

ESTUDIO COMPARATIVO DE DOS METODOS ITERATIVOS PARA LA OBTENCION DE LOS PARAMENTOS Y FLUJOS TURBULENTOS DE LA CAPA LIMITE SUPERFICIAL

*por Roberto San José, Fco. Javier Reguero y José Casanova
Departamento de Física Fundamental, Facultad de Ciencias
de la Universidad de Valladolid*

Introducción

El problema de la obtención de los parámetros turbulentos en la Capa Fronteriza o Límite Superficial es, en la actualidad, de sumo interés por el importante papel que juega en la mayoría de las actividades humanas.

Desde un punto de vista práctico, el cálculo de los parámetros turbulentos y, posteriormente, de los flujos, debe realizarse con el menor costo posible. Estos parámetros deben aplicarse para obtener expresiones plausibles de los coeficientes de dispersión así como para evaluar cuantitativamente el balance energético en la superficie terrestre. La naturaleza turbulenta del medio establece la necesidad de utilizar la teoría de Yaglom (1977) para la Capa Límite Superficial.

En los últimos veinte años se ha realizado una intensa investigación para la determinación de los flujos aplicando métodos indirectos. Las técnicas de perfiles han resultado de una relativa simplicidad y con un alto grado de precisión. Una revisión de dichas técnicas ha sido dada por Dyer (1974) y Yaglom (1977).

Entre los últimos métodos destacaremos aquí —por ser la base de este trabajo— dos de ellos: El método (1) desarrollado por Berkowicz et al. (1982) y el método (2) desarrollado por San José (1983).

Este trabajo pretende establecer una comparación entre ambos con el fin de evaluar la utilidad del método (1), usando como patrón el (2).

El método (1), esencialmente, obtiene los parámetros y flujos turbulentos utilizando un anemómetro a una cierta altura H (generalmente próxima a los 10 m.) y dos termómetros de aire aspirado situados en los niveles H y próximo al suelo. Asimismo utiliza la longitud de rugosidad del terreno, z_0 , y la presión atmosférica.

El método (2), usado por nosotros como patrón, utiliza cinco niveles en una torre de una altura H , realizando un cálculo previo del número de Richardson mediante un ajuste por mínimos cuadrados y calculando, mediante nuevos ajustes, los parámetros turbulentos. Debido al mayor número de puntos de observación los ajustes son, a priori, más precisos y por lo tanto, a efectos comparativos, puede utilizarse como base de nuestro estudio.

Después de la calibración y comprobación de los sensores de una torre de 6 m. de altura con sensores de velocidad del viento y temperatura del aire colocados en cinco niveles (0,35, 0,75, 1,5, 3,0 y 6,0 m.), instalada en el Centro de Investigación de la Baja Atmósfera (C.I.B.A.), se realizó una campaña de dieciséis días durante el mes de agosto de 1984, obteniéndose 2.304 datos correspondientes a los promedios cada diez minutos, de los valores puntuales tomados cada 6 segundos. Alrededor de un 8 % de los datos fueron desechados por razones técnicas. Asimismo, en ese porcentaje incluimos situaciones extraordinariamente estables, en las cuales los parámetros turbulentos pierden su significado.

La situación meteorológica durante la campaña fue predominantemente anticiclónica con algunas

situaciones de bajas presiones al comienzo y al final de la misma, siendo éstas especialmente intensas hacia el final de la campaña. Por esta razón las situaciones de estratificación turbulenta estable, generalmente nocturnas, fueron muy pronunciadas así como la convección diurna, dando lugar a sustanciales diferencias que cubrieron casi en su totalidad los rangos de variación de los parámetros y flujos calculados.

Varios autores han cotejado los resultados obtenidos entre los diferentes métodos de perfiles y los dados mediante las varianzas y covarianzas de las componentes de las fluctuaciones de la velocidad y de la temperatura (Businger et al. 1971; Dyer et al, 1970; Carson et al, 1978 y Carl et al, 1973). En líneas generales, la teoría de la Similitud ha demostrado ser una buena herramienta para explicar los perfiles de velocidad y temperatura; los incrementos de las correspondientes variables donde k es la constante de von Karman (adoptaremos el valor de 0,35), U_* es la velocidad de fricción θ_* la temperatura de referencia.

La longitud de Monin-Obukhov se calcula mediante la definición:

$$L = \frac{\bar{T} U_*^2}{g k \theta_*} \quad (2,3)$$

donde \bar{T} es la temperatura media absoluta de la capa y g la aceleración de la gravedad.

El cálculo de las funciones universales $\Psi_m(z/L)$ y $\Psi_h(z/L)$ es posible ya y por lo tanto, nuevos valores de los parámetros turbulentos pueden obtenerse mediante la aplicación de las expresiones 1,1 y 1,2, por consiguiente:

$$L = \left[\frac{\bar{T}}{g} \frac{\Delta U^2}{\Delta \theta} \right] R \times \frac{L_N \frac{z_2}{z_1} - \Psi_h(z_2/L) + \Psi_h(z_1/L)}{\left[L_N \frac{z_2}{z_1} - \Psi_m(z_2/L) + \Psi_m(z_1/L) \right]^2} \quad (2,4)$$

este nuevo valor de L genera otros valores de la velocidad de fricción y temperatura de referencia que, a su vez, inducen nuevos valores de la longitud de Monin-Obukhov. Usamos una precisión del 0,1 % que consideramos suficiente.

En condiciones inestables ($\Delta\theta < 0$), el procedimiento iterativo es siempre convergente, sin embargo, en condiciones de estratificación estable, el método es convergente únicamente cuando el n.º de Richardson es menor que 0,215 (Berkowicz et al, 1982).

La altura de rugosidad z_0 debe evaluarse a través de métodos indirectos (Wieringa, 1973; Nielsen et al, 1981b).

$$\Delta U = \frac{U_*}{k} \left[L_N \frac{z_2}{z_1} - \Psi_m(z_2/L) + \Psi_m(z_1/L) \right] \quad (1,1)$$

$$\Delta\theta = \frac{\theta_*}{k} R \left[L_N \frac{z_2}{z_1} - \Psi_h(z_2/L) + \Psi_h(z_1/L) \right] \quad (1,2)$$

Sin embargo, la precisión que se necesita para rectificar los perfiles adiabáticos a los perfiles reales en situaciones estables e inestables, es considerable; por ello, es necesario establecer las medidas directas con suma precisión.

Nosotros adoptaremos las funciones universales de Businger et al. (1971), para comparar ambas técnicas (San José et al, 1984).

Obtención de los parámetros con un solo nivel

Este método, descrito por Berkowicz et al. (1982), evalúa los parámetros turbulentos básicos, la velocidad de fricción y la temperatura de referencia. Como parámetros y flujos derivados, calcula la longitud de Monin-Obukhov, el tensor de Reynolds y el flujo de calor sensible. Mediante la presión atmosférica superficial calcularemos las co-

respondientes temperaturas potenciales. Nos interesan particularmente las diferencias de velocidad y temperatura entre el nivel H y el suelo. Supondremos, en nuestro caso, que los sensores de velocidad y temperatura situados en el nivel de 0,35 m. reproducen con bastante fiabilidad la situación a "nivel del suelo". Los errores cometidos al situar los sensores de temperatura prácticamente en el suelo fueron excesivos en las pruebas previas.

Si suponemos que las funciones universales Ψ_m (z/L) y Ψ_h (z/L) son nulas y, por tanto, los perfiles de velocidad y temperatura perfectamente logarítmicos, tendremos:

$$\Delta U = \frac{U_*}{k} \left[L_N \frac{z_2}{z_1} \right] \quad (2,1)$$

$$\Delta \theta = \frac{\theta_*}{k} R \left[L_N \frac{z_2}{z_1} \right] \quad (2,2)$$

Comparación de los parámetros obtenidos

En el método descrito por San José et al. (1984), se obtiene directamente la altura de rugosidad, z_0 , aunque no siempre con valores "reales". Es conocida la aproximación en función del tipo de vegetación del terreno (Brutsaert, 1975), $z_0 = 1/8$ de la altura media de la vegetación. Esta grosera estimación, sin embargo, puede ser eficaz si no se dispone de un sistema de cinco niveles para poder evaluarlo con precisión en condiciones de estratificación indiferente, utilizando el método (2). Efectivamente, el valor de 2,5 cm. puede muy bien aproximarse, a la vista del terreno.

No entraremos en la descripción del método (2) (San José, 1983), sin embargo, haremos notar la alta precisión del mismo (0,1 %) y la rápida convergencia. Asimismo, el método (1), como ya indicamos, se ajustó a la misma precisión, adoptada por nosotros.

Una primera división para la comparación de ambas técnicas puede hacerse considerando el tipo de estratificación térmica: Estable o Inestable.

(La situación indiferente la consideraremos asociada a los episodios de débil estructura estable e inestable y, por consiguiente, asociados a las situaciones de puesta y salida del Sol, en términos generales.)

Si analizamos la situación Inestable ($\Delta \theta < 0$), debemos tener en cuenta inicialmente el signo del número de Richardson que evalúa localmente el tipo de estratificación ante el que nos hallamos:

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{O\theta/Oz}{(OU/Oz)^2} \quad (3,1)$$

de esta manera, cuando $Ri < 0$ estamos en situación local inestable y cuando $Ri > 0$ nos encontramos en situación local estable. El problema que se plantea con este indicador es la dependencia con la altura del mismo y por lo tanto, su carácter local. Volviendo a la situación inestable, ésta está caracterizada por fuertes movimientos convectivos que transfieren grandes masas de aire desde las capas más bajas a las más altas.

Las situaciones o episodios inestables fueron observados en un 54,73 % de los casos (correspondientes a 1.157 grupos de 10 minutos) y consideradas como tales por ambos métodos. Los episodios estables correspondieron al resto de los casos (45,62 %). Debido a diversas anomalías en el sistema de adquisición y almacenaje, hubo que despreciar el 7,81 % de los casos. En este porcentaje se encuentran incluidos aquellos casos donde las condiciones eran totalmente desfavorables para el análisis mediante el método de perfiles; gradientes negativos en la velocidad del viento, calma, etc. También incluimos en el mismo aquellas situaciones donde la estabilidad era excesivamente grande y, por lo tanto, el régimen puede considerarse laminar y la interpretación física de los parámetros turbulentos pierde su significado. Estos episodios fueron detectados utilizando todos los niveles de la torre y observando que ya en el primer nivel (0,35 m.) el número de Richardson era superior a 0,215, número que marca la cota superior para poder evaluar los parámetros turbulentos utilizando las funciones universales disponibles en la bibliografía. En el caso de tener que hacer uso del

primer o el segundo nivel (o ambos) el método (2) no puede aplicarse en su fase iterativa y, simplemente se evalúa la longitud de Monin-Obukhov como la media de la obtenida en los dos niveles, aplicando las relaciones entre Ri y L_{M-O} (Reguero, 1984).

En la Tabla 1 se muestra la ponderación en porcentaje del método (1), respecto al método (2), mediante la expresión:

$$P = \frac{\sum \frac{\text{n.º iteraciones de (1)}}{\text{n.º iteraciones de (2)}} \times 100}{\text{n.º total de ciclos}} - 100$$

de esta forma, puede notarse cómo, desde el punto de vista operativo, el método (1) representa un tiempo de C.P.U. superior en un 18,520 % al del método (1) en situaciones inestables.

Dada la amplia variabilidad de los parámetros analizados y el gran número de ciclos almacenados podemos inferir un error bastante bajo en el porcentaje hallado y generalizado sin problemas.

TABLA 1

INESTABLE			ESTABLE		
Días	Nº Cor.	P.º	Días	Nº Cor.	P.º
4	75	7.656	4	66	55.303
5	73	8.611	5	71	84.272
6	74	3.678	6	70	86.428
7	74	54.376	7	67	18.657
8	76	64.122	8	68	16.891
9	74	2.138	9	65	65.820
10	73	5.479	10	70	83.333
11	72	16.600	11	71	87.441
12	72	22.396	12	56	127.380
13	70	8.588	13	67	97.288
14	71	26.660	14	49	84.625
15	70	25.000	15	53	84.583
16	72	17.575	16	69	74.541
17	71	25.352	17	50	82.832
18	72	7.118	18	32	102.200
19	68	0.979	19	35	66.857
Media	—	18.520	Media	—	76.153
Total	1.157	—	Total	959	—

Ponderación del método (1) respecto al método (2).

Observando la tabla 1, se manifiesta un porcentaje muy superior para las situaciones estables, siendo éste del 76,153 %, evidenciándose en este

caso, el gran ahorro en la utilización del CPU, al utilizar el método (2), en lugar del método (1). Recordemos que N.º COR representa el número de grupos de diez minutos que, utilizando ambos métodos, se han correlacionado y correspondientes a cada día.

Analizando cualitativamente la situación de estratificación turbulenta estable, cabe notar que, debido a la existencia de una frontera en la evaluación de las funciones universales, correspondiente con un número de Richardson de $\leq 0,20$, es factible que el nivel más alto de la torre (6 m.) se encuentre en una situación estable con $Ri > 0,2$ y, por lo tanto, se hace imprescindible aplicar ambos métodos a alturas sucesivamente inferiores. Teniendo en cuenta que para aplicar el método (1) es necesario "fijar" una cierta altura, si ésta fuera la de 6 m. entonces, a la vista de la tabla 2, evaluaría-

TABLA 2.—Análisis de las situaciones estables de la campaña

Día	Nº Cor.	5N	4N	3N	2N	1N	0N	Sum.	Cor. H
4	66	66	0	0	0	0	0	66	0,994
5	71	71	0	0	0	0	0	71	0,991
6	70	70	0	0	0	0	0	70	0,991
7	67	64	1	0	2	0	0	64	0,990
8	68	68	0	0	0	0	0	68	0,989
9	65	59	6	0	0	0	1	71	0,989
10	70	68	2	0	0	0	0	71	0,989
11	71	71	0	0	0	0	0	71	0,989
12	56	53	1	2	0	0	16	72	0,982
13	67	49	16	0	1	1	0	67	0,879
14	49	25	7	9	4	4	15	64	0,988
15	53	40	11	1	2	0	15	69	0,987
16	69	65	10	1	0	0	2	78	0,995
17	50	34	10	1	1	4	13	63	0,841
18	32	5	22	10	10	5	19	71	0,932
19	35	4	18	2	7	5	21	57	0,947

Coef. Cor. H.—Es el coeficiente de correlación entre los flujos de calor sensible evaluados mediante ambos métodos.

"N.—Es el número de niveles, de abajo a arriba, de la torre de 6 m. que se han utilizado para el cálculo de los parámetros con el método (2). En el caso del método (1) indica el número de niveles contenidos en la altura tomada para aplicar el método.

En todos los casos se indica el número de ciclos de diez minutos que han resultado con las características dadas.

mos parámetros en un 84,67 % de los casos, perdiéndose el 15,33 % de los mismos, que corresponderían con los evaluados con nuestra torre apli-

cando niveles sucesivamente inferiores. Este problema es imposible de subsanar con el método (1), a menos que se disponga de más niveles y se vaya aplicando sucesivamente, descendiendo de nivel. Conviene hacer notar que en un 3,02 % de los casos, los métodos no son comparables, por no convergencia de alguno o ambos en un número suficiente de iteraciones (nosotros adoptamos 100); este porcentaje es lo suficientemente bajo como para no invalidar la comparación en general.

Sin entrar en los aspectos más teóricos respecto a las situaciones profundamente estables, podemos indicar que la turbulencia ha desaparecido prácticamente cuando, incluso en el nivel de 0,35 m., es imposible obtener un número de Richardson inferior a 0,2 y, por lo tanto, los conceptos relativos a los parámetros turbulentos han perdido su significado físico. Esto sucede en un 9,19 % de las situaciones señaladas en la tabla 2 y caracterizadas en la misma con 0N.

Por otro lado, cabe destacar también, que hacia la segunda mitad de la campaña, los coeficientes de correlación diarios del flujo de calor sensible disminuyen, acentuándose precisamente las situaciones extremadamente estables.

Analizando los valores diarios de los ciclos de diez minutos, comprendidos entre las 0h. 00' y 23h. 50', clasificándolos en situaciones estables e inestables, podemos obtener 16 coeficientes de correlación durante la campaña, para cada parámetro y flujo turbulentos. El estudio se realizó para la velocidad de fricción, temperatura de referencia, longitud de Monin-Obukhov y flujo de calor sensible, definido, éste último, como:

$$H = -\rho U_* \theta_*$$

A la vista de la tabla 3 se puede establecer, en una primera inspección visual, que la mayor parte de los coeficientes de correlación son excelentes. La ecuación de ajuste para el análisis de regresión es:

$$\lceil(1) = M \times \lceil(2) + B$$

donde \lceil es el parámetro o flujo turbulento correspondiente, M la pendiente y B la ordenada en el

origen. Los porcentajes mostrados corresponden con el total de correlaciones dadas en las tablas 1 y 2.

Las pendientes y las ordenadas de cada uno de los 64 análisis de regresión tienen un comportamiento válido. Como un ejemplo específico, consideremos el día 5 de agosto de 1984, donde los 144 grupos de diez minutos pudieron correlacionarse. Se obtuvieron 71 casos estables y 73 inestables, obteniéndose los siguientes coeficientes:

ESTABLE

U _*	M = 0,980	B = 0,004	R = 0,999
θ _*	M = 1,035	B = -0,007	R = 0,994
L	M = 1,119	B = -3,249	R = 0,983
H	M = 0,992	B = 1,923	R = 0,991

N.º de pares correlacionados: 71.

INESTABLE

U _*	M = 1,016	B = -0,012	R = 0,999
L	M = 0,452	B = -31,621	R = 0,811
H	M = 0,988	B = 8,984	R = 0,999

N.º de pares correlacionados: 74.

Proporción total de pares correlacionados con respecto a los almacenados: 100 %.

TABLA 3.—Correlaciones

	ESTABLE			INESTABLE		
	R ≥ 0,999	0,950 ≤ R < 0,999	R < 0,950	R ≥ 0,999	0,950 ≤ R < 0,999	R < 0,950
U _*	43,27	42,76	9,59	24,98	75,02	0
θ _*	7,19	66,85	25,96	50,56	49,44	0
L	0	55,47	44,53	0	62,49	37,51
H	0	80,81	19,19	69,14	30,86	0

(%).—Los porcentajes se obtuvieron respecto al total de ciclos analizados en cada situación de estabilidad. Las correlaciones se establecieron con los ciclos de diez minutos, clasificados según el tipo de estabilidad y agrupados por días.

Conclusiones

El método de obtención de los parámetros turbulentos desarrollado por Berkowicz et al. (1982) ha sido aplicado a una torre de 6 m. de altura en el Centro de Investigación de la Baja Atmósfera y se ha establecido la comparación de los parámetros y

flujos así calculados, así como un análisis de la rapidez de la convergencia del método, con el desarrollado por San José (1983), que utiliza para el cálculo de los mismos cinco niveles y que ha sido probado estableciendo una comparación de los parámetros con una torre de 100 m. también en el C.I.B.A. (San José et al, 1984) (Reguero, 1984).

El método desarrollado por Berkowicz et al. (1982), "fija" una cierta altura h , y utiliza dos sensores de temperatura y un anemómetro a esa altura, es decir, un coste muy bajo en instrumental. Debido a la posibilidad de disponer de un anemómetro en el nivel de 0,35 m., utilizado como "superficie", en nuestro caso lo hemos usado, sin embargo, dado que las velocidades medidas en ese nivel son muy bajas, a efectos prácticos podría suprimirse y considerar $U(z_1) = 0$.

Se ha mostrado que existe una muy alta correlación entre los parámetros y los flujos obtenidos por ambos métodos, por lo cual, se puede afirmar que, a menos de requerir una alta precisión, los parámetros evaluados mediante un solo nivel resultan ser eficaces a todos los efectos prácticos y pueden ser instalados en complejos industriales y centros de control de la contaminación.

En todos los casos analizados, los coeficientes de correlación han sido significativos y superiores a 0,8. Además, la pendiente y la ordenada de los diferentes análisis de regresión han resultado próximas a 1,0 y 0,0, respectivamente, lo que redundaría en la idea de garantizar la veracidad de los parámetros y flujos evaluados.

Bibliografía

BERKOWICZ, R., and PRAHM, L. P.: "Evaluation of the profile method for estimation of surface fluxes of

momentum and heat", *Atmos. Environ.* 16, 2809-2819 (1982).

BUSINGER, J. A.; WYNGAARD, J. C.; IZUMI, Y., and BRADLEY, F. F.: "Flux profile relationships in the atmospheric boundary layer", *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189 (1971).

CARL, D. M.; TARBELL, T. C., and PANOFSKY, H. A.: "Profiles of wind and temperature from towers over homogeneous terrain", *J. Atmos. Sci.*, 30, 788-794 (1973).

CARSON, D. J., and RICHARDS, P. J. R.: "Modeling surface turbulent fluxes in Stable conditions", *Boundary Layer Meteorol.*, 14, 67-81 (1978).

DYER, A. J., and HICKS, B. B.: "Flux-gradient relationships in the constant flux layer", *Q. Jl. Met. Soc.* 96, 715-721 (1970).

DYER, A. J.: "A review of flux-profile relationships", *Boundary Layer Meteorol.*, 7, 363-372 (1974).

NIELSEN, L. B.; CONRADSEN, K., and PRAHM, L. P.: "Analysis of measurements from a mast a nearby synoptic station", MST LUFT A-53. National Agency of Environmental Protection, Air Pollution Laboratory, Riso National Laboratory, DK-4000, Roskilde, Denmark (1981).

REGUERO, J.: "Parametrización de la Capa Límite Superficial Estable", Trabajo de Licenciatura. Universidad de Valladolid (1984).

SAN JOSÉ, R.: "Automatización de una torre meteorológica de 100 m. y obtención de los parámetros turbulentos de la Capa Límite Superficial", Tesis Doctoral. Universidad de Valladolid, 102-156 (1983).

SAN JOSÉ, R.; CASANOVA, J. L.; VILORIA, R. E., y CASANOVA, J.: "Torres meteorológicas y determinación de parámetros turbulentos", Universidad de Valladolid, 44-77 (1984).

WIERINGA, J.: "Gust factors over open water and built-up country", *Boundary Layer Meteorol.*, 3, 424-441 (1973).

YAGLOM, A. M.: "Comments on wind and temperature flux-profile relationships", *Boundary Layer Meteorol.*, 11, 89-102 (1977).