

ESTUDIO DEL COMPORTAMIENTO DE LOS FLUJOS TURBULENTOS DE INTERACCIÓN OCÉANO - ATMÓSFERA EN LOS MARES CERCANOS A CUBA

*Oscar O. Díaz Rodríguez, Ida Mitrani Arenal, Manuel Alberteris Campos
(Centro de Física de la Atmósfera, Instituto de Meteorología)*

RESUMEN:

Se presenta un análisis del comportamiento de los flujos turbulentos de interacción océano - atmósfera en aguas cubanas. Se expone el método de cálculo aplicado, utilizando datos de 38 cruceros oceanográficos, realizados entre los años 1966 y 2001. Se describe su variabilidad espacio - temporal, por bimestres y zonas seleccionadas de acuerdo con sus particularidades batimétricas, así como el enlace de sus características locales y temporales con la actividad de los ciclones tropicales y la presencia del evento ENOS. A modo de conclusión, se plantea que la conexión entre los procesos turbulentos de interacción océano - atmósfera y el comportamiento de estos eventos meteorológicos presentan peculiaridades de carácter muy local.

ABSTRACT:

An analysis of the space-time behavior of the air-sea interaction turbulent flows in Cuban waters is presented. The applied method is exposed. The calculation process was made, using data from 38 oceanographical cruises, carried out from 1966 to 2001. Their space - time variability is described for bimesters and selected areas according with its batimetical particularities, as well as the connection of its local space - time characteristics with the tropical cyclone activity and the presence of the ENOS event. As a conclusion, it is shows that the connection among the turbulent processes of air-sea interaction and the behavior of those meteorological events present peculiarities of very local character.

INTRODUCCIÓN

Es conocida la decisiva influencia del océano como regulador del clima planetario. La interacción de la atmósfera con el océano, genera un fuerte intercambio turbulento de calor, vapor de agua y cantidad de movimiento en la superficie marina, que se trasmite hacia otros niveles internos de ambos medios, formándose la capa fronteriza atmosférica y la capa activa oceánica.

El tema abordado es de gran importancia en el estudio del clima, de la evolución de eventos meteorológicos tales como los ciclones tropicales y en la predicción dinámica del estado del mar y del tiempo. Existen algunos estudios integrales de este tipo en los mares cercanos a Cuba, (Moreno et al. 1985, Mitrani et al. 1985) pero estos se basaron en información procedente de un corto número de expediciones, lo cual limita en alguna medida la visión temporal del tema tratado. En la presente investigación, se incluyen datos de 38 expediciones realizadas entre los años 1966 y 2001, lo cual permitió abordar el problema de una manera más completa.

El objetivo del presente texto es exponer los resultados de una investigación sobre el comportamiento espacio - temporal de los flujos turbulentos de interacción océano - atmósfera, determinados por métodos numéricos a partir de los elementos meteorológicos observados sobre la superficie marina.

AREA DE ESTUDIO E INFORMACIÓN UTILIZADA

El área de estudio se localiza entre los 87° y 73°W y entre los 25° y 18°N. Se utilizó la información proveniente de 37 cruceros realizados en los mares cercanos a Cuba desde 1967 hasta 1993, por especialistas del Centro de Investigaciones Pesqueras (CIP), del Instituto de Meteorología (INSMET) y del Instituto de Oceanología (IDO) a distancias de hasta 200 Km de la línea costera¹ y de la expedición multinacional ECAC-3 del año 2001 a bordo del buque mexicano "Justo Sierra", para un total de

¹ Esta información procede de la base de datos HIDROMET, conservada en soporte técnico en el INSMET. Fue elaborada en 1994 por los especialistas del Instituto de Meteorología Isidro Salas García, Jesús Dole Chávez e Ida Mitrani Arenal, y por Benigno Hernández de la Torre, del Centro de Investigaciones Pesqueras.

38 expediciones. Las observaciones incluyen datos meteorológicos: velocidad y dirección del viento, temperatura del aire, humedad, presión atmosférica y datos oceánicos, como son la temperatura y salinidad en horizontes estándar hasta 1200 m de profundidad. Se adoptó la organización de los resultados por bimestres y por zonas, cuya clasificación se realizó acorde a sus particularidades batimétricas. En total se diferenciaron nueve zonas (Figura1).

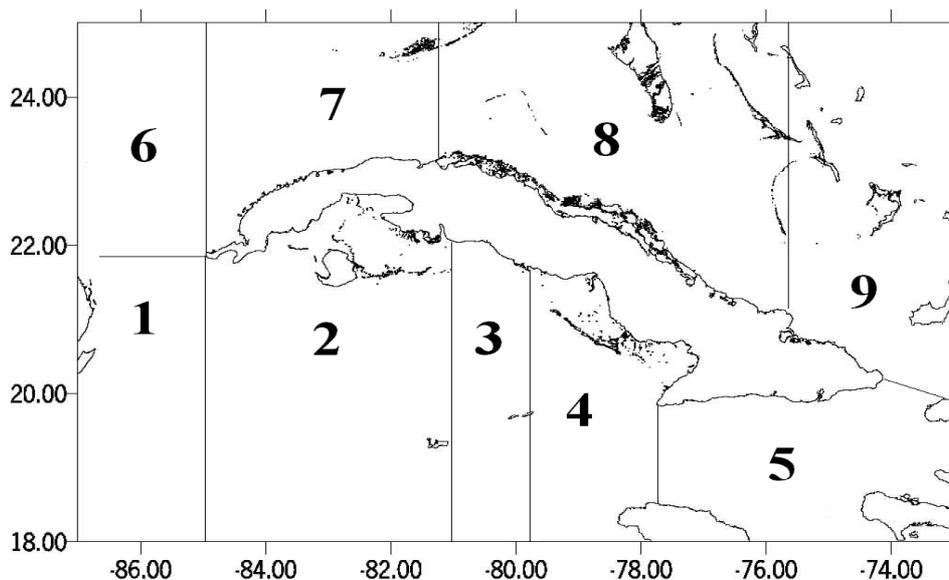


Figura 1. Área de estudio separada por zonas de acuerdo a las características de la plataforma insular.

CÁLCULO DE LOS FLUJOS TURBULENTOS

Debido a la carencia de observaciones directas de los flujos turbulentos de interacción océano - atmósfera, se decidió realizar los cálculos mediante un método indirecto, aplicando la parametrización de Liu et al. (1979) cuya efectividad ya ha sido lo suficientemente probada en aguas tropicales durante los experimentos TOGA (.Jones.....). Se utilizaron para ello los valores de los elementos meteorológicos como son la velocidad del viento, presión atmosférica, temperatura del agua, temperatura del aire y humedad en la capa superficial del aire sobre el océano. A continuación se presentan los principales aspectos de la metodología aplicada en el presente trabajo.

Asumiendo la homogeneidad horizontal como una aproximación válida para la capa límite sobre la superficie marina, es posible establecer una proporción lineal entre los gradientes de velocidad, humedad y temperatura y los flujos turbulentos verticales de cantidad de movimiento, calor latente y calor sensible respectivamente. Entonces los flujos pueden representarse del siguiente modo:

$$F_u = \rho C_d (U - U_s)^2 \quad (1a)$$

$$F_t = C_p \rho C_t (U - U_s)(T_s - T) \quad (1a)$$

$$F_q = L \rho C_q (U - U_s)(q_s - q) \quad (1a)$$

donde:

ρ : Densidad del aire

C_p : Calor específico a presión constante

L : Calor latente de condensación del vapor de agua

F_u, F_t, F_q : Flujos de impulso, calor sensible y latente

C_d, C_t, C_q : Coeficientes de intercambio turbulento

U, U_s : Módulo de la velocidad del viento al nivel de las mediciones y de la superficie

T, T_s : Temperaturas del aire al nivel de las mediciones y de la superficie

q, q_s : Humedad específica del aire en el nivel de las mediciones y en superficie

Los coeficientes de intercambio turbulento se determinan integrando los perfiles de velocidad, humedad y temperatura.

Aquí se considera que $U_s = 0$ y Q_s es la humedad específica de saturación para T_s .

Cerca de la superficie pero por encima de la capa laminar, la distribución de velocidad, temperatura y humedad está regida por los perfiles adiabáticos (e. g., Businger, 1973a):

$$(T - T_s) / T_* = [\ln(Z / Z_t) - \psi_t] / \alpha_t k \quad (2a)$$

$$(Q - Q_s) / Q_* = [\ln(Z / Z_q) - \psi_q] / \alpha_q k \quad (2b)$$

$$(U - U_s) / U_* = [\ln(Z / Z_o) - \psi_u] / k \quad (2c)$$

Donde:

$$U_* = (F_u / \rho)^{1/2} \quad (3a)$$

$$Q_* = -F_q / (L\rho U_*) \quad (3b)$$

$$T_* = -F_t / (C_p \rho U_*) \quad (3c)$$

$$\alpha_t = \alpha_q = 1.13636$$

$$k = 0.4$$

En el presente trabajo, se tomó la altura de referencia correspondiente a los valores medidos de temperatura, humedad y velocidad del viento como $Z=10$ m.. En la formulación propuesta por Liu (1979) se diferencian los parámetros de rugosidad Z_t , Z_q y Z_o , para cada uno de los elementos meteorológicos y son calculados en función del número de Reynolds. Por otra parte, según el modelo Businger-Dyer, bajo condiciones de estabilidad se cumple que:

$$\psi_t = 2 \ln[(1 + Y) / 2] \quad (4a)$$

$$\psi_q = 2 \ln[(1 + Y') / 2] \quad (4b)$$

$$\psi_u = 2 \ln[(X + 1) / 2] + \ln[(X^2 + 1) / 2] - 2 \tan^{-1}(X) + \pi / 2 \quad (4c)$$

Donde:

$$X = (1 - a_u \zeta)^{1/4}$$

$$Y = (1 - a_t \zeta)^{1/2}$$

$$Y' = (1 - a_q \zeta)^{1/2}$$

$$\zeta = Z / L_*$$

En condiciones de inestabilidad:

$$\psi_t = -b_t \zeta \quad (5a)$$

$$\psi_q = -b_q \zeta \quad (5b)$$

$$\psi_u = -b_u \zeta \quad (5c)$$

Para los cálculos realizados en el presente texto, se consideró apropiado utilizar los valores dados por Paulson (1970) y Monin y Yaglom (1971) del modo siguiente:

$$a_u = a_t = a_q = 16$$

$$b_u = b_t = b_q = 7$$

La longitud de Monin-Obukhov se definió como:

$$L_* = (T_v U_*)^2 / (g k T_{v*})$$

donde g es la aceleración de la gravedad, y:

$$T_v = T(1 + 0.61Q)$$

$$T_{v*} = T_*(1 - 0.61Q) + 0.61Q_*$$

Al combinar (1), (2) y (3) se obtienen las siguientes relaciones para los coeficientes de intercambio:

$$C_t = C_d \alpha_t (\log(Z / Z_o) - \psi_u) / (\log(Z / Z_t) - \psi_t) \quad (6a)$$

$$C_q = C_d \alpha_q (\log(Z / Z_o) - \psi_u) / (\log(Z / Z_q) - \psi_q) \quad (6b)$$

Se procede a la aplicación de un proceso iterativo, tomando como punto de partida la aproximación de Charnok para el parámetro de rugosidad:

$$Z_0 = k \frac{U_*}{g}$$

Para el momento inicial, se asumió una estratificación neutral, donde el coeficiente C_d puede estimarse utilizando la siguiente relación (Kondo, 1975):

$$10^3 C_d = p + q U_{10}^r$$

Donde U_{10} es la velocidad del viento en la altura de referencia. Para los coeficientes (r, p, q) se tomaron los valores correspondientes a diferentes intervalos de velocidad del viento, propuestos por Liu (1979). El cálculo de los flujos turbulentos se realiza utilizando (1), (3), (4), (5), (6)..

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Los cálculos realizados muestran valores de orden semejante a los obtenidos por otros autores, aplicando diversas metodologías en el Caribe y el Atlántico tropical (Botrkovsky 1971, Falkovich 1979, Moreno et al. 1985, Mitrani et al. 1985). La altura de la capa mezclada se mantiene entre 200 y 800 m y los coeficientes de intercambio turbulento son del orden de (10^{-3}). En todos los casos se ha observado que C_q mantiene un comportamiento muy similar a C_t según puede apreciarse en las Figuras 2, 3 y 5.

Es significativo el hecho de que se han encontrado diferencias notables en el comportamiento de los coeficientes de intercambio turbulento en dependencia de la actividad del evento ENOS. En la bibliografía consultada se plantea que para vientos débiles los coeficientes (C_d , C_t , C_q) son muy parecidos pero con el aumento del viento, C_d se incrementa más rápido que C_t , pasando a ser mayor, las diferencias extremas se presentan con vientos huracanados, donde la diferencia puede ser hasta de un orden (Khain, 1984). En el presente análisis, se pudo apreciar que para

condiciones habituales del estado del tiempo y en ausencia de ENOS, ($C_t > C_d$) con vientos inferiores a los 6 m/s y para vientos más intensos esta proporción se invierte (Fig. 2). Para condiciones semejantes, pero en presencia de ENOS el punto de cambio se desplaza; se puede apreciar que C_t se mantiene mayor que C_d hasta velocidades del viento en el entorno de los 10 m/s (Fig. 3).

Por otra parte, la forma de las curvas de variación de los coeficientes con respecto al viento, es distinta para años con ENOS. En presencia de ENOS, los valores de los coeficientes C_d , C_t y C_q se mantienen menores (ver Figuras 4 y 5) que en los demás años. Para el caso de C_t y C_q , esta diferencia disminuye con el aumento de la velocidad del viento (Fig. 5) y desaparece por completo para valores mayores de 10 m/s.

En el conjunto de datos utilizados, el viento medio se mantiene bastante débil, entre los 3 y 6 m/s. Téngase en cuenta que la mayor parte de los cruceros se realizaron en condiciones de buen tiempo. Según los cálculos efectuados, el orden de magnitud del flujo de impulso oscila entre (10^{-1}) y (10^{-4}), el del flujo de calor sensible suele ser de (10^0) a (10^1) y el de calor latente entre (10^1) y (10^2), como puede apreciarse en la Tabla 3. Predominan las condiciones de estratificación inestable. La profundidad media de la capa mezclada se encuentra entre los 300 y 800 m,

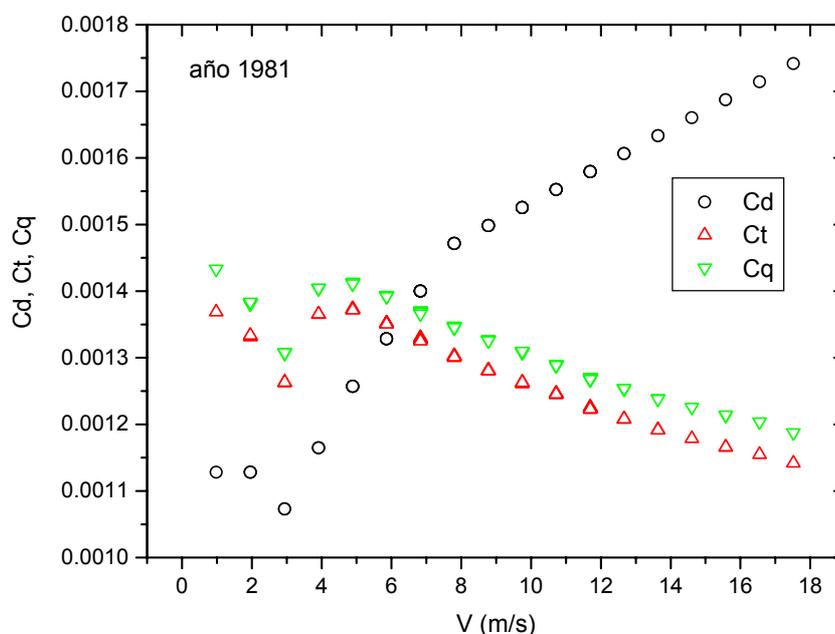


Figura 2 Coeficientes de intercambio turbulento vs velocidad del viento. Ejemplo correspondiente al año 1981, en ausencia de ENOS.

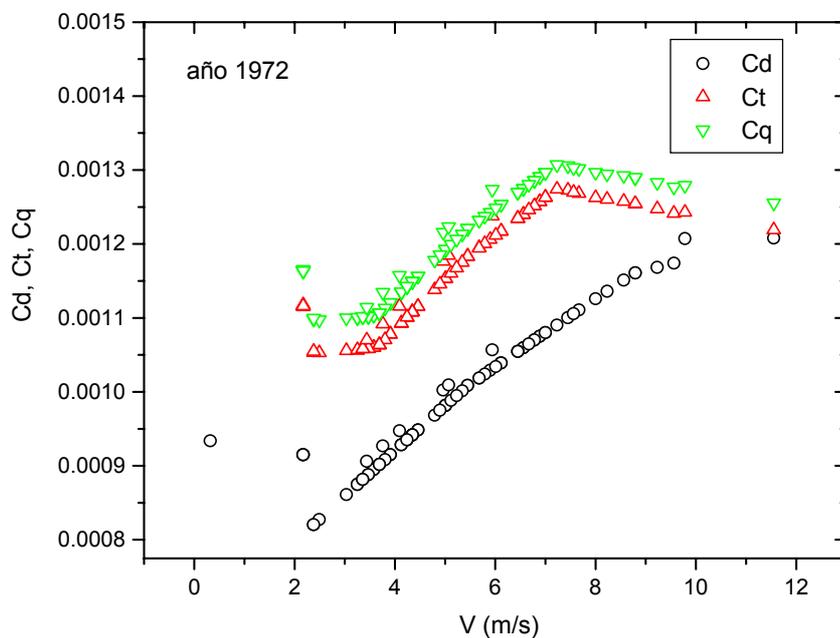


Figura 3 Coeficientes de intercambio turbulento vs velocidad del viento. Ejemplo correspondiente al año 1972, en presencia de ENOS.

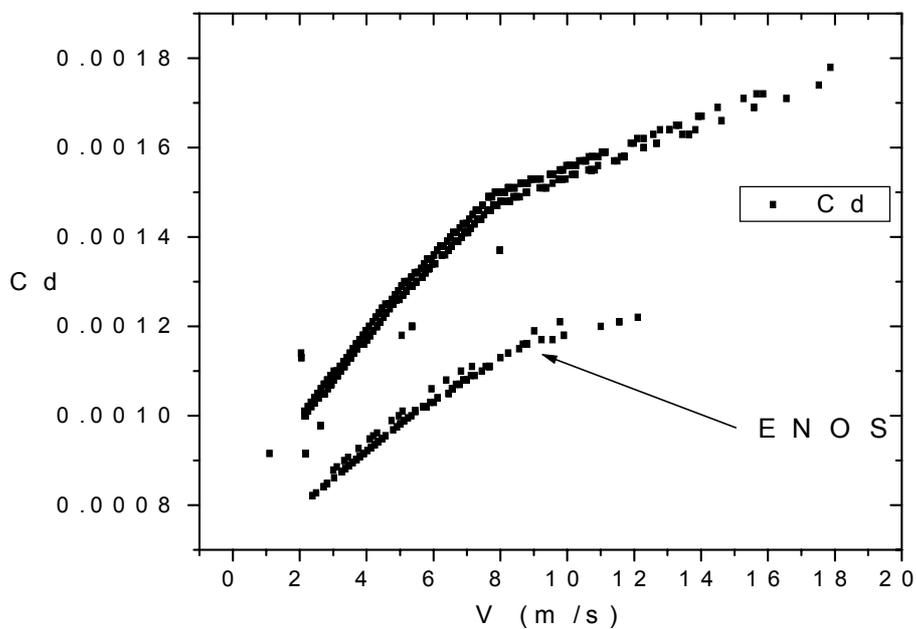


Figura 4 Comparación de la dependencia de C_d vs V en años ENOS (....) y sin ENOS (.....)

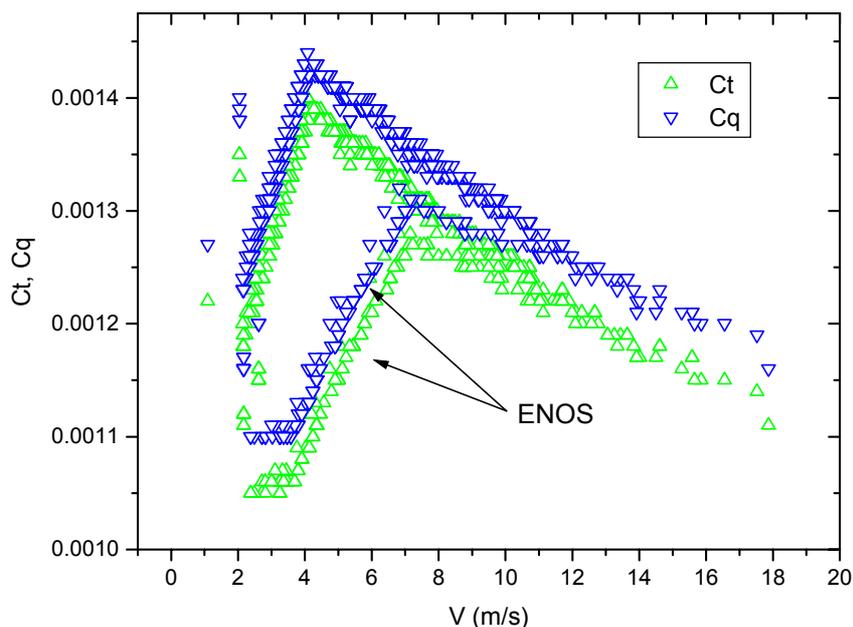


Figura 5 Comparación del comportamiento de C_t, C_q vs V en años ENOS (.....) y sin ENOS (....).

Las Figuras 6 a, b y 7 a, b presentan los comportamientos anuales y mensuales de los flujos turbulentos respectivamente, mientras que las Figuras 8 a, b muestran su distribución espacial. De acuerdo con el comportamiento de los coeficientes de intercambio turbulento, en los años con presencia de ENOS, los flujos turbulentos tienden a ser más bajos (Figuras 6 a y b). Esta tendencia es menos fuerte para los flujos de calor, los cuales se compensan en parte, ya que el efecto de ENOS sobre ellos parece desaparecer con el aumento de la velocidad del viento (Fig. 5), lo que no sucede con el flujo de impulso (Fig. 4).

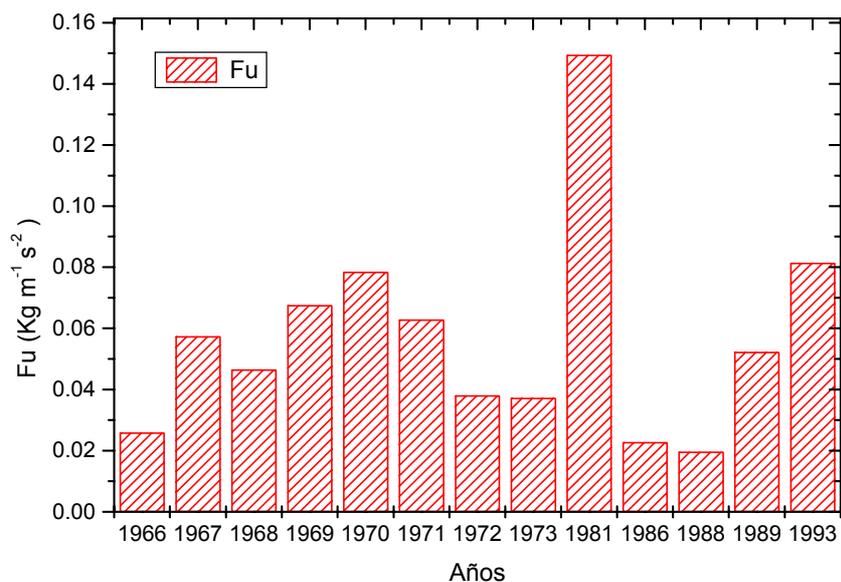


Figura 6 a) Valores medios de los flujos de impulso (Fu) distribuidos por años.

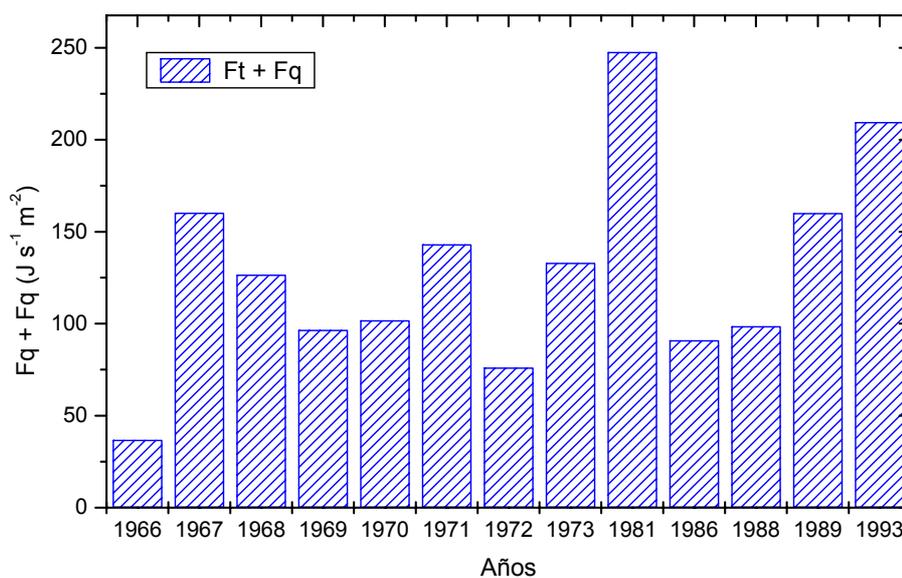


Figura 6 b) Valores medios del flujo total de calor sensible más latente (Fq+Ft), distribuidos por años.

Es posible apreciar que en el intercambio de flujo de impulso se destacan especialmente los meses de Marzo y Septiembre con los valores más altos (Figura 7 a), correspondiendo los valores mínimos a la temporada de Mayo - Agosto. Los valores máximos de los flujos de calor se presentan en Diciembre, y le siguen en importancia el mes de Septiembre y la temporada Enero - Abril (ver Fig. 7 b).

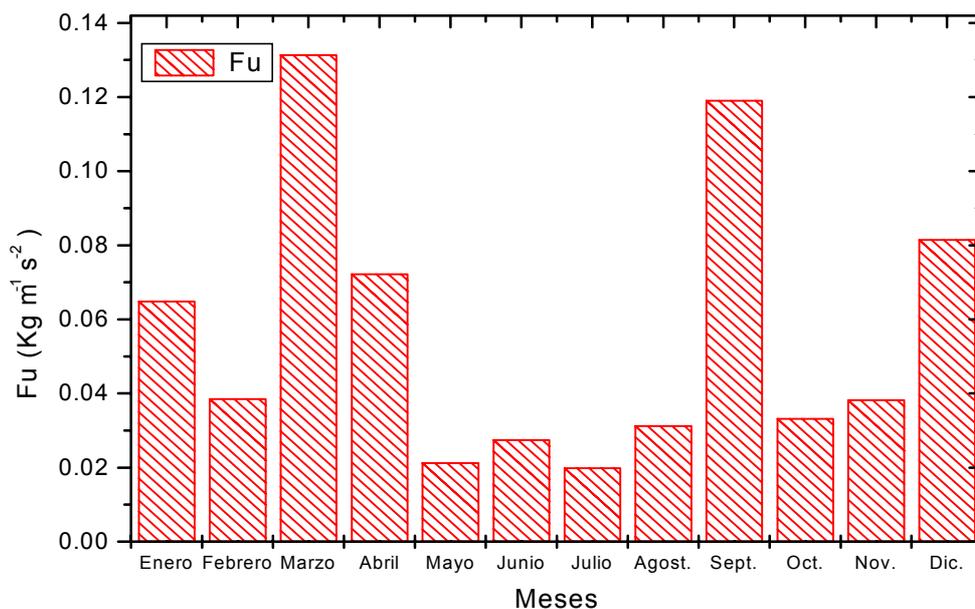


Figura 7 a) Valores medios del flujo de impulso (F_u) distribuidos por meses.

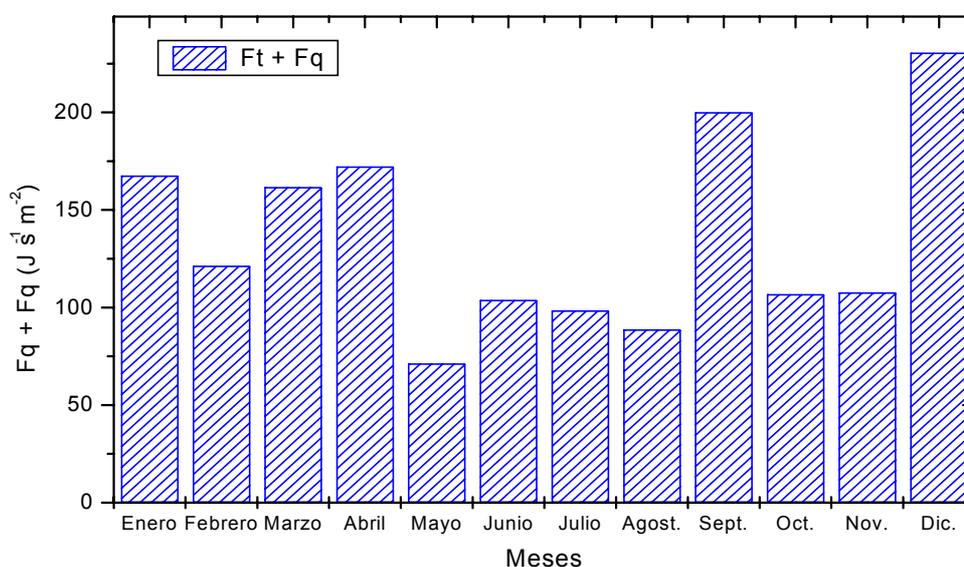


Figura 7 b) Valores medios mensuales de los flujos de calor sensible más latente ($F_q + F_t$).

Las distribuciones espaciales (ver Fig. 1) de los flujos de impulso y de calor siguen patrones muy similares (ver Fig. 8 a y b), con la particularidad que F_u presenta su máximo en la zona 2 (sur de la Isla de la Juventud) y a los flujos de calor les corresponde en la zona 3 (al sur de Cuba, hacia el área central del mar Caribe),

ambos presentan sus valores mínimos en la zona 9, correspondiente al Golfo de México.

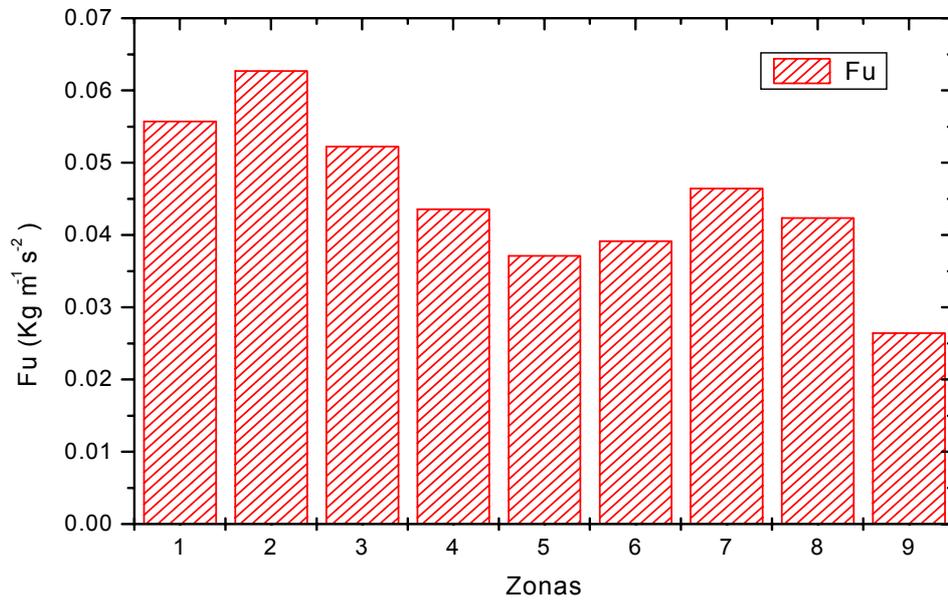


Figura 8 a) Valores medios de F_u distribuidos por zonas.

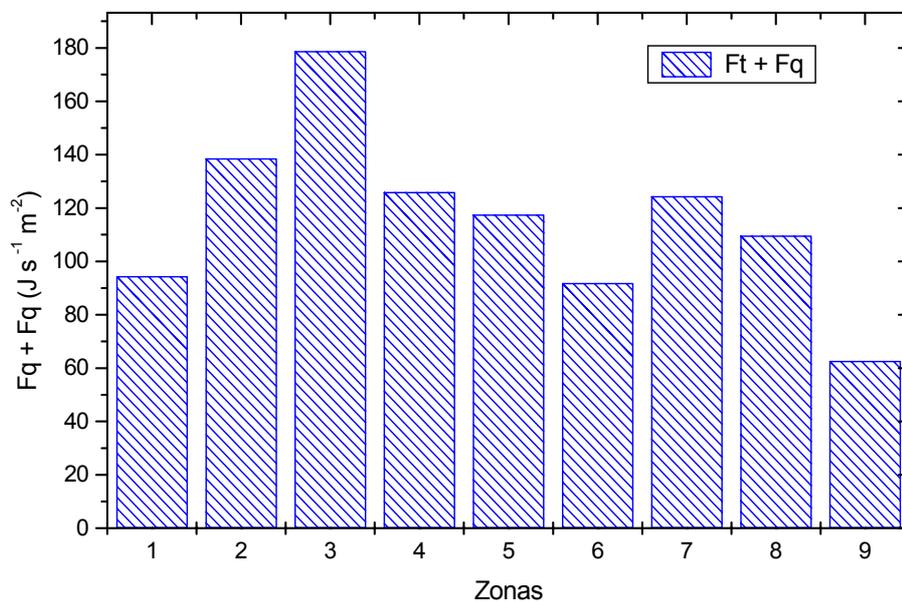


Figura 8 b) Valores medios de los flujos de calor distribuidos por zonas.

A modo de resumen, en la Tabla 1 se muestran los valores medios bimestrales distribuidos por zonas (ver Figura 1) de los distintos parámetros de la interacción

turbulenta océano - atmósfera calculados con los datos de los cruceros oceánicos para el área de estudio.

Tabla 1 Valores medios bimestrales de los parámetros de intercambio turbulento océano - atmósfera.

Zonas	Parámetros Promediados por Zonas y Bimestres	Enero Febrero	Marzo Abril	Mayo Junio	Julio Agosto	Septiembre Octubre	Noviembre Diciembre
1	F_u ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$)	0.047	0.106	0.048	0.038	0.064	0.019
	F_t ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	13.9	17.2	2.1	1.1	2.8	1.6
	F_q ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	87.9	89.2	101.5	66.8	110.7	63.9
	C_d	0.00127	0.00139	0.00117	0.0012	0.00131	0.0011
	C_t	0.00133	0.00130	0.00126	0.0013	0.00133	0.0013
	C_q	0.00137	0.00135	0.00129	0.00134	0.00137	0.00135
2	F_u ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$)	0.076	0.072	0.018	0.023	0.120	0.043
	F_t ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	18.7804	10.0884	1.6006	3.5505	11.8457	2.1342
	F_q ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	212.1	135.6	65.9	90.7	198.7	108.8
	C_d	0.00113	0.00129	0.00108	0.00111	0.00137	0.00122
	C_t	0.00125	0.00129	0.00126	0.00126	0.00129	0.00131
	C_q	0.00129	0.00134	0.0013	0.0013	0.00133	0.00135
3	F_u ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$)	0.010	0.105	0.023	0.024	0.010	0.087
	F_t ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	6.9	10.1	5.1	9.0	6.4	44.3
	F_q ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	61.5	533.3	88.8	99.5	79.1	216.7
	C_d	0.00111	0.00132	0.00114	0.00112	0.0011	0.00134
	C_t	0.00129	0.00122	0.0013	0.00128	0.00129	0.0013
	C_q	0.00134	0.00126	0.00134	0.00133	0.00134	0.00135
4	F_u ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$)	0.065	0.045	0.040	0.024	0.031	0.057
	F_t ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	18.6	-2.5	7.7	6.5	12.9	14
	F_q ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	141.9	165.8	118.7	84.1	93.2	132.9
	C_d	0.00118	0.00106	0.00117	0.00109	0.00119	0.00126
	C_t	0.00125	0.00123	0.00129	0.00125	0.00131	0.0013
	C_q	0.00129	0.00127	0.00134	0.0013	0.00136	0.00135
5	F_u ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$)	0.030	0.015	0.019	0.033	0.029	0.055
	F_t ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	1.94	-2.1	2.6	6.0	3.6	10.9
	F_q ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	124	82.9	88.6	98.5	108.7	137.8
	C_d	0.00098	0.00093	0.00106	0.00115	0.0012	0.00125
	C_t	0.00115	0.00109	0.00124	0.00129	0.00132	0.0013
	C_q	0.00119	0.00113	0.00129	0.00133	0.00137	0.00134
6	F_u ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$)	0.078	0.096	0.032	0.016	0.033	0.020
	F_t ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	13.4	36.0	11.1	2.5	9.8	1.44
	F_q ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	80.0	148.0	90.7	39.2	89.5	76.9
	C_d	0.00139	0.00136	0.00124	0.00119	0.0012	0.00112
	C_t	0.00132	0.0013	0.00138	0.00136	0.0013	0.00132
	C_q	0.00136	0.00135	0.00141	0.00141	0.00135	0.00137
7	F_u ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$)	0.0612	-	0.0146	0.0215	0.0582	0.0527
	F_t ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	23.1	-	3.3	12.2	12.2	8.7
	F_q ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	213.6	-	87.1	86.1	114.3	97.4
	C_d	0.00112	-	0.00093	0.00109	0.00117	0.00127
	C_t	0.00125	-	0.00112	0.00125	0.00124	0.00133
	C_q	0.00129	-	0.00117	0.0013	0.00128	0.00137
8	F_u ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$)	0.0600	-	0.0199	0.032	0.0580	0.0480
	F_t ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	8.7	-	-1.3	1.4	-13.3	9.2
	F_q ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	194.4	-	66.8	60.29	120.7	118.8
	C_d	0.00105	-	0.00092	0.00103	0.00128	0.00125
	C_t	0.0012	-	0.0011	0.0012	0.00128	0.00132
	C_q	0.00124	-	0.00114	0.00124	0.00133	0.00136
9	F_u ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$)	0.0587	-	0.0128	0.0357	0.0077	0.0122
	F_t ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	-9.8	-	0.5	-2.8	-7.1	3.7
	F_q ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	123.0	-	32.2	62.1	37.2	64.9
	C_d	0.00107	-	0.00090	0.00114	0.00104	0.00112
	C_t	0.00125	-	0.00109	0.00129	0.00122	0.0013
	C_q	0.00128	-	0.00113	0.00134	0.00127	0.00135

CONCLUSIONES

Los flujos turbulentos de interacción océano - atmósfera presentados aquí; muestran valores semejantes a los obtenidos por otros autores en distintas áreas del océano. En presencia del evento ENOS los valores de los coeficientes de intercambio turbulento tienden a ser menores, pero para el caso de C_t y C_q , esta diferencia disminuye con el aumento de la velocidad del viento y desaparece por completo para vientos con velocidades superiores a 10 m/s. En años con presencia del evento ENOS, los flujos turbulentos tienden a disminuir. Esta tendencia es menos marcada para los flujos de calor, ya que el efecto de ENOS sobre ellos parece desaparecer con el aumento de la velocidad del viento.

Los valores de los flujos presentan mínimos durante la temporada de mayo - agosto, y tienen sus máximos en los meses de Marzo y Septiembre, para el flujo de impulso, y en Diciembre y Septiembre para los flujos de calor.

El flujo de impulso presenta sus valores máximos al sur de la Isla de la Juventud, y los flujos de calor en los mares al sur de Cuba, hacia el área central del mar Caribe; ambos presentan sus valores mínimos en la zona del Golfo de México.

BIBLIOGRAFÍA

Businger. J. A. .1973a: Turbulent transfer in the atmospheric surface layer. Workshop on Micrometeorology, Amer. Meteor. Soc.. 67-100.

-.1973b: A note on free convection. Bound.-Layer. Meteor.. 4, 323-326.

- Falkovich A. L. (1979) "Dinámica y energética de la Zona Intertropical de Convergencia" (En ruso), Guidrometeoizdat, Leningrado, 247 pág.

Liu. T. W. (1979) "Bulk Parametrization of Air-Sea Exchanges of Heat and Water Vapor Including the Molecular Constraints at the interface", Journal of Atmospheric sciences. Vol.36. 1722: 1735.

Mitrani I., M. D'Estefano, R. Pérez (1991) "Parametrización de la capa fronteriza para un modelo numérico de pronóstico del tiempo", Revista Cubana de Meteorología, Vol. 4, N 1, 1:4

Mitrani I. (1992) "Métodos de cálculo de los procesos físicos en los modelos numéricos de pronóstico del tiempo" Tesis presentada en opción al grado de Doctor

en Ciencias Físicas" Instituto de Meteorología de la Academia de Ciencias de Cuba, 150 pág. Monin. A. S., and A. M. Yaglom. 1971: Statistical Fluid Mechanics. Mechanics of Turbulence. Vol. 1. The MIT Press, 769 pp.

Mitrani I., A. Moreno, O. Padilla (1985) "Estudio de la capa activa oceánica en la región noroccidental del mar Caribe durante los meses de septiembre y octubre de 1981" (En ruso), Tropicheskaya Meteorologiya, Leningrado, Guidrometeoizdat, 181:186

Moreno A., Mitrani I., Padilla O. (1985) "Análisis de los flujos de calor y humedad en la capa de interacción océano-atmósfera en la región noroccidental del mar Caribe" (En ruso), Tropicheskaya Meteorologiya, Guidrometeoizdat, 192:196.

Paulson C. A. (1970) "The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer" Journal Applied Meteorology, Vol. 8 No. 6, 857:861

Khain A. P. (1984) "Modelación matemática de los ciclones tropicales" (En ruso), Guidrometeoizdat, Leningrado, 24 pág.

Kondo. J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in adiabatic conditions. Bound. -Layer Meteor. 9.91-112.

-. 1976: Parametrization of turbulent transport in the top meter of the ocean. J. Phys. Oceanogr.. 6. 712- 720.

Liu. T. W. (1979) "Bulk Parametrization of Air-Sea Exchanges of Heat and Water Vapor Including the Molecular Constraints at the interface", Journal of Atmospheric sciences. Vol.36. 1722: 1735.