

Comportamiento de los parámetros de la Capa Fronteriza atmosférica sobre Juraguá entre los años 1978 y 1979.

Autor: Dr. Ing. Aldo Saturnino Moya Alvarez

Centro Meteorológico Provincial. Villa Clara. E – mail: cmpvc@civc.inf.cu

Resumen

La capa fronteriza de la atmósfera es una zona de transición entre la superficie subyacente y la atmósfera libre. En esta capa tienen lugar notables gradientes de las variables meteorológicas, los cuales originan flujos ascendentes y descendentes de impulso, calor y humedad que juegan un papel fundamental en el desarrollo de los procesos atmosféricos de diferentes escalas, incluida la escala sinóptica. Con el empleo de un modelo de capa fronteriza basado en el sistema de ecuaciones completas de hidrotérmica se realizó una caracterización de la capa fronteriza atmosférica sobre la zona de Juraguá, a partir de los diferentes parámetros que caracterizan su estructura. Para ello se utilizaron los datos de los sondeos aerológicos llevados a cabo en esta región entre los años 1978 y 1979. Los parámetros mostrados en el presente trabajo pueden ser empleados tanto en modelos de dispersión atmosférica de contaminantes como en modelos de circulación general para caracterizar la influencia de los procesos que tienen lugar en la capa fronteriza sobre el desarrollo y evolución de los procesos de escalas superiores.

Palabras claves: Capa fronteriza planetaria, capa superficial, flujos turbulentos, coeficientes de intercambio, teoría de la semejanza, parámetros de capa fronteriza.

Introducción

En el transcurso de los últimos 100 años muchos son los trabajos que se han realizado en función de ir perfeccionando la forma de describir la influencia de los procesos turbulentos que tienen lugar en la llamada "Capa Fronteriza de la Atmósfera" sobre el comportamiento de los campos de las variables meteorológicas, fundamentalmente en los niveles bajos y medios de la troposfera.

En el mundo esta tarea se ha venido llevando a cabo a lo largo de los años de dos formas fundamentales: La parametrización de los flujos turbulentos de impulso, calor y humedad a partir de los llamados coeficientes de intercambio o coeficientes de resistencia, los cuales constituyen los métodos más simples, y las parametrizaciones desarrolladas a partir de la elaboración de modelos completos de capa fronteriza, capaces de ofrecer una caracterización mucho más amplia de la estructura de la misma, además de encontrar una aplicación mucho más diversa.

En la literatura internacional se recoge ampliamente la evolución y desarrollo que ha tenido la modelación de la capa fronteriza de la atmósfera, desde los métodos burdos, basados en los llamados coeficientes de intercambio (Deardoff (1972 y 1974), Louis (1979), Louis *et al.* (1981), Arakawa (1972 y 1984) y Mitrani (1991)) hasta los modelos basados en las ecuaciones completas de hidrotérmica (Aloyan *et al.* (1981), Mellor y Yamada (1982), Panofski (1985), Mahiot *et al.* (1986) y Foskarino y Shnaiman (1990).

En Cuba los antecedentes más importantes sobre esta temática están relacionados con la parametrización desarrollada por Mitrani (1991) en su tesis doctoral "Métodos de Cálculo de los Procesos Físicos en los Modelos Numéricos de Pronóstico", la cual realizó a partir de los mencionados coeficientes de intercambio, y el modelo desarrollado por Moya (2003) a partir del sistema de ecuaciones completas de hidrotérmica. Otros trabajos importantes habían sido desarrollados anteriormente por Amaro (1984), en los cuales se ofrece una amplia caracterización del comportamiento de las variables meteorológicas en la capa fronteriza.

En el presente trabajo se ofrece una caracterización bastante detallada de la capa fronteriza sobre la región de Juraguá, zona costera ubicada en el sur de la provincia de Cienfuegos, con un régimen de brisas bien marcado prácticamente durante todo el año y un comportamiento de las variables meteorológicas, en general, característico de la costa sur de Cuba. Los cálculos de los parámetros de la capa fronteriza están basados en el modelo elaborado por Moya (2003) en su tesis en opción al grado científico de Dr. en Ciencias Meteorológicas.

El modelo utilizado se sustenta sobre la base del sistema de ecuaciones fundamental de hidrotérmica en su forma estacionaria y tiene en cuenta las particularidades de la geografía de Cuba, donde juega un papel fundamental la circulación de brisas. En este sentido, para la obtención de la altura de la capa fronteriza el mismo toma en consideración otros aspectos, como son la altura de la base de la inversión elevada de temperatura y la presencia de máximos

de velocidad del viento, relacionados muchas veces con los llamados "Chorros de los niveles bajos" (Carnesoltas *et al.* (1982)). Para la capa fronteriza inestable considera el concepto de «Capa de mezclamiento» y toma en cuenta el nivel de condensación como altura de la misma.

Así mismo, las expresiones empleadas en el modelo para dar solución al sistema de ecuaciones y que además, caracterizan la estructura de la capa fronteriza, están ajustadas experimentalmente a las condiciones de Cuba.

Materiales y métodos

Para la realización del trabajo se empleó el modelo de capa fronteriza desarrollado por Moya (2003), el cual parte del sistema completo de ecuaciones de hidrodinámica en forma estacionaria, compuesto por las ecuaciones para las componentes zonal y meridional del viento, el coeficiente de turbulencia, la ecuación para la energía cinética de la turbulencia y la expresión de Kolmogorov para la velocidad de transformación de dicha energía en energía calorífica. El sistema se muestra a continuación:

$$\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} + fv = fv_g \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z} - fu = -fu_g \quad (2)$$

$$\frac{dk}{dz} - \frac{k}{b} \frac{db}{dz} - \alpha_\varepsilon \frac{1}{4} \sqrt{b} = 0 \quad (3)$$

$$k \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \right] + \frac{g}{\theta_0 c_p} Q + \alpha_\varepsilon \frac{d}{dz} k \frac{dh}{dz} - \varepsilon = 0 \quad (4)$$

$$\varepsilon = \alpha_\varepsilon b^2 / k \quad (5)$$

donde:

u y v – Componentes zonal y meridional del viento.

k – Coeficiente de turbulencia.

b – Energía cinética de la turbulencia.

ε – Velocidad de transformación de la energía cinética de la turbulencia en energía calorífica.

u_g , v_g – Componentes zonal y meridional del viento geostrofico.

Q – Flujo turbulento de calor.

θ_0 – Temperatura potencial en superficie.

α_ε y α_b – Coeficientes empíricos.

La obtención del sistema (1–5) a partir de considerar una atmósfera estacionaria y horizontalmente homogénea da soporte físico a la tarea planteada, además de ser un sistema cerrado con cinco ecuaciones y cinco variables desconocidas, éstas últimas son u , v , k , b y ε . El siguiente paso consiste en obtener una serie de parámetros necesarios para dar solución al sistema de ecuaciones planteado.

Las fórmulas para la obtención de estos parámetros son diversas y han sido tratadas en los trabajos de Lajltman (1970), Kitaigorodski *et al.* (1973), Vagner y Nadiechina (1979), Smith y Carson (1977), Orlenko (1979), Nieuwstadt y Van Dop (1985), Foskarino y Shnaiman (1990), Mitrani (1991) y Moya (2003). Estos parámetros además caracterizan la estructura de la capa fronteriza sobre la región de estudio. Ellos son:

$$1. \text{ Parámetro de Rossby } R_o = \frac{V_{gs}}{fz_0}$$

$$2. \text{ Parámetro externo de estratificación } S = \frac{g}{fV_{gs}} \frac{\delta\theta}{\theta_0}$$

aquí

θ_0 – Temperatura potencial en superficie.

$$\delta\theta = 48[\gamma_a + (T_{hcs} - T_0)/(hcs - h_0)]$$

$\gamma_a = 0.0098^\circ C/m$ – Gradiente adiabático seco.

φ – Latitud del lugar.

T_{hcs} – Temperatura absoluta en el límite superior de la capa superficial.

T_0 – Temperatura absoluta en la superficie.

hcs – Altura de la capa superficial (Se tomará del sondeo una altura entre los 50 y los 100m).

h_0 – Altura a la cual se toma la temperatura en superficie.

3. Altura de la capa fronteriza estable $hcf = 0.45k_p |V_{gs}| \chi f^{-1}$. Para la capa fronteriza inestable se aplicó el concepto de capa de mezclamiento y se tomó el nivel de condensación como criterio para su altura.

donde

k_p – Constante de Karman.

$k_p \approx 0.37 - 0.40$ (Hogstrom (1996) y Bergman (1998 y 2000))

V_{gs} – Velocidad del viento geostrofico en superficie.

$f = 2\omega \sin\varphi$ – Parámetro de Coriols.

$\omega = 7.29 \times 10^{-5}$ – Velocidad angular de rotación de la tierra.

φ – Latitud del lugar.

4. Coeficiente geostrófico de rozamiento
 $\chi = 0.0045(\lg(R_o))^2 - 0.068\lg(R_o) + 0.343$

donde R_o - Parámetro de Rossby.

5. Velocidad dinámica $v_* = \chi k_p V_{gs}$

6. Parámetro interno de estratificación

$$\mu_0 = \frac{0.1640 \ln(z_{2n}/z_{1n})}{(z_{2n} - z_{1n})} \left(\sqrt{1 + \frac{25.36 k_p^2 S(z_{2n} - z_{1n})}{\chi [\ln(z_{2n}/z_{1n})]^2}} - 1 \right)$$

donde:

$z_{1n} = z_0 / L_e$ - Nivel de rugosidad normalizado por la longitud de Ekman.

z_0 - Nivel de rugosidad.

L_e - Longitud de Ekman.

$z_{2n} = hcs / L_e$ - Límite superior de la capa superficial normalizado por la longitud de Ekman (se toma el mismo nivel empleado para calcular $\delta\theta$).

hcs - Altura de la capa superficial.

7. $L_e = v_* k_p / f$ - Longitud de Ekman.

Si $S < 0$ entonces

$$\mu_0 = -(c_1 y + c_0) / z_{1n}, \quad y = |S| z_{1n} / \chi$$

Los valores de c_1 y c_2 en dependencia de y se muestran en la tabla 1.

Tabla 1. Valores de los coeficientes c_0 y c_1 , empleados en la fórmula para μ_0 .

Coeficiente	$y \leq 0.02$	$0.02 < y \leq 0.13$	$0.13 < y \leq 0.73$	$0.73 < y \leq 2.0$	> 2.0
c_0	0	-0.64×10^{-3}	-0.95×10^{-2}	-0.134	-0.78
c_1	0.061	0.082	0.15	0.32	0.64

8. Vector del flujo turbulento de impulso en superficie
 $\tau_0 = \rho_0 v_*^2$

Aquí ρ_0 es la densidad del aire en superficie, obtenida a partir de la ecuación de estado para el aire no saturado

$$\rho_0 = \frac{100 P_0}{RT_0}$$

9. Longitud de Monin - Obukhov

$$L_n = \mu_0 / L_e$$

10. Altura de la capa superficial

$$hcs = 0.028 L_e / \mu_0, \quad \text{si} \quad \mu_0 \geq 5$$

$$hcs = 0.03 L_e, \quad \text{si} \quad -5 \leq \mu_0 < 5$$

$$hcs = 0.01 \sqrt{|\mu_0|} L_e, \quad \text{si} \quad \mu_0 < 5$$

11. Flujo turbulento de calor en superficie

$$Q_0 = -\frac{c_p \rho_0 f}{g} V_{gs}^2 \chi^2 \theta_0 \mu_0$$

donde c_p - Calor específico del aire para un proceso a presión constante.

12. Flujo turbulento de humedad en superficie

$$H_0 = \frac{g \rho_1}{\Delta p_1} C_D |V_r| (q_{50} - q_0)$$

donde:

$$\Delta p_1 = 50 hPa$$

ρ_1 - Densidad estándar del aire al nivel del mar.

V_r - Velocidad real del viento en superficie.

H_0 - Flujo turbulento de humedad en superficie

q_{50} - Humedad específica en la altura de 50 m.

q_0 - Humedad específica en la superficie (En la primera aproximación se toma en el mismo nivel en el que se tomó T_0)

$C_D = 7.64 \times 10^{-5}$ - Coeficiente de resistencia.

Los valores de q se calcularon por la siguiente expresión:

$$q = 622 \frac{e}{p - 0.378e}$$

donde e es la tensión parcial del vapor de agua, calculada por la fórmula de Goff - Gratch, sobre la superficie del agua, adoptada por la OMM (IV CG. Resolución 19, reglamento técnico apéndice C, sección 13), la cual se presenta de la siguiente forma:

$$\lg e = 10.79574 (1 - T/T_d) - 5.02800 \lg + 1.50475 \times 10^{-7} [10^{(10000/T_d - 1)/6} - 1] + 0.42873 \times 10^{-10} [10^{(10000/T_d - 1)/4} - 1] + 0.78614$$

donde:

e - Tensión parcial del vapor de agua.

T_1 - Punto triple del agua (273.16 K, 0.01 °C).

T_d - Temperatura del punto de rocío.

13. Componentes del flujo turbulento de impulso en superficie

$$\tau_{x0} = a \rho_0 k_0 u_{hx}$$

$$\tau_{y0} = a \rho_0 k_0 v_{hx}$$

donde:

τ_{x0} , τ_{y0} – componentes zonal y meridional del flujo turbulento de impulso en superficie

u_{hs} y v_{hs} – componentes zonal y meridional del viento a la altura del anemómetro.

$a = 2.1910$ – Coeficiente empírico.

14. Ángulo de desviación entre el viento geostrofico y el real en superficie.

$$\alpha = 1.2 \lg(R_o)^2 - 14.1 \lg(R_o) + 84$$

Para la realización del trabajo se emplearon los datos de los sondeos aerológicos llevados a cabo en la región de Juraguá, entre los años 1978 y 1979, específicamente en la troposfera baja. En total se realizaron 302 corridas del modelo para diferentes horarios y épocas del año.

Discusión de los resultados

La zona de Juraguá, ubicada en la región centro sur de Cuba, se caracteriza por ser una zona costera llana, con aguas al sur lo suficientemente profundas como para garantizar un régimen de brisas bien marcado prácticamente durante todo el año. Se detectó circulación de brisas en el 50 % de los casos estudiados, de ello, un 54% en el período lluvioso y un 46% en el período poco lluvioso del año, con una altura promedio

de 1202 m. Esta circulación de brisas juega sin dudas un papel determinante en la formación de la estructura de la capa fronteriza en esta zona.

Esta zona durante el período poco lluvioso del año, en el que el régimen de brisas se impone solamente durante la influencia de las altas presiones oceánicas, es afectada además por las masas de aire que suceden a los frentes fríos con vientos de componente norte, norte – noreste y noreste, los cuales son generalmente más fuertes que los predominantes en el período lluvioso. A este factor se une el hecho de que en los meses del período poco lluvioso del año el centro de altas presiones oceánico baja en latitud, en relación con los meses del período lluvioso. Todo ello se refleja en el hecho de que en el período poco lluvioso del año el viento geostrofico medio alcanzara los 6.4 m/s , mientras que en el período lluvioso solo alcanzara 5.4 m/s . Este resultado confirma los obtenidos por Pérez y Hechevarría (1982). Este factor, conjuntamente con la estratificación térmica, determina la interacción termodinámica entre la atmósfera y la superficie subyacente y por tanto, la estructura de la capa fronteriza.

Esta interacción se refleja fundamentalmente a través de los flujos turbulentos de calor y de impulso en superficie. En la tabla 2 se muestran los valores medios de la velocidad del viento geostrofico en superficie, del parámetro interno de estratificación y de los flujos turbulentos de calor e impulso para estratificaciones estables, neutras e inestables.

Tabla 2. Valores medios de V_{gs} , μ_0 , Q_0 y τ_0 para estratificaciones estables, neutras e inestables en Juraguá en el período 1978 - 1979.

Tipo de estratificación	$V_{gs} \text{ (m/s)}$	μ_0	$Q_0 \text{ (W/m}^2\text{)}$	$\tau_0 \text{ (N/m}^2\text{)}$
Estable	4.6	14.0	-11.5	0.053
Cercana a la Neutralidad	9.4	0.9	-3.1	0.161
Inestable	7.4	-4.3	4.9	0.120

Se puede apreciar que los mayores valores modulares del flujo turbulento de calor se obtuvieron para estratificación estable. Si tenemos en cuenta que para este tipo de estratificación se obtuvieron los menores valores en la velocidad del viento, podemos percatarnos de que los altos módulos de estos parámetros se corresponden con fuertes gradientes térmicos durante las inversiones de temperatura en la capa superficial. Este hecho se corrobora al analizar el parámetro interno de estratificación, el cual caracteriza la estratificación térmica de esta capa. En este caso el mayor valor modular se obtuvo también para estratificación estable en correspondencia con los fuertes gradientes térmicos mencionados.

Estos resultados fueron comparados con los obtenidos en el Primer Experimento Global, llevado a cabo entre el 14 y el 20 de enero y entre el 25 y el 30 de junio de 1979. El 25 de junio a las 00 UTC, por ejemplo, para la longitud de Juraguá, la isolinia de flujo turbulento de calor igual cero pasa por los 22.8° LN aproximadamente (ligeramente superior a la latitud de Juraguá) con un paulatino incremento en valores negativos de Q_0 hacia el sur de esta latitud (Foskarino y Shnaiman (1990)). Para ese propio día a la misma hora en esta zona el modelo obtuvo como resultado un flujo turbulento de calor de -2.4 W/m^2 , el cual concuerda llamativamente con el resultado obtenido por dichos autores para esta zona.

Durante la expedición Soviético – Cubana, llevada a cabo en el mar Caribe entre el 5 de septiembre y el 24 de octubre de 1981, período en el cual predominó la estratificación inestable, el valor medio del flujo turbulento de calor resultó ser de $5.3 \text{ W} / \text{m}^2$ (Moreno *et al.* (1985)). El valor medio obtenido en la presente investigación para este tipo de estratificación en Juraguá resultó de $4.9 \text{ W} / \text{m}^2$.

El valor máximo absoluto del flujo turbulento de calor obtenido para estratificación estable en Juraguá resultó de -153.9 , mientras que para estratificación inestable fue de 58.5 . En el primer experimento global el valor máximo absoluto obtenido para la estratificación estable resultó de -108.0 y 36.0 para estratificación inestable. Los valores obtenidos a partir

de este experimento para el cinturón tropical y subtropical en sentido general oscilaron alrededor de -15 (Foskarino y Shnaiman (1990)), mientras que para Juraguá el valor medio obtenido resultó de -6.78 . El valor medio del módulo de este parámetro alcanzó 8.97 .

Los resultados obtenidos para el flujo turbulento de impulso también fueron comparados con los experimentales. Se comparó el valor medio de con los resultados obtenidos en las tres fases de TROPEKS – 72 (Fritzjarrald y Garstang (1981)) y con la parametrización desarrollada por Mitrani (1991) con Caribe – 81. Este último caso se comparó con el valor medio de obtenido con estratificación inestable, la cual predominó durante este experimento (tabla 3).

Tabla 3. Comportamiento medio de τ_0 según TROPEKS – 72 y las parametrizaciones con Caribe – 81 y Juraguá.

Nombre del experimento		$\tau_0 (\text{N} / \text{m}^2)$
TROPEKS – 72 FASE	FASE I	0.040
	FASE II	0.056
	FASE III	0.048
PARAMETRIZACIÓN JURAGUA		0.082
PARAMETRIZACIÓN CARIBE – 81		0.190
PARAMETRIZACIÓN JURAGUA (EST. INESTABLE)		0.120

Como se puede apreciar, el valor obtenido en la parametrización actual en sentido general fue superior a los resultados obtenidos en TROPEKS – 72. Este resultado se corresponde con los de otros autores que han obtenido valores muy superiores del flujo turbulento de impulso sobre los continentes a los registrados sobre los océanos (Foskarino y Shnaiman (1990)). Sin embargo, al comparar el valor medio de τ_0 obtenido para estratificación inestable con la parametrización desarrollada por Mitrani (1991) con Caribe – 81, resulta que este último resultó superior, lo cual puede estar relacionado con el hecho de que durante esta expedición, la fuerza del viento con valores superiores a $7 \text{ m} / \text{s}$ fue observada casi en un 40% de los casos, fundamentalmente en la segunda etapa de la expedición. En el período, para el cual se realizó el estudio sobre el comportamiento del flujo turbulento de impulso en Juraguá la velocidad del viento fue superior a 7 apenas en el 7.6% de los casos. Otro aspecto a tener en cuenta está relacionado con el hecho de que la propia expedición fue desarrollada en zonas de la plataforma insular, cuya

batimetría influye significativamente en el comportamiento de los parámetros de la capa fronteriza sobre el mar.

La tabla 4 muestra los valores modulares medios de τ_0 para los períodos lluvioso y poco lluvioso del año. Para el período lluvioso la velocidad dinámica media resultó de 0.22 , mientras que para el período poco lluvioso fue superior, alcanzando 0.25 . Este resultado está relacionado con mayores valores del viento geostrófico en el período poco lluvioso. El Primer Experimento Global arrojó como resultado valores para el período cálido entre 0.20 y 0.30 , en tanto para el período invernal los valores oscilaron entre 0.30 y 0.50 (Foskarino y Shnaiman (1990)). Si se tiene en cuenta que estos resultados del Primer Experimento Global incluyen las latitudes medias y altas, en las cuales (fundamentalmente las latitudes medias) el viento geostrófico promedio es superior al de latitudes más bajas (principalmente en invierno), se puede concluir que los resultados obtenidos para en Juraguá, se encuentran en los rangos correspondientes.

Tabla 4. Valores medios de τ_0 y v_* para los periodos lluvioso y poco lluvioso del año.

Período del año	$\tau_0 (N/m^2)$	$v_* (m/s)$
Lluvioso	0.072	0.22
Poco Lluvioso	0.094	0.25

El Primer Experimento Global arrojó además, que para v_* los valores anuales de mayor magnitud en el hemisferio norte se localizan entre los 25 y 75° de latitud (0.30 – 0.40 m/s), disminuyendo paulatinamente hacia latitudes altas y bajas, lo cual concuerda plenamente con los resultados obtenidos a partir de dicho experimento.

El flujo turbulento de impulso también resultó mayor en el periodo poco lluvioso, en el cual ascendió a $0.094 N/m^2$, mientras que para el periodo lluvioso resultó de 0.072.

La altura de la capa fronteriza y de la capa superficial fueron evaluadas teniendo en cuenta la presencia de estratificación convectiva estable o no, por ser esta condición una de las principales características que la determinan. El comportamiento de este indicador, así como de la altura de la capa superficial en dependencia del tipo de inestabilidad se ofrece en la tabla 5.

Tabla 5. Valores medios de h_{cf} y h_{cs} para estratificaciones estables, neutras e inestables en Juraguá en el período 1978 - 1979.

Tipo de estratificación	$h_{cf}(m)$	$h_{cs}(m)$
Convectiva estable	264	10
Convectiva inestable	873	29

La altura media de la capa superficial para una atmósfera convectiva inestable alcanza los 29 m, mientras que en condiciones de estabilidad no supera los 10 como promedio. De otra parte, la altura media de la capa fronteriza en condiciones de estabilidad resultó de 264. Para condiciones de inestabilidad convectiva, como se explicaba anteriormente, fue aplicado el concepto de "capa de mezclamiento", tomándose como su altura el nivel de condensación, el cual, como promedio alcanzó 873.

Para estratificación estable los valores más bajos de la altura de la capa fronteriza alcanzados estuvieron entre 50 y 80, mientras que el valor

máximo absoluto fue de 673. La altura de la capa superficial en condiciones de estabilidad alcanzó sus valores más bajos entre 3 y 5, en tanto el valor máximo absoluto en estas condiciones resultó de 62, el 17 de enero de 1979 con viento geostrofico de 15. El valor máximo absoluto alcanzado para esta capa fue de 70, para estratificación convectiva inestable.

La tabla 6 resume los valores medios de los parámetros de la capa fronteriza de la atmósfera.

Tabla 6. Valores medios de los parámetros de la capa fronteriza de la atmósfera en Juraguá en el período 1978 - 1979.

Región	V_{gx} (m/s)	S	v_* (m/s)	α^0	χ	τ_0 (N/m^2)	Q_0 (W/m^2)	LH_0 (W/m^2)	h_{cs} (m)	h_{cf} (m)
Juraguá	5.8	36.6	0.23	17.8	0.1	0.082	- 6.8	32.46	17	480

En la tabla 7 se representa el comportamiento medio diario de los parámetros de la capa fronteriza. Como se puede apreciar, la marcha diaria de cada parámetro se encuentra bien definida, respondiendo en todos

los casos al estado de la atmósfera característico para cada horario. El viento geostrófico presenta su valor máximo a las 18 UTC con valor medio de 7.7, mientras que el valor mínimo medio se presenta a las 06 UTC.

Tabla 7. Comportamiento medio diario de los parámetros de la capa fronteriza en Juraguá en el período 1978 - 1979.

Parámetros	06	12	18	00
$V_g (m/s)$	2.2	4.3	7.7	6.7
S	50.9	39.2	-3.58	30.3
$v_s (m/s)$	0.12	0.18	0.29	0.26
α°	21.6	19.2	16.1	17.1
χ	0.11	0.10	0.10	0.10
$Q_0 (W/m^2)$	-5.2	-7.2	-1.66	-10.3
$Q_s (W/m^2)$	5.2	8.95	6.77	11.26
$\tau_s (N/m^2)$	0.010	0.049	0.121	0.105
$LH_s (W/m^2)$	1.34	12.50	76.2	30.33
$LH_s (W/m^2)$	19.5	28.3	78.79	41.2
$h_{cs}(m)$	3	9	29	20
$h_{cf}(m)$	207	283	856	458

En sentido general la fuerza del viento en superficie el período nocturno es significativamente más baja que durante el día. Además de ser más débil la fuerza del viento durante el período nocturno, en estos horarios la superficie sufre un enfriamiento notable debido a los procesos de irradiación, lo cual conlleva a un predominio de la estratificación estable, caracterizada en muchas ocasiones por inversiones superficiales de la temperatura.

Lo expuesto anteriormente está directamente relacionado con el comportamiento diario del régimen turbulento en sentido general. El flujo turbulento de calor, por ejemplo, presenta valores negativos en todos los horarios. Se destaca el hecho de que, aún a las 18 UTC, el flujo turbulento de calor medio se mantiene negativo, sin embargo, con un módulo más pequeño que en el resto de las horas del día, lo cual es resultado de un número mayor de casos con inestabilidad y flujo de calor positivo. La presencia de la brisa diurna en

zonas costeras y la propia influencia marítima no permiten un calentamiento en las zonas costeras que de lugar a condiciones de inestabilidad en el período diurno similares a las que tienen lugar en zonas alejadas de las costas. Esto se explica además con el hecho de que en el período lluvioso del año la actividad convectiva en Cuba se desarrolla fundamentalmente hacia el centro de la isla.

En la tabla 7 y en la figura 1 se puede apreciar que el valor medio del módulo del flujo turbulento de calor en superficie adquiere dos máximos durante el día, a las 12 y a las 00 UTC, lo cual se corresponde con los valores máximos obtenidos en estos horarios para el parámetro externo de estratificación (S), que da lugar a fuerte flujo de calor negativo. Lo anterior significa que para el flujo turbulento de calor en superficie el gradiente vertical de temperatura jugó un papel más importante en la determinación del módulo que la velocidad del viento en superficie.

$$|Q_0| (W/m^2)$$

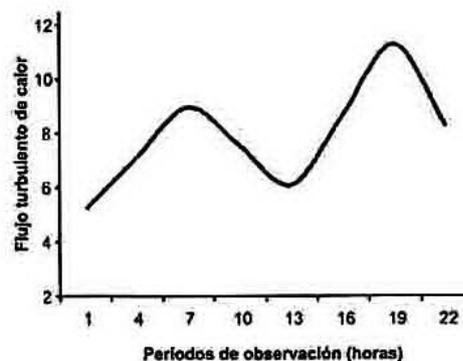


Fig. 1. Marcha diaria del flujo turbulento de calor en superficie (W/m^2) en Juraguá en el período 1978 - 1979.

La altura de la capa fronteriza presentó su valor máximo también a las 18 UTC, alcanzando 856 m como promedio, mientras que su valor mínimo medio lo alcanza a las 06 UTC. Algo similar ocurre con la altura de la capa superficial, la cual oscila desde valores cercanos a los 3 en horas de la madrugada, hasta alturas cercanas a 30 en horas del mediodía.

El flujo turbulento de humedad, en aras de una mejor comprensión, se expresa multiplicado por el calor latente de condensación. Esto nos permite además poder comparar los resultados con los de otros

autores. En la tabla 7 se puede observar que los valores máximos se presentan en el horario de las 18 UTC, en tanto los mínimos predominan en el horario nocturno, en correspondencia con un régimen turbulento muy disminuido en este período.

Los valores medios obtenidos para el flujo turbulento de humedad fueron comparados con los alcanzados en las tres fases de TROPEKS - 72 y GATE - 74 (Radikievich y Seriakov (1978)). Estos resultados se muestran en la tabla 8.

Tabla 8. Valores medios del flujo turbulento de humedad obtenidos en diferentes experimentos

EXPERIMENTO	TROPEKS - 72		GATE - 74	JURAGUA
$LH_0 (W / m^2)$	FASE I	23.45	117.26	32.35
	FASE II	53.52		
	FASE III	30.81		

Se puede apreciar que los valores obtenidos son similares a los alcanzados en las fases I y III de TROPEKS - 72, e inferiores a los de la fase II. Así mismo resultaron muy inferiores a los mostrados por GATE - 74, tal y como es el comportamiento habitual de este parámetro sobre tierra, en relación con sus valores sobre los océanos. Los experimentos desarrollados en CARIBE - 81, donde predominó la estratificación inestable, arrojaron un valor medio del flujo turbulento de humedad de $121.10 W / m^2$. Para este tipo de estratificación los resultados para Juraguá muestran un valor medio de 96.6, también inferior a los obtenidos sobre la superficie del mar.

En la figura 1 se muestra el comportamiento característico diario del módulo del flujo turbulento de humedad obtenido para Juraguá. Aquí se puede apreciar más claramente un máximo del módulo del flujo de humedad hacia las horas del mediodía, cuando alcanza valores cercanos a los 79 y una disminución notable hacia el período nocturno.

Otro parámetro importante y de mucha utilidad para el pronóstico del tiempo a corto plazo es el ángulo medio de desviación entre el viento geostrófico y el real, el cual es inversamente proporcional a la velocidad del viento y alcanzó valores medios desde 16.1° en horas del mediodía hasta 21.6° en el período nocturno, específicamente a las 0600 UTC.

$$|LH_0 (W / m^2)|$$

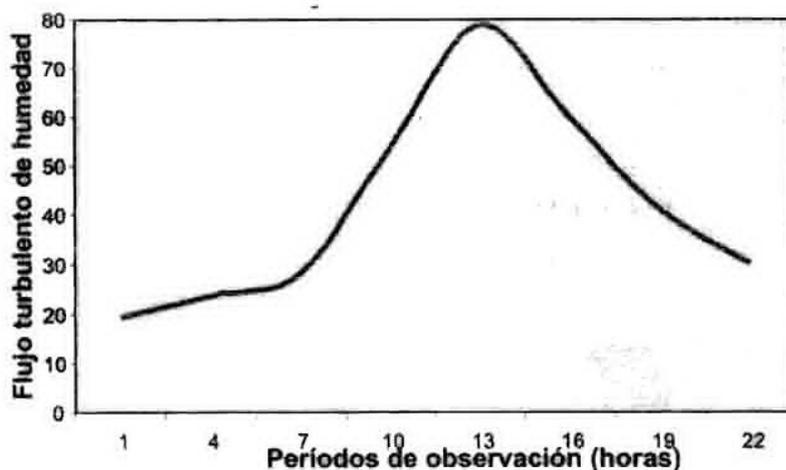


Fig. 2. Marcha diaria del flujo turbulento de humedad en Juraguá en el período 1978 - 1979

Conclusiones

Luego de haber descrito el comportamiento de los principales parámetros que caracterizan la estructura de la capa fronteriza sobre la región de Juraguá podemos arribar a las siguientes conclusiones:

1. La velocidad del viento geostrofico en superficie determina la magnitud del flujo turbulento de impulso, el cual alcanzó un valor medio de 0.082 N/m^2 y su valor máximo medio para estratificación neutra con 0.161.
2. El mayor valor obtenido para el flujo turbulento de impulso fue de 0.51.
3. El gradiente vertical de temperatura determinó, por encima de la velocidad del viento, que el módulo del flujo turbulento de calor resultara mayor para estratificación estable, 11.5, para la cual se obtuvieron las menores velocidades del viento.
4. El valor medio del flujo turbulento de calor resultó de -6.8, cuyo signo negativo indica predominio de la estratificación estable en la región de Juraguá. El valor medio del módulo de este parámetro alcanzó 8.97.
5. La altura media de la capa fronteriza estable no supera los 300, en tanto la frontera superior de la capa de mezclamiento se encuentra cercana a los 1000 de altura.
6. La altura media de la capa superficial se encuentra cercana a los 20, aunque puede alcanzar valores próximos a los 100.
7. Todos los parámetros de capa fronteriza poseen una marcha diaria bien determinada, excepto el coeficiente geostrofico de rozamiento, el cual se mantiene con muy poca variación durante todo el día.
8. Los resultados obtenidos para los parámetros de capa fronteriza a partir del modelo matemático aplicado se corresponden con los obtenidos experimentalmente por otros autores, lo cual justifica el empleo de estos modelos para realizar estudios de esta naturaleza.

Referencias

- Aloyan A.E., Yordanov D.Y. y Penenko V.V., 1981:** Parametrización de la capa fronteriza con altura variable (En ruso). Meteorologuía y Guidrologuía, Nº 1, p. 37 - 46.
- Amaro, L., 1984:** Investigaciones Aerológicas en la Capa Límite Planetaria en la Isla de Cuba. Tesis para optar por el grado de Doctor en Ciencias. Depositada en la Biblioteca del INSMET.
- Arakawa, A., 1972:** Desing of de U.C.L.A. General circulation model. Numerical simulation of weather and climate. Tech. Rep. Nº 7, Dept. Of meteorology, University of Gilberia, Los Angeles, 116 pp.
- Arakawa, A., 1984:** Parametrization of the planetary boundary layer. Department of de Atmospheric Science of U.C.L.A., USA, 18 pp.
- Bergmann J. C., 1998:** A physical interpretation of Von Karman's constant based on asymptotic considerations - a new value. J. Atmos. Sci. Vol. 78, p. 3403 - 3405.
- Bergmann J. C., 2000:** Reply. J. Atmos. Sci., Vol. 57, p. 1193 - 1195.
- Carnesoltas M., R. Hernández, G. Rodríguez y G. González, 1982:** Características del Chorro de los Bajos Niveles sobre Cuba. Depositada en la biblioteca del INSMET.
- Deardorff. I.W., 1972:** Parametrization of the boundary layer for use on the general circulation model. Mon. Wea. Rev., Vol. 100, Nº 93, 106 pp.
- Deardorff I. W., 1974:** Three - Dimensional numerical study of the height and mean structure of the hested planetary boundary layer. Bound Layer Met., Vol 7, Nº 1, p. 81 - 106.
- Foskarino O.V. y Shnalman V. A., 1990:** Modelación de la capa fronteriza y del intercambio turbulento en la atmósfera (En ruso). Guidrometeoizdat, Leningrado, 160 pp.
- Fritjzarrald D. R and Garstang M, (1981):** Boundary Layer Growth over the tropical ocean. Mon. Wea. Rev., Vol. 109, Nº 8, p. 1762 - 1772.
- Hogstrom, 1996:** Reviw of some basic characteristic of atmosphere surface layer. B. M. L., Vol. 78, p. 215 - 246.
- Kitaigorodski S. A., Miropolski U. Z. Y Filluchln B. N., 1973:** Sobre la diferenciación de las ondas internas de la turbulencia según los datos de fluctuación de la temperatura en el océano (En ruso). Academia de Ciencias de la URSS, Física de la atmósfera y del océano, T. 9, Nº 3, p. 272 - 293.
- Laljtman D. L., 1970:** Física de la capa fronteriza de la atmósfera (En ruso). Guidrometeoizdat. Leningrado, 342 pp.
- Louis, J. F., 1979:** A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. Bound Layer Met., Vol 17, Nº 2, P. 187 - 202 .
- Louis J. F., Tiedke M. y Gell J. F., 1981:** A short history of the PBL parameterization at the ECMWF. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization at the ECMWF, p. 59 - 79.
- Maihot I., Tourigny P. y Benoit R., 1986:** Some improvements to the Turbulent Kinetic Energy Model of the Planetary Boundary Layer Used at RPN.- Rept WMO/IGSU World Clim., Res. Programme, , Nº 9, p. 4/47 - 4/49.

- Mellor G.L. y Jamada T. 1982:** Development of the turbulent closure model for geophysical fluid problems.-Rev. Of Geophysics and Space Physics, Vol. 20, Nº 4, p. 851 - 875.
- Mitrani I., 1991:** «Métodos de cálculo de los procesos físicos en los modelos numéricos de pronóstico del tiempo», Tesis doctoral. Instituto de Meteorología. La Habana.
- Moreno A., Mitrani I. y Padilla I., 1985:** Análisis de los flujos de calor y humedad en la capa fronteriza de interacción océano - atmósfera en la región noroccidental del mar Caribe, Meteorología tropical. Trabajos del segundo simposio internacional, p. 191 - 196.
- Moya A., 2003:** «Modelación matemática de la capa fronteriza de la atmósfera en cuba», Tesis doctoral. Instituto de Meteorología. La Habana, Cuba, 88 pp.
- Nieuwstadt F.T. y X. Van Dop, 1985:** La turbulencia atmosférica y la modelación de la distribución de contaminantes (En ruso). Guidrometeoizdat, Leningrado, 351 pp.
- Orlenko L. P., 1979:** Estructura de la Capa Fronteriza de la Atmósfera (En ruso). Guidrometeoizdat, Leningrado, 270 pp.
- Panofsky H. A., 1985:** The planetary boundary layer. Adv. Geophys., Vol. 28, p. 359 - 385.
- Pérez, B., D. y E. Hechevarría, 1982:** Resultados preliminares del viento en diferentes capas de la atmósfera. Depositado en biblioteca del INSMET.
- Radikievich V. M. y Seriakov E. I., 1978:** Interacción del sistema océano - atmósfera en el ecuador (En ruso). TROPEkS - 74, Guidrometeoizdat, Leningrado, p. 417 - 422.
- Smith F. B. y Carson D. J. 1977:** Some thoughts on the specification of the boundary layer relevant to numerical modelling. Bound. Layer Met., Vol. 12, Nº 3, p. 307 - 330.
- Vagner B.G. y Nadechina E.D., 1979:** La capa fronteriza de la atmósfera en condiciones de homogeneidad horizontal (En ruso). Leningrado, 135 pp.

Abstract

The boundary layer of the atmosphere is a transition area between the underlying surface and the free atmosphere. In this layer happens strong gradients of the meteorological variables, which originate upward and descending flows of impulse, heat and humidity that play a fundamental paper in the development of the atmospheric processes of different scales, included the synoptic scale. With the employment of a model of boundary layer based on the system of complete equations of hydrothermodynamic was carried out a characterization of the atmospheric boundary layer on the area of Juragua, starting from the different parameters that characterize their structure. For they were used the data of the poll aerológico carried out in this region among the years 1978 and 1979. The parameters shown work presently can be so much employees in models of atmospheric dispersion of pollutants as in models of general circulation to characterize the influence of the processes that you/they take place in the boundary layer on the development and evolution of the processes of scales superiores.

Key words: planetary boundary layer, surface layer, turbulent flows, exchange coefficients, likeness theory, parameters of boundary layer.