 10° , y puede considerarse $\mu \approx 1$. Además, para longitudes de onda dentro del infrarrojo J_λ es independiente de ϕ y la emitancia de la superficie se considera unidad, $e(\lambda) \approx 1$. Con esto, la solución de (3)

para la intensidad específica monocromática ascendente en el nivel p' del sensor se puede escribir como

$$J_{\lambda}(p') = J_{\lambda,s} \mathcal{J}_{\lambda}(p') + \int_{p'}^{p_s} B_{\lambda}[T(p)] d\mathcal{J}_{\lambda}(p)/dp \quad (5)$$

donde el término integral describe la contribución de la atmósfera entre la superficie, p , y el nivel del sensor, p' , y depende de los perfiles de temperatura y transmitancia, $J_{\lambda,s} = e_{\lambda} B_{\lambda}[T(p_s)] = B_{\lambda}[T(p_s)]$ es la intensidad específica monocromática saliente desde la superficie, o base de la atmósfera y, $\mathcal{J}_{\lambda}(p)$ es la transmitancia de la atmósfera entre la superficie y el nivel p , definida como

$$\mathcal{J}_{\lambda}(p) = \exp(-\tau_{\lambda}) = \exp\left[-(1/g) \int_p^0 k_{\lambda}(p') q(p') dp'\right] \quad (6)$$

donde se ha hecho uso de la ecuación hidrostática, $\rho(z) dz = (-q/g) dp$, siendo q la masa de gas absorbente contenida en la unidad de masa de aire.

Algoritmo generalizado de Chahine

Las relaciones anteriores permiten interrogarse acerca de la posibilidad de utilizar la información recibida con las medidas de radiación por los sensores para la obtención de los perfiles de temperatura o de transmitancia, es decir, de la concentración de gases absorbentes. El proceso correspondiente se denomina inversión de la RTE, y han sido propuestos diferentes algoritmos a tal objeto, Twomey (1).

En el "First International Interactive Workshop on Inversion Methods in Atmospheric Remote Sounding", M.T. Chahine (2) generaliza un algoritmo iterativo, propuesto por él mismo con anterioridad, para determinar diferentes parámetros atmosféri-

cos a partir de observaciones simuladas, conocido como método de relajación de Chahine.

Dicho algoritmo se basa en el hecho de que las propiedades matemáticas del integrando de (5) impiden reducir este problema a la solución inversa de un sistema lineal de ecuaciones $J_i = A_{ij} T_j$, para i canal de sondeo y j nivel de presión. En realidad se tiene $J_{\lambda} = N_{\lambda} T(p)$ donde N es un operador integral, por lo que se necesita una transformación inversa del plano (J, λ) al (T, p) . La transformación del eje en el eje p , se realiza por correspondencia entre los niveles p en donde la función núcleo, o de ponderación, $K(\lambda_i, p) = d\mathcal{J}(\lambda_i, p)/dp$ presenta su valor máximo y λ_i del canal de sondeo correspondiente. Esto es, para cada canal de medida se asocia un nivel de presión en donde obtener la temperatura.

El eje J se transforma en el eje T tras aplicar el teorema del valor medio a (5), suponer las variaciones de B con la temperatura mayores que las variaciones de las funciones núcleo y considerar despreciable o dominante la contribución de la superficie. Se establece por todo ello, y de (4), para la iteración $n+1$ la siguiente ecuación en forma iterativa

$$T^{(n+1)}(p_i) = (b/\lambda_i) / \ln\{1 - [1 - \exp(b/\lambda_i T^{(n)}(p_i))] \times \alpha_i^{(n)}\} \quad (7)$$

donde $\alpha_i^{(n)} = J(\lambda_i)/J^{(n)}(\lambda_i)$ son los denominados factores de escala, que pueden ponderarse adecuadamente con objeto de considerar la contribución de otros niveles además de aquel en el que se da el máximo de $K(\lambda_i, p)$, siendo $J(\lambda_i)$ la radiancia medida por el sensor para el canal i .

El proceso iterativo que se sigue parte de un perfil de transmitancias conocido, establece una hipótesis inicial ($n=0$) para el perfil de temperaturas $T^{(n)}(p)$, y por (4) y (5) obtiene la radiancia para cada canal de sondeo $J^{(n)}(\lambda_i)$. Sin

más que calcular los factores de escala y recurriendo a la ecuación de iteración (7), se obtienen los valores $T^{(n+1)}(p)$. Por interpolación se obtiene un perfil continuo y se repite el proceso anterior hasta que se verifica el criterio de convergencia elegido para el cese de iteraciones, normalmente que el residuo de las radiancias en sentido rms sea menor de un pequeño, o lo sea la diferencia media entre el perfil de la iteración y el de la siguiente.

Ejemplo de aplicación numérica

Se ha aplicado el algoritmo de Chahine, introduciendo hipótesis de cálculo diferentes a las del autor, a datos ofrecidos por Liou (3), correspondientes a medidas del sensor VTPR del satélite NOAA-4, para seis canales en la banda de los $15 \mu\text{m}$. Se parte de los valores de la transmitancia, para cada canal, correspondientes a 46 niveles de presión. El perfil recubierto mediante el algoritmo se compara con el del sondeo correspondiente.

Las funciones de ponderación presentan su máximo en distintos niveles, para cada canal de sondeo, figura 2. Se comprueba que las medidas de radiancia próximas al centro de la banda tienen su máxima contribución en niveles altos de la atmósfera, donde hay poco absorbente, mientras que para los extremos de la banda la radiación procede de niveles más bajos, donde la densidad es mayor.

Tras realizar el proceso iterativo, para las diferentes hipótesis de cálculo utilizadas por Jorge (4), a saber:

- error aleatorio máximo posible a considerar en las medidas de radiancia, 0 si no se considera la presencia de errores;
- perfil inicial de temperatura ($n=0$): isoterma 200 K, isoterma 250 K, isoterma 300 K, y "A Partir De Radiancias (APDR)", que supone independiente la contribución a la radiación por un nivel respecto de la pre-

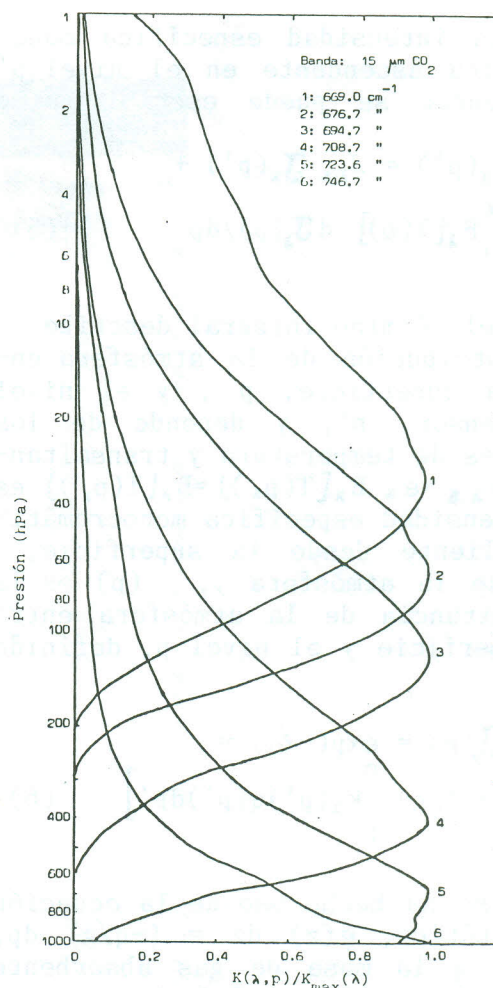


Fig. 2 Funciones de ponderación normalizadas

sión en él;

- tipo de interpolación entre los $T(p_i)$: lineal, exponencial, parabólico, y spline cúbico;
 - ponderación de los factores de escala: no ponderados, según Chahine (1974), según Chahine (1977), según Smith (1970), según Twomey et al. (1977), y según Twomey (1979);
 - criterio de convergencia para el cese de iteraciones: basado en los residuos (iteración simultánea o individual por canal), y basado en la diferencia de perfiles en iteraciones sucesivas;
- se pudo comprobar que:
- salvo excepciones, la convergencia siempre se produce;
 - la velocidad de la convergencia depende del: perfil inicial, tipo de

interpolación, canal de sondeo, criterio para el cese de iteraciones, y tipo de ponderación de los factores de escala;

- una convergencia más rápida no implica una menor desviación;
- la estratosfera debe recubrirse en gran parte por interpolación;
- se requieren más de 7 u 8 iteraciones por lo general;
- la solución "aproximada" que se obtiene depende del tipo de interpolación y del criterio de convergencia para el cese de iteraciones, apenas de la hipótesis inicial, lo que pone en duda la unicidad de la solución;
- los residuos, error relativo de las radiancias calculadas para cada perfil iterado, disminuyen muy rápidamente con las primeras iteraciones y, luego, tienden asintóticamente a cierto valor, mayor cuanto más grande es el error que se asume en las medidas;
- la consideración de error aleatorio en las medidas de radiancia, así como la ponderación de los factores de escala hacen la convergencia más lenta y logra perfiles más alejados.

Un preciso análisis de los resultados permite diferenciar, de las hipótesis de cálculo señaladas por Chahine, otras que disminuyen el número de iteraciones necesario, tan sólo 6, para verificarse el criterio de convergencia establecido, $\epsilon < 10^{-3}$, con una desviación cuadrática media menor de 1.2 K en ausencia de errores -1.1 K para la desviación media respecto del perfil del sondeo- y de 1.6 K, 2.7 K y 4.8 K para error aleatorio máximo en las medidas de 1.7%, 4.6% y 9.3%, respectivamente. Estas hipótesis son:

- perfil de temperatura inicial: A Partir De Radiancias (APDR);
- tipo de interpolación entre los $T(p_i)$: spline cúbico;
- conocimiento de la temperatura en el nivel del sensor, tecnológicamente posible;
- criterio de convergencia: cese de iteraciones cuando por primera vez

se tenga el residuo en sentido rms menor de un ϵ pequeño fijado, o lo sea la diferencia media entre perfiles de iteraciones sucesivas, y

- consideración de las contribuciones de superficie no despreciables.

En la figura 3 se observan los perfiles: real, recubierto con hipótesis de cálculo de Chahine (interpolación lineal y perfil inicial isoterma 300 K) y recubierto mediante las hipótesis de cálculo anteriormente citadas.

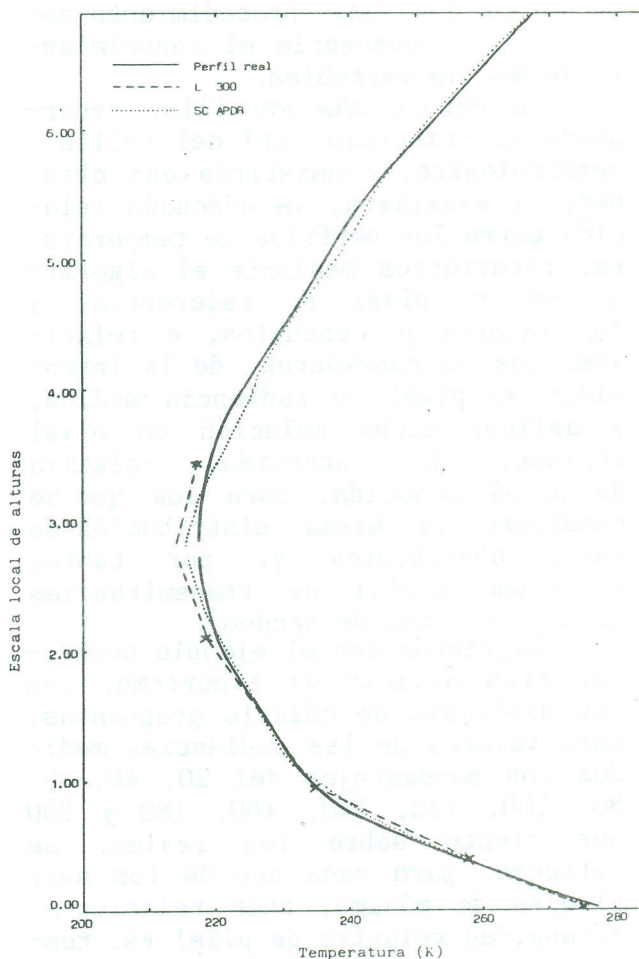


Fig. 3 Perfiles de temperatura

Aplicación a imágenes extensas

Los datos utilizados, en los cálculos anteriores, se corresponden con la vertical de un punto geográfico y, en consecuencia, con un pixel en cada una de las seis imágenes (una por canal) tomadas por el sensor en cuestión.

Dada una imagen extensa tomada desde satélite, cabe preguntarse por el método más sencillo que permitiera obtener la imagen tridimensional de la temperatura en la atmósfera. Un método sería aplicar el algoritmo estudiado en cada uno de los pixel de la imagen si es conocida la relación de calibrado del sensor, esto es, si se conoce la radiancia medida en función de la intensidad de pixel o viceversa, y no se ignoran las otras hipótesis físicas de trabajo. Es obvio que este procedimiento sería largo y supondría el conocimiento de muchas variables.

Un método más sencillo, recordando el principio (ii) del análisis meteorológico, consistiría en: obtener, si existiera, la adecuada relación entre los perfiles de temperatura, recubiertos mediante el algoritmo en un pixel de referencia, y los valores porcentuales, o relativos, que se consideren, de la intensidad de pixel, o radiancia medida, y aplicar dicha relación en pixel vecinos, de intensidad relativa de pixel conocida, para los que se considere la misma distribución de gases absorbentes y, por tanto, el mismo perfil de transmitancias para cada canal de sondeo.

Siguiendo con el ejemplo numérico, tras aplicar el algoritmo, con las hipótesis de cálculo propuestas, para valores de las radiancias medidas con porcentajes del 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 180 y 200 por ciento sobre los reales, se obtienen, para cada uno de los seis niveles de máximo, unas relaciones: intensidad relativa de pixel vs. temperatura en el nivel de máxima contribución, con excelentes coeficientes de correlación, entre 0.9619 y 0.9880 para relación lineal y entre 0.9926 y 0.9992 para relación logarítmica.

La extensión a pixel vecinos se ha hecho considerando un área de 7×7 pixel y suponiendo que la intensidad de pixel disminuye, o aumenta, de forma radial y uniforme desde un

pixel central de referencia, o bien, varía aleatoriamente. Para los tres casos, se representan la superficie de valores de la temperatura de la capa isobárica de uno de los niveles de máximo, figuras 4, 5 y 6, y sus correspondientes proyecciones, que constituyen las isotermas de la topografía del nivel elegido, figuras 7, 8 y 9.

Las imágenes obtenidas reflejan un comportamiento del método empleado similar a aquello que se esperaba, es decir, a mayor intensidad relativa de pixel mayor valor de las temperaturas sobre la vertical local. Recuérdese que los canales de sondeo pertenecen al infrarrojo térmico.

En cuanto a las topografías del nivel elegido, se notan pequeñas diferencias entre los valores de las distintas isotermas, y ello es debido a la proximidad entre los puntos geográficos correspondientes, apenas unos kilómetros. Para extensiones mayores, es de esperar que se obtengan figuras semejantes, análogas a las que reproducen los servicios meteorológicos nacionales.

Conclusiones

Se ha mostrado un método para construir una imagen tridimensional de la temperatura en la atmósfera, a partir de imágenes extensas registradas en cada uno de los canales del sensor de un satélite. Las operaciones matemáticas se reducen a un proceso iterativo, de no más de 6 iteraciones, método de relajación de Chahine con opciones de cálculo alternativas, y a la aplicación de una relación lineal, o logarítmica, entre el perfil vertical de la temperatura, recubierto en un pixel tras el proceso iterativo, y las intensidades relativas de pixel para los pixel vecinos.

Bibliografía

- (1) S. Twomey, Introduction to the mathematics of inversion in remote

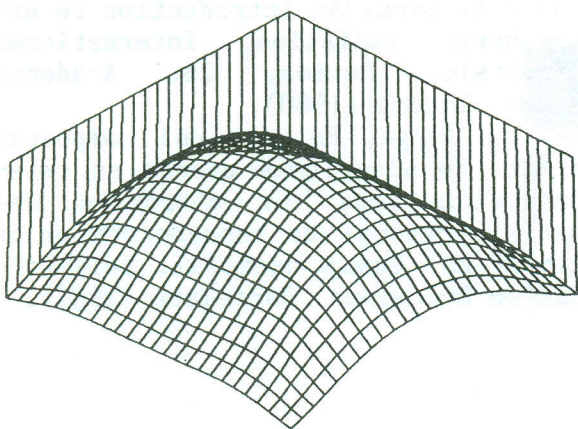


Fig. 4 Valores de la temperatura en una superficie isobárica. Caso 1.

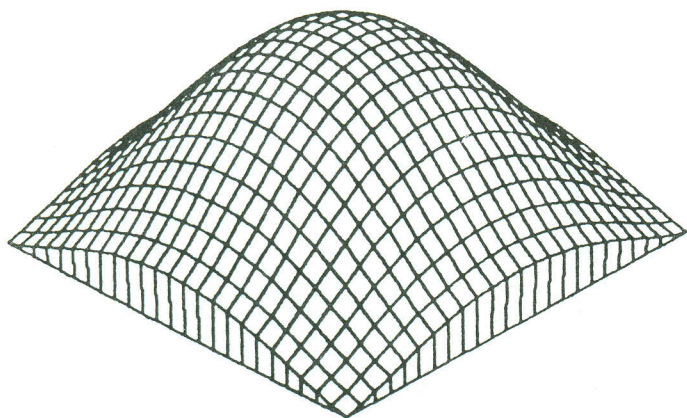


Fig. 5 Valores de la temperatura en una superficie isobárica. Caso 2.

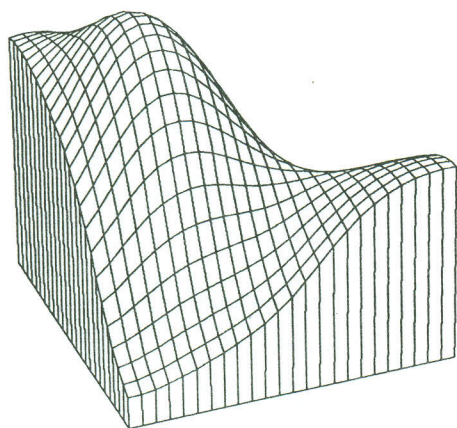


Fig. 6 Valores de la temperatura en una superficie isobárica. Caso 3.

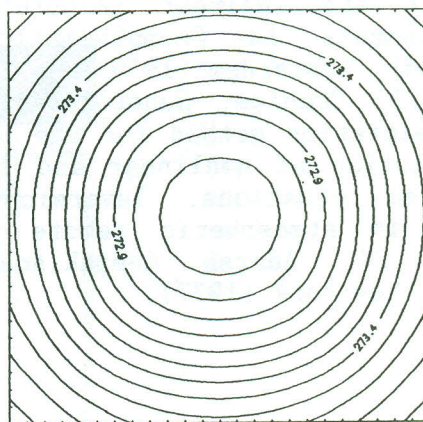


Fig. 7 Isothermas de la topografía de una superficie isobárica. Caso 1.

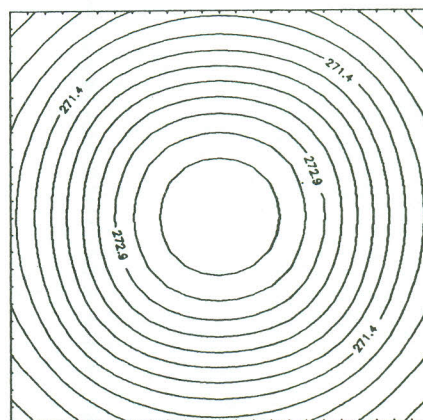


Fig. 8 Isothermas de la topografía de una superficie isobárica. Caso 2.

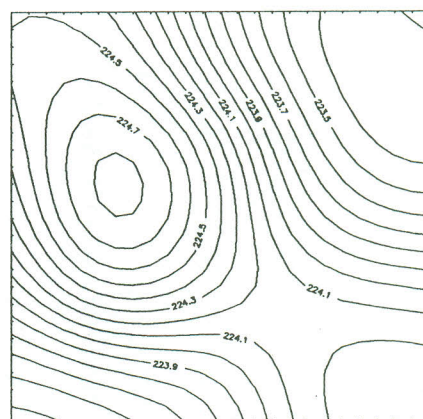


Fig. 9 Isothermas de la topografía de una superficie isobárica. Caso 3.

sensing and indirect measurements. Developments in Geomathematics, 3. Elsevier, Amsterdam (1979).

(2) M.T. Chahine, Generalization of the relaxation method for the inverse solution of nonlinear and linear transfer equations. Inversion methods in atmospheric remote sounding. Ed. Adarsh deepak, Academic press. New York (1977).

(3) K.N. Liou, An introduction to atmospheric radiation. International Geophysics Series, 26. Academic Press. London (1980).

(4) J. Jorge, Estudio del comportamiento de algoritmos usados en tele-detección para la obtención del perfil vertical de temperatura en la atmósfera. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. Barcelona (1987).

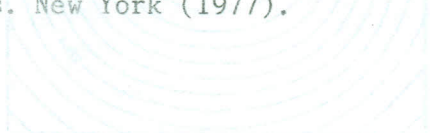


Fig. 1. Isotherms of the temperature of the atmosphere. Case 1.



Fig. 2. Isotherms of the temperature of the atmosphere. Case 2.



Fig. 3. Isotherms of the temperature of the atmosphere. Case 3.



Fig. 4. Vertical profile of the temperature of the atmosphere. Case 1.



Fig. 5. Vertical profile of the temperature of the atmosphere. Case 2.