Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela, Univ. Oriente, 30 (1 & 2); 85-96 (1991); 9 figs. 1 tabla.

VARIACIONES ESPACIO-TEMPORALES DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL EN EL ATLANTICO TROPICAL OCCIDENTAL

ANTONIO QUINTERO R.

Instituto Oceanográfico de Venezuela, Universidad de Oriente, Cumaná, Venezuela.

RESUMEN: En base a una serie de tiempo de 29 años (1960-1989) sobre la temperatura superficial del Oceáno Atlántico, en el sector comprendido entre el Ecuador y los 30° Lat. norte y los 30° Long. oeste hasta el Continente Americano, se hace un análisis de las variaciones espaciales y temporales.

ABSTRACT: Based over span of 29 years (1960-1989), data on surface temperature of the Atlantic Ocean between Ecuator and 30° N. Lat; 30° W. Long; and up to American Continent, are analyzed with reference to then saptial and temporal variations.

INTRODUCCION

La temperatura de la superficie del océano (TSO) tradicionalmente es considerado como uno de los parámetros climatológicos más importantes del estado del océano (STEPANOV, 1985; UGRIUMOV 1970 y FEDOROV, 1983), lo cual se puede explicar por el uso práctico que se le ha dado, entre otros:

a.- Caracteriza el régimen de la capa superior del océano (QUINTERO, 1991a).

b.- Es indicador de la intensidad de la interacción entre el océano y la atmósfera (SHULEIKIN, 1974).

c.- Interviene como uno de los principales «argumentos», en muchos métodos de pronóstico del estado del océano y la atmósfera (UGRIUMOV, 1981; MOURA & SKUKLA, 1981).

Es por ello, que el estudio de la TSO es interesante no sólo por sí mismo, para comprender las regulaciones en la formación de las condiciones térmicas del océano, sino que también es un componente importante en las observaciones de los mecanismos físicos, formadores de la estructura de los campos hidrofísicos, los resultados de los cuales hacen posible el pronóstico del desarrollo de los procesos oceanográficos.

MATERIALES Y AREA DE ESTUDIO

El material empleado lo constituyen mapas mensuales de la distribución de la TSO en el hemisferio norte, para los centros de los trapecios esféricos de 5° por lado, publicados mensualmente por el Centro HidroMeterológico de la URSS. Con este material se formó un archivo de 29 años (1960-1989) en 41 trapecios. El área de estudio ocupa la región oceánica desde el Ecuador hasta los 30° Lat. Norte y desde los 30° Long. Oeste hasta el Continente Americano (desde la desembocadura del Amazonas hasta el canal de la Florida incluyendo las Antillas). La frontera de la región estudiada, así como la numeración de los trapecios, se muestran en la Fig. 1.

La cantidad de observaciones tienen una relación directa con la exactitud de los datos promedios de la TSO. Así, el error de una observación individual en esta región puede ser igual a 1.5°C (BOGUSLAVSKI, 1977). Pero como

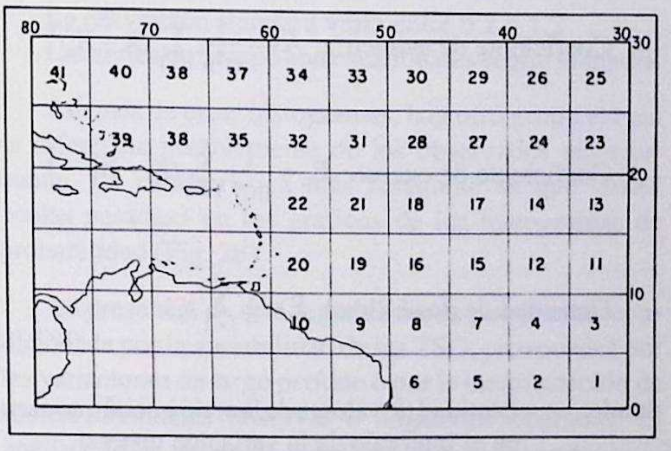


Fig. 1. Los límites de la región estudiada y numeración de los trapecios de cinco grados.

resultado de la promediación, este error disminuye (UGRIUMOV, 1981). Con la condición de una distribución casual de las observaciones en el espacio y en el tiempo, es posible estimar el error promedio de los promedios mensuales de la TSO de este modo:

$$\sigma = \frac{\Delta t}{\sqrt{n}},$$

en donde n es la cantidad de observaciones.

De aquí que el error promedio es de 0.2°C. En la parte norte de la región de observación este error es dos veces menor y en la zona del suroeste es dos veces mayor.

METODOS

Al principio se investigó la estructura de las series de tiempo de la TSO para cada trapecio, con el fin de encontrar las variaciones interanuales y en un mismo año de las series de la TSO. Para ello fueron empleados sucesivamente métodos de tratamiento estadístico primario, análisis de correlación espectral y análisis armónico.

Fueron calculados los siguientes parámetros estadísticos:

- La media: $\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} X_i$;
- La dispersión: $\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (X_i - X)^2$;
- Coeficiente de asimetría: $As = \frac{1}{\sigma^3 n} \sum_{i=1}^{n} (X - X_i)^3$;
- Coeficiente de exceso: $E_x = \frac{1}{n\sigma^4} \sum_{i=1}^{n} (X_i - X)^4 - 3$;
- Densidad de posibilidad: $P_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} v_j$;

donde v_j - cantidad de valores de la serie inicial que caen en el intervalo de la variación general.

- coeficiente de autocorrelación:

$$Rj = \frac{1}{(n-j-1)^2} \sum_{i=1}^{n} (X_i - X)(X_i + j - X);$$

donde j es el valor de ascenso

- función espectral: $S(f) = \sum_{k=1}^{m} h(k)\ Rk \cos(2fk)$;

donde f - la frecuencia f=1/T
h - función espectral de la ventana de Parzen

- valor de la amplitud (A) de la armónica de Fourier:

$$Aj = (a^2j + b^2j)$$

en donde los coeficientes de Fourier para la armónica j se calcularon por las fórmulas:

$$aj = \frac{2}{n} \sum_{i=1}^{n} X_i \cos(ifj)$$

$$bj = \frac{2}{n} \sum_{i=1}^{n} X_i \operatorname{sen}(ifj)$$

Todos los cálculos son aceptados para análisis estadístico-climatológicos similares (BELIAEV, 1973; GRIGORIENKA, 1973; BOKC & DSHENKIS, 1974; TAUBER, 1977 KOLL, 1981; UGRIUMOV, 1981; KUZNETSOV, 1982; STEPANOV, 1983; 1984 VAINOVCKII, 1986 Y SINONOV, 1988).

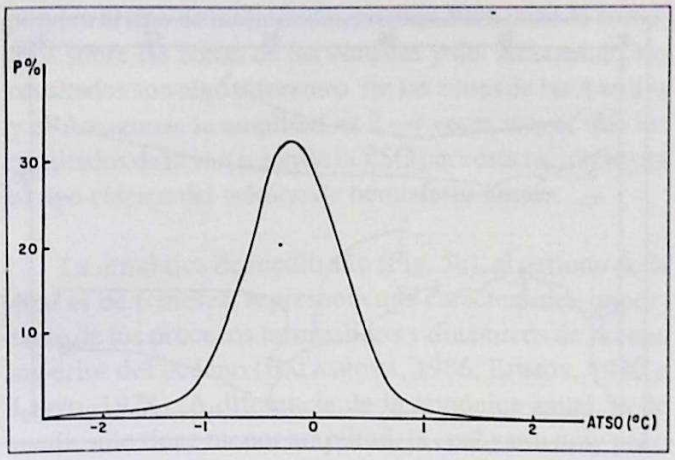
En la etapa final del trabajo para la obtención de las características cuantitativas de la conjugación de las oscilaciones espacio temporales de la TSO, se empleó la descomposición de los datos mensuales de la TSO en componentes principales o funciones ortogonales[1].

RESULTADOS Y DISCUSION

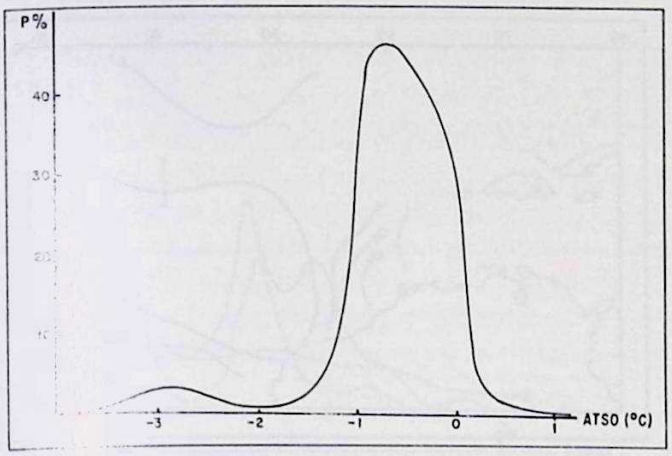
VARIACION TEMPORAL DE LOS PROMEDIOS MENSUALES DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL OCEANO

En esta primera etapa trataremos de destacar las regularidades de la variabilidad temporal de las series de

1. Debido a lo prolongado que sería una explicación de este método y por no ser el objetivo del presente trabajo, no se hace una exposición del mismo.

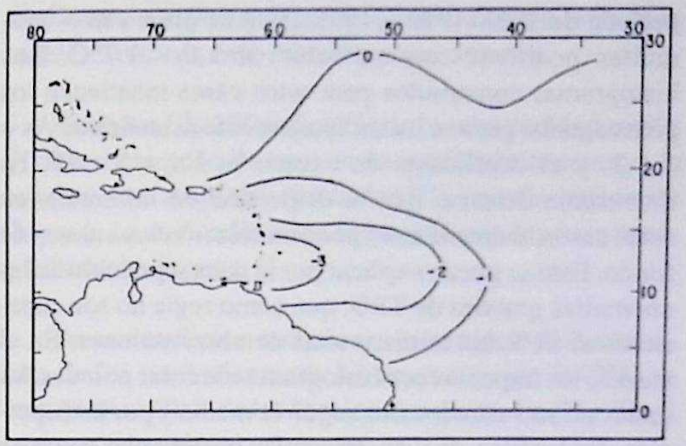


(a)

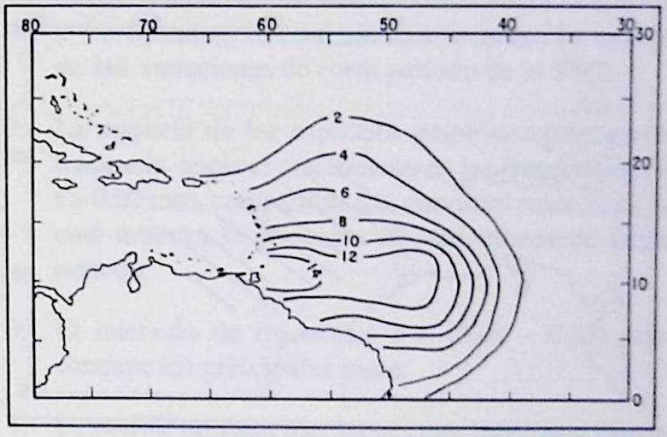


(b)

Fig. 2. Curvas de distribución de probabilidad de las anomalías de la TSO en los cuadrados 5(a) y 20 (b).



(a)



(b)

Fig. 3. Distribución de la asimetría (a) y el exceso (b) de la anomalía de la TSO.

la TSO. Estas regularidades en las variaciones de la TSO es una característica importante para valorar el régimen de la capa superior del océano (VICOTSKAYA, 1980; GLEDZER, 1982 Y DUVANIN, 1968).

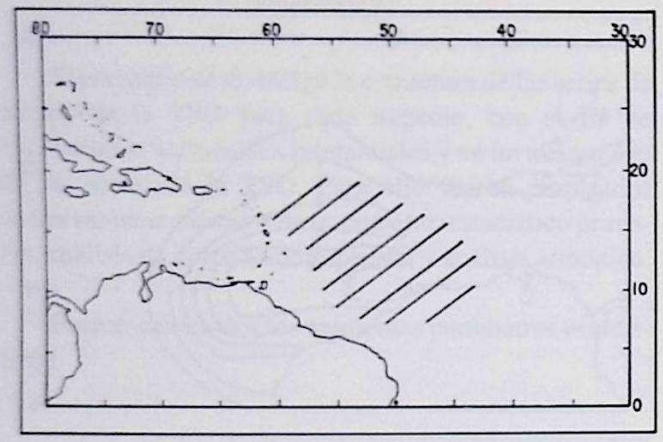
Observemos los resultados obtenidos del tratamiento estadístico primario. Los histogramas empíricos de las series de las anomalías de la TSO en la mayoría de los trapecios esféricos tienen la forma de una sola moda, asimétricamente débiles con picos pronunciados (Fig. 2a). La valoración muestra que:

- Los coeficientes de asimetría están comprendidos entre – 0.5 y 0.3 (Fig. 3a)
- Los coeficientes de exceso varían entre 0.2 y 0.8 (Fig. 3b)
- El promedio de las anomalías está entre 0.2 y 0.9
- La desviación standard varía entre 0.2 y 1.2
- Las series de tiempo son estacionales según la media.

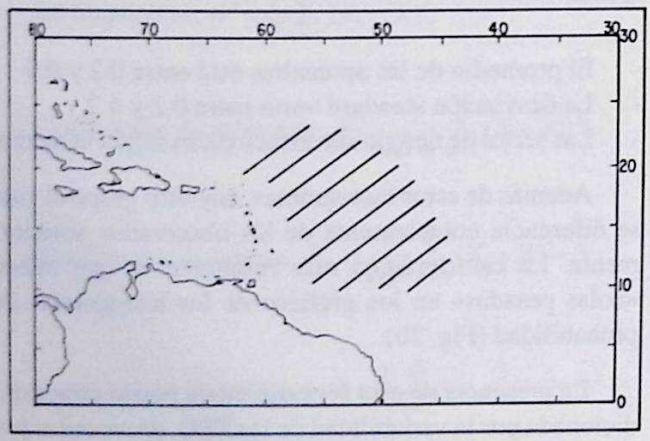
Además de estos histogramas, hay otro grupo el cual se diferencia notablemente de los observados anteriormente. La característica más resaltante es que tienen «colas pesadas» en los gráficos de los histogramas de probabilidad (Fig. 2b).

La presencia de esta segunda moda puede estar condicionada por la variabilidad de las TSO, provocadas por las variaciones de largo período o por la manifestación de fuertes anomalías positivas o negativas separadas. El análisis de las series de tiempo mostró el segundo caso. Así, en el período de 1960 - 1963 se observaron anomalías negativas de la TSO con un valor de 1 - 2°C, en el

período de 1968-1970 y 1979-1983 se observaron anomalías positivas con un valor de 1.0 - 1.7°C. Los histogramas construidos para estos casos mantienen los picos agudos pero se hacen fuertemente asimétricos As = 1 - 3, y el coeficiente de exceso es Ex = 5 - 16. Es interesante destacar que la dispersión de las series, en estos casos, aumenta muy poco en relación los valores de fondo. Esto se puede explicar por la poca repetición de las anomalías grandes de TSO, que como regla no son superiores al 11% del número total de observaciones. En el caso de los trapecios con histogramas de colas pesadas, las series no son estacionales según la media y por la dispersión. En las Figs. 4a y 4b, se pueden observar las zonas en las cuales se cumple la estacionalidad.

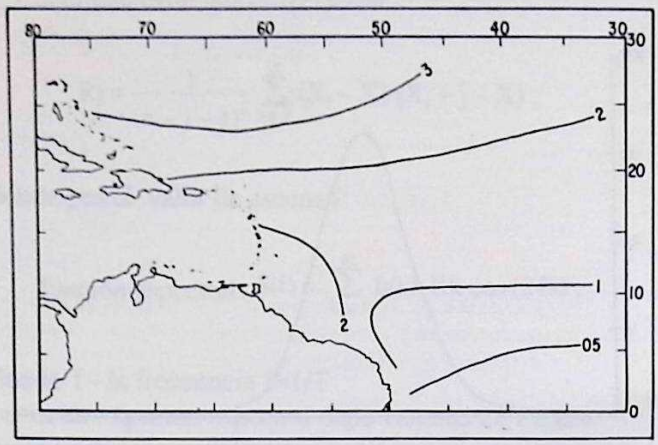


(a)

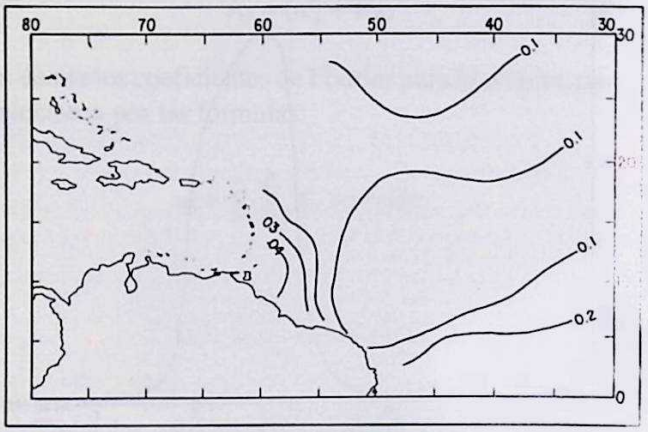


(b)

Fig. 4. Zonas donde no se cumple la estacionalidad según la media (a >) y la dispersión (b).



(a)



(b)

Fig. 5. Amplitud de la armónica de 1 año (a) y de medio año (b).

El análisis de las variaciones de la TSO lo comenzamos por la caracterización de la variación anual (Fig. 5a). Las armónicas con un período de 12 meses, están presentes en la mayoría de las series observadas. La amplitud varía entre 0.2 y 3.2°C. Los valores bajos de las amplitudes corresponden a los trapecios con los números 1 - 8, dispuestos cerca del ecuador. Los mayores valores de la armónica anual de la TSO corresponden a los cuadrados 30 - 41, los cuales están situados entre los 20° y 30° Lat. Norte. Esta heterogeneidad de la variación anual es, por supuesto, consecuencia de la disposición de la región estudiada de Atlántico Tropical en diferentes zonas climáticas, lo cual está en concordancia con las clasificaciones clásicas. Así, los valores menores de las amplitudes corresponden al tipo ecuatorial del régimen superficial del océano, y los mayores valores de las amplitudes corres-

ponden al tipo de las latitudes medias. Pero cuando hablamos sobre las zonas de las Antillas y del Amazonas, los resultados son algo diferentes. En las zonas de las Antillas y el Amazonas la amplitud es 2 - 4 veces mayor que los resultados de la variación de la TSO para esta región según el tipo clásico del trópico de hemisferio norte.

La armónica de medio año (Fig. 5b), el período de la cual es de 6 meses, representa una característica importante de los procesos termoalinos y dinámicos de la capa superior del océano (Balashova, 1986; Efimov, 1980 y Lappo, 1978). A diferencia de la armónica anual, la de medio año tiene menor amplitud, la cual varía muy poco en el espacio (0.1 - 0.4°C) (Fig. 6). En la zona Ecuatorial el aporte de los componentes de las armónicas anuales de medio año son prácticamente iguales. En otro sitio de la región estudiada esta relación no se observa.

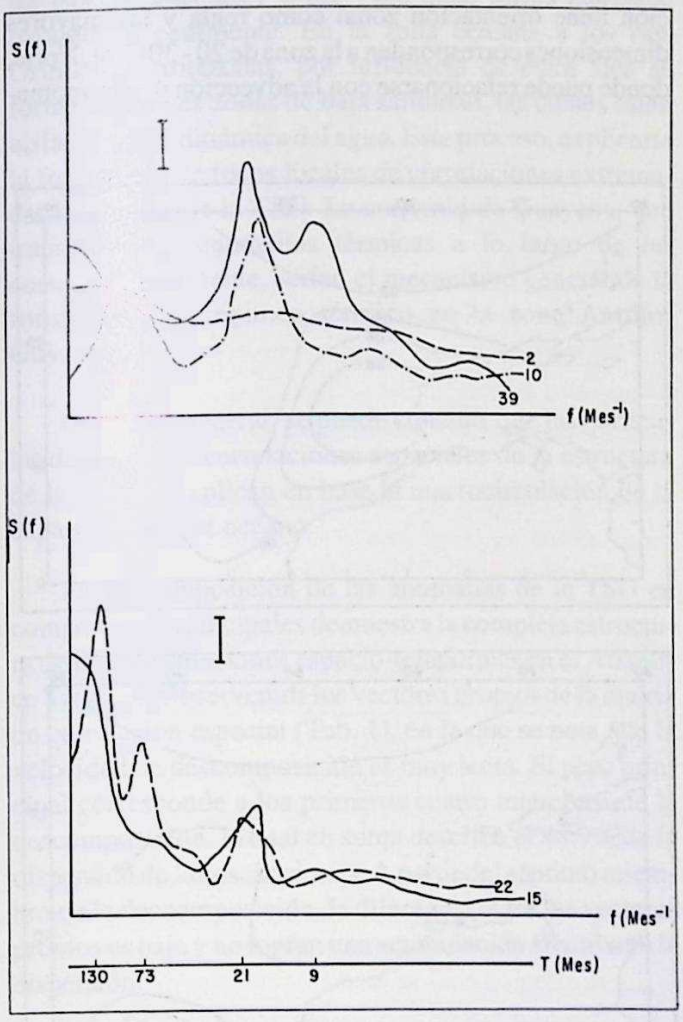


Fig. 6. Funciones espectrales de las series de las anomalías de la TSO. El número de la curva de espectro corresponde a la numeración de los cuadrados.

Entre los 10 y 20° de Lat. Norte la amplitud de 6 meses se diferencia poco de cero, la excepción la constituye la relativa alta amplitud (hasta 0.4°C) para la región de Guyana, lo cual podría ser explicado por los monzones presentes en la zona.

Para un análisis estadístico más completo de la estructura de las oscilaciones de las anomalías de la TSO se incluye el análisis de las funciones espectrales (Fig. 6), el cual nos permitió concluir que:

1.- Prácticamente todos los espectros empíricos no contienen oscilaciones en las frecuencias mayores a $f > 0{,}3$ mes, lo cual mostraría sobre lo casual de las variaciones de corto período de la TSO.

2.- La mayoría de los espectros empíricos tienen una tendencia hacia el crecimiento en las frecuencias de $f > 0.02$ mes, comparable a la curva del ruido rojo, lo cual muestra la presencia de variaciones de largo período.

3.- El intervalo de frecuencia f = (0.02 - 0.30) mes contiene los principales picos.

4.- Es posible destacar diapasones más estrechos, donde se manifiestan las oscilaciones periódicas de la TSO. Esto es (8 - 11) meses, (20 - 35) meses, (60 - 90) meses.

Además de las particularidades mostradas por las funciones espectrales, tenemos que las funciones espectrales de la TSO en la zona Ecuatorial tienen los picos menos marcados de las oscilaciones cíclicas. En los trapecios esféricos 1 - 3, el espectro calculado en el intervalo de f = (0.02 - 0.04) mes es prácticamente equivalente al espectro del ruido blanco. Esta particularidad permite afianzar lo casual en la formación de las anomalías mensuales de la TSO en la zona Ecuatorial del Atlántico Tropical en el intervalo de (2.5 - 50) meses.

Un análisis más severo de las funciones espectrales calculadas en el intervalo f = (0.02 - 0.01) permite destacar picos de oscilación con períodos de (60 - 80) meses. Pero destacar estos picos sólo es posible después

de la filtración de las series iniciales de los trapecios esféricos, dispuestos en el flujo de la Corriente de Guyana y las Antillas. La contribución de estas oscilaciones no es mayor a 13% de la dispersión total de las series y el mecanismo de estas variaciones aún no han sido explicadas. Ciclos análogos se encuentran en las variaciones de los parámetros termodinámicos de las macrocirculaciones del agua en el océano (GULIAEV, 1986 Y MOXOV, 1985). Para una descripción estadística más confiable de variaciones similares son necesarias series de observaciones más largas que las empleadas en el presente trabajo.

VARIACION ESPACIO-TEMPORAL DE LAS OSCILACIONES DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL OCEANO

Observemos los resultados del análisis de correlación de las series anómalas de los promedios mensuales de la TSO.

La matriz de la correlación espacial está compuesta de 41 líneas y 41 columnas. El valor crítico del coeficiente de las correlaciones pares fue de Rk = 0.16. El análisis de significancia de los coeficientes de correlación muestra que el 24% de las correlaciones no son significativas, pero el principal interés lo representa la distribución espacial de las correlaciones. El campo de las isocorrelaciones se muestran en la (Fig. 7), y están construidos en relación a los centros más característicos de la correlación espacial. La particularidad más resaltante lo constituye, el que los campos tienen una forma elíptica expresa, la cual es mayor para las isocorrelaciones de r = 0.5 - 0.9. La elipsoide de correlación tiene orientación zonal como regla y las mayores dimensiones corresponden a la zona de 20 - 30° Lat. Norte, donde puede relacionarse con la advección de las anom

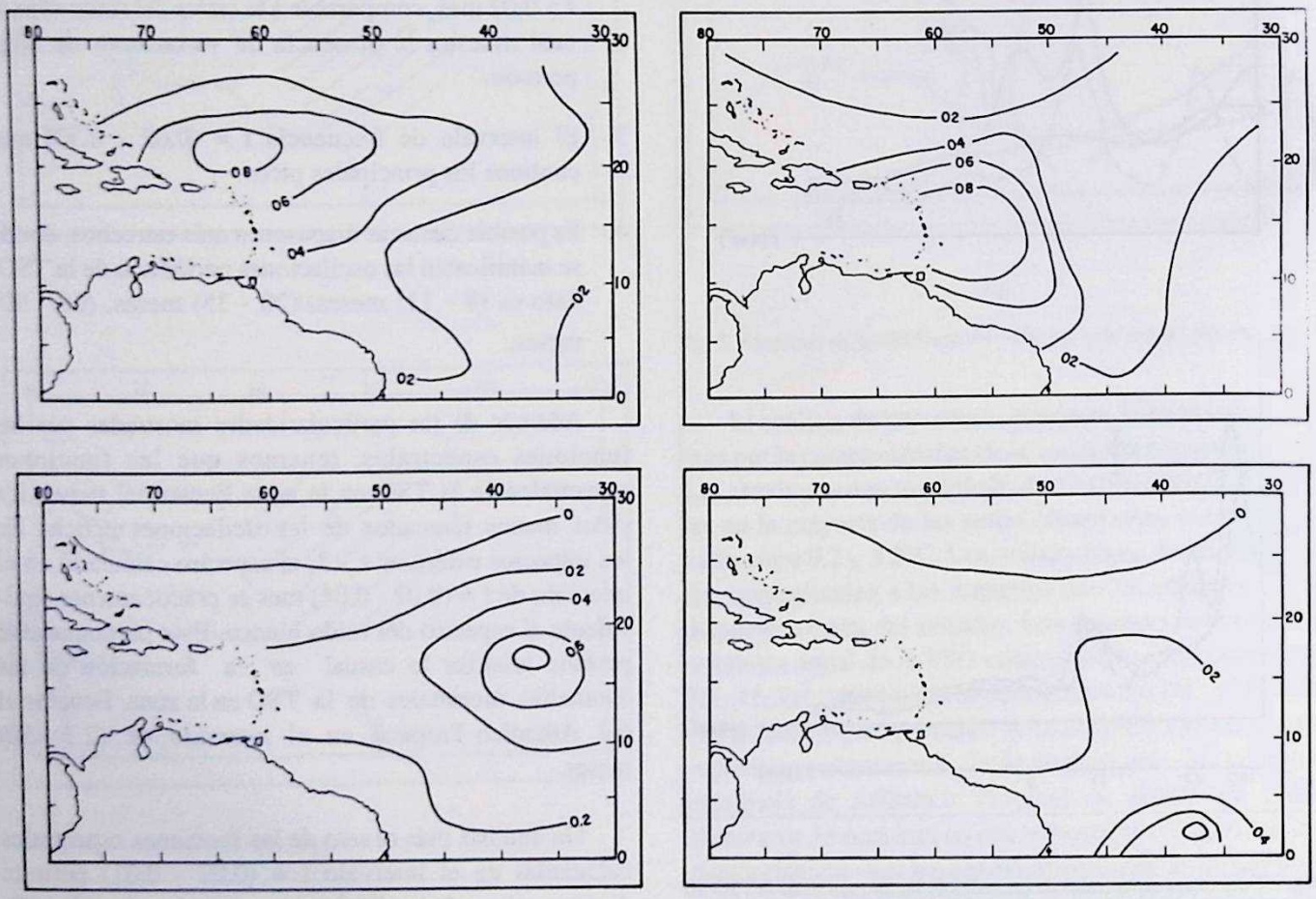


Fig. 7 Correlación espacial de las series de la TSO.

lías de la TSO en el flujo de la Corriente Ecuatorial del Norte.

La mayor cantidad de valores pobres de correlación corresponden a las series de anomalía de la TSO en la zona Ecuatorial del Atlántico. Aquí es posible una orientación clara de los campos de correlación los cuales tienen una leve orientación zonal, lo cual puede ser producto de la poca amplitud de las oscilaciones de la TSO en la zona Ecuatorial, lo que no permite obtener valores altos en las interrelaciones de los campos de TSO.

En la mayoría de los trapecios esféricos, dispuestos cerca de las costas del continente, se nota otra orientación de las isocorrelaciones. Aquí como regla, el foco de altas correlaciones (r = 0.8 - 1.0) tiene la forma casi circular y las isocorrelaciones r = 0.2 - 0.6 tiene forma alargada, paralela al continente. En la zona cercana a los ríos Orinoco y Amazonas, por influencia de estos ríos se forman enormes zonas de baja salinidad, las cuales están aisladas por la dinámica del agua. Este proceso, explicaría la formación de focos locales de correlaciones extremadamente altas de la TSO. La corriente de Guayana, que transporta las anomalías térmicas a lo largo de las costas del continente, serían el mecanismo general de la formación del régimen térmico en la zona Antillo-Guyanesa.

De forma general, se puede concluir que las particularidades de las correlaciones espaciales de la estructura de la TSO se explican en base la macrocirculación de la capa superior del océano.

La descomposición de las anomalías de la TSO en componentes principales demuestra la compleja estructura de las interrelaciones espacio-temporales en el Atlántico Tropical. Observemos los vectores propios de la matriz de correlación espacial (Tab. 1), en la que se nota que la velocidad de descomposición es muy lenta. El peso principal corresponde a los primeros cuatro miembros de la descomposición, la cual en suma describe el 48.9% de la dispersión de las oscilaciones. A partir del séptimo miembro de la descomposición, la diferencia entre los vectores propios es baja y no logran una acumulación efectiva en la dispersión.

Calificamos la veracidad de los valores calculados de los vectores propios. Según MESHERCKAYA (1970), el empleo de cualquier vector propio λ_k conlleva a representar

TABLA 1 Distribución del campo de las anomalías de la TSO en componentes principales.

Vector	Propio	Aporte %	Acumulación de la Dispersión
1	9,8	24,1	24,1
2	5,1	12,5	36,6
3	2,8	6,9	43,5
4	2,2	5,4	48,9
5	1,6	3,8	52,7
6	1,1	2,7	55,4
7	0,8	1,9	57,3
8	0,7	1,7	59,1
9	0,6	1,5	60,6
10	0,5	1,3	61,9

los campos de la TSO sólo en el caso, si mantiene la relación

$$\lambda_k > 2\sigma^2$$

donde

σ^2 - dispersión de los errores de observación.

Anteriormente fue mostrado que la dispersión media normalizada de las oscilaciones de las series de anomalías de la TSO es de 1,2. Por tanto, en el análisis de los componentes principales es suficiente limitarse a los primeros 4-5 miembros de la descomposición.

La distribución de los primeros vectores propios (Fig. 8) nos permite conocer las particularidades generales de la superposición en el espacio las variaciones de la TSO. Las formas obtenidas para los primeros cuatro primeros vectores propios es cercana a la forma canónica y pueden ser interpretados según GLAGOLEVA (1979), PETROCIAN (1973) Y DELACROIX (1984) de la forma siguiente:

- El primer vector propio conserva sin variaciones su

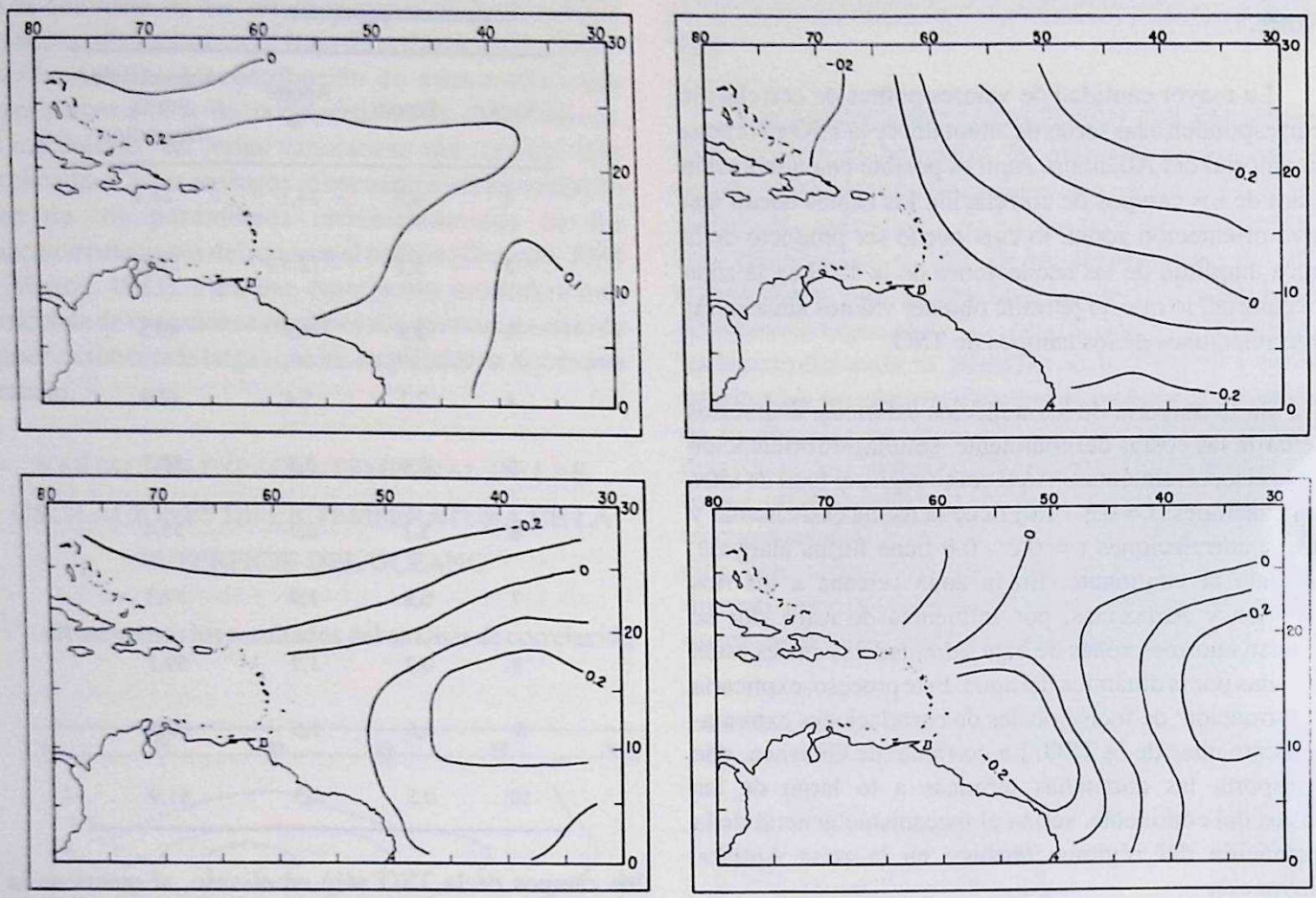


Fig. 8. Campo de los primeros cuatro vectores propios.

signo en toda la región estudiada, varía entre 0.02 - 0.25 y se puede relacionar con las variaciones totales de la TSO de toda la región. Estas variaciones constituyen el 24.9% de las oscilaciones de la TSO en el Atlántico Tropical Occidental.

- El segundo vector propio varía el signo una vez. Tiene signo negativo en la parte norte y en el extremo occidental de la región observada, el signo contrario en la parte sur. La línea de cero está localizado en la zona (20 - 30°) del suroeste al noreste, es característico que los valores negativos del segundo vector propio están prácticamente localizados en la región de influencia de la Corriente Ecuatorial del Norte. Los valores de cero o cercanos a estos, se localizan cerca de la posición de división entre las zonas latitudes medias y tropicales. El valor positivo del segundo vector corresponden a un foco de valores positivos máximos en la latitud (10 - 20°) Lat. Norte al este de los 50° Long. Oeste. Esta región corresponde a la zona de influencia de la contracorriente Ecuartorial.

De esta forma el segundo miembro demuestra las fases contrarias de oscilación de las temperaturas medias mensuales en la Corriente Ecuatorial del Norte y la contracorriente Ecuatorial, es decir, oscilaciones no sincronizadas del régimen térmico implicadas en los elementos de macrocirculación de las aguas superficiales del trópico y subtrópico.

- El tercer vector propio de la distribución describe sólo el 7.9% de las variaciones. Las isolíneas del tercer vector tiene distribución general sureste-noroeste. La parte noroeste tiene valores positivos, los demás valores son negativos. La línea cero de los vectores puede ser interpretada como el límite de influencia de la Corriente de Guyana. La zona de los valores negativos corresponden a las regiones de desplazamiento general de las anoma-

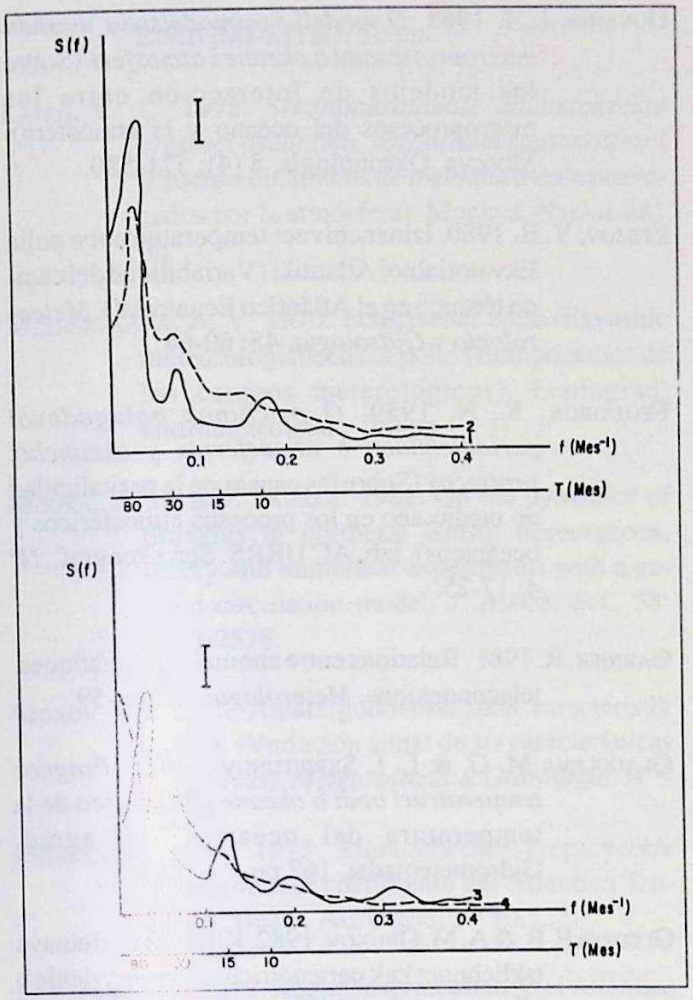


Fig. 9. Funciones espectrales de los primeros cuatro vectores propios.

lías de la TSO del oeste al noreste y el área de los valores positivos destaca la zona de migración de la Corriente Ecuatorial del Norte en el Atlántico Tropical Central.

- El cuarto vector propio muestra la presencia de varios focos de valores extremos. El aporte de este componente es 5.4%. Este vector describe la conexión de las variaciones de la TSO en la Contracorriente Ecuatorial y la región del Amazonas. Se destaca lo cerrado de las isolíneas en la región del Amazonas. Es característico que la variabilidad de la TSO en la Corriente Ecuatorial del Norte y la zona ecuatorial no están relacionadas con el cuarto componente de la distribución.

El análisis espectral de las funciones de los componentes principales (Fig. 9) muestra que:

- El primer vector muestra las principales oscilaciones de la TSO, las cuales son típicas para Atlántico Tropical en general. Además de las oscilaciones de largo período, se observan tres intervalos en 60 - 90 meses; (5 - 7 años), 25 meses; (dos años), 8 - 10 meses. Los períodos de dos años y 5 - 7 años se presentan como los más intensos en el primer componente.

- El segundo componente principal contiene máximos en los diapasones de oscilación de 5 - 7 años y 2 - 3 años. Aquí el principal campo corresponde a las oscilaciones de largo período.

- El tercer componente principal tiene tres máximos en la densidad espectral. Ellos corresponden a: 5 - 7 años, (3 - 16 meses y 5 - 6 meses).

- En el cuarto componente principal se destacan los diapasones de 2 - 3 años y (5 - 6) meses. Además, se observan oscilaciones significativas de largo período, las cuales superan las series de tiempo empleadas.

Las funciones espectrales obtenidas muestran la marcada diferencia en la estructura espacial de las oscilaciones externas de la TSO. Así, las oscilaciones periódicas de medio año, están relacionadas con las partes adyacentes al continente. Aquí también se registran variaciones de muy largo período. Variaciones de períodos de 13 - 16 meses se registran en la zona de la Corriente Ecuatorial del Norte y en la región de las Antillas, los cuales han sido nombrados anteriormente por CANE (1983) y GARNIER (1981). Pero en los cuatro componentes estadísticos independientes de la descomposición, se destaca un grupo de oscilaciones con períodos similares de 5 - 7 años y 2 - 3 años.

CONCLUSIONES

El campo de las medias mensuales de la temperatura superficial del océano en la parte occidental del Atlántico Tropical tiene forma compleja, heterogénea en el tiempo y en el espacio en la estructura de las oscilaciones.

La variación temporal se forma como resultado de la superposición de oscilaciones de largo período, oscilaciones cíclicas y oscilaciones casuales en la TSO. Los principales intervalos de las oscilaciones períodicas son: (8 - 11) meses, (13 - 15) meses, (2 - 3) años, (5 - 7) años.

La variabilidad espacial se forma en condiciones de heterogeneidad en la distribución de la dispersión de las

oscilaciones casuales de las medias mensuales de la TSO en las zonas ecuatorial, tropicales y en las latitudes medias. Además se observa una relación resaltante en las variaciones de la TSO dentro de cada sistema de macrocirculación general, lo que permitiría resaltar objetivamente las siguientes regiones homogéneas por la variación de la TSO:

Ecuatorial

Antillo-Guyanesa

Contracorriente Ecuatorial del Norte.

AGRADECIMIENTOS

Le agradezco sinceramente a los revisores anónimos por la lectura del manuscrito.

REFERENCIAS

BALASHOVA, E. B. 1986. Godovie y polugodovie kolevania ckoprocti betrab tropicheskoi zone Atlantichechoba okeana (Oscilaciones anuales de la velocidad del viento en la zona tropical del océano Atlántico). *Tr. VNIIGMI-MTsD,* 122: 48-55.

BELIAEV, V. I. 1973. *Obrabotka y teoritichechi analiz okeanologichechix nabludeni* (Procesamiento y análisis teórico de las observaciones oceanográficas). Kiev, Naukova Dumka, 295 pp.

BOGUSLAVSKI, C. G. 1977. *Temperature pole tropichechoi Atlantiki* (El campo térmico del Atlántico Tropical). Kiev, Haukova, Dumka. 164 pp.

BOKC, D. & T. DSHENKIS. 1974. *Analiz bremennix riadov* (Análisis de las series de tiempo). Mockva, Mir. 242 pp.

CANE, M. A. 1983. Oceanographic events during El-Niño. *Science* 222 (4629): 1189-1195.

DELACROIX, T. 1984. EOF analysis of the termocline depth in the tropical Atlantic ocean. *Trop. Atm. Newslett,* N° 27: 18-19.

DUVANIN, L. I. 1968. *O modeli vzaimodeistvia meshdu macroprotsesami b okeane i atmosfere* (Sobre los modelos de interacción entre los macroprocesos del océano y la atmósfera). Moscva. Okeanología, 8 (4): 571-580.

EFIMOV, Y. B. 1980. Izmenchivoct temperatuirnoba polia Ekvatorialnoi Atlantiki (Variabilidad del campo térmico en el Atlántico Ecuatorial). *Meteorología y Gidrología,* 45: 60-64.

FEODOROK, K. N. 1959. *O prichinax polugodovoi periodichnocti b atmosfernix y okeanchix protsecax* (Sobre las causas de la periodicidad de medio año en los procesos atmosféricos y oceánicos). Izb. AC URRS. Ser. G eograf., N° 4: 17-25.

GARNIER, R. 1981 . Relations entre anomalies climatiques. teleconnexions. *Meterologie,* 27: 49-59.

GLAGOLEVA M. G. & L. I. SKRIPTUNOVA. 1979. *Prognoz temperatruri bodi b okeane* (Pronóstico de la temperatura del océano). Leningrad, Gidrometeoizdat, 167 pp.

GLEDZER E. B. & A. M. OBUXOV. 1982. Kbaziduvuxletnaya tsklichnoct kak parametrichechkoe yavlenie b klimatologicheckoi sisteme (El ciclo semi bianual como fénomeno paramétrico en el sistema climatológico). *Izd. AC URRS, FAO,* 18 (11): 1154-1158.

GRIGORKINA, G. C, P.K. GUBER & V. R. FUKC. 1973. *Prickladnie metodi korrelatsionaba y cpectralnoba analiza krupnomashtabnix okeanologichechix protsecov* (Métodos prácticos de análisis de correlación y de espectros en los procesos oceanográficos de gran escala). Leningrad, LGU, 172 pp.

GULIAEV, C. K. & C. C. LAPPO. 1986. Zonalnie klimat Mirovoba okeana (Clima zonal del Océano Mundial). *Meteorología y Gidrología.* 10: 76-84.

KUZNETSOV, A. A. 1962. *Verxni kbaziadnorodni cloi cebernoi Atlantiki* (La capa superior cuasihomogénea del Atlántico norte). Obnick,

BNIIGMI-MTsD, 50 pp.

LAPPO, C. C. 1978. *Srednimashtabnie dinamicheckie protseci okeanona, vozbushdaemi atmosferoi* (Proceso dinámicos de mediana escala provocados por la atmósfera). Mockva, Nauka, 181 pp.

MESHERCKAYA, A. V. 1970. Ectectvenni coctavliayushie meteorologichechkix polei (Componentes de los campos meterológicos). Leningrad, Gidrometeoizdat, 160 pp.

MOURA, A. D. & J. SKUKLA. 1981. On the dynamics of droaghts in northeast Brasil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 38: 2563-2578.

MOXOV, I. [illegible]985. Analiz godovoba xoda xaracteristik [illegible]ta. (Variación anual de las características [illegible]náticas). *Meteorología & Gidrología.* N° 9

PETROCIAN, [illegible] A. 1973. *Atlantichechie Tropicheckie [illegible]riment* (Experimento del Atlántico Tro[illegible]). Becth. AC URSS, N° 10.

QUINTERO P[illegible] 1991. Régimen termoalino en el Atlántico [illegible]pical Occidental. *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. [illegible]ente.* 30 (1 y 2): (en prensa).

SIMONOV, A. I. 1988. Ximico-okeanograficheckie raionirobanie y gidrologichechie peshim Mirovoba okeana (Regionalización químico-oceanográfica y régimen hidrológico del Océano Mundial). *DAN URSS,* 299 (4): 981-985.

SHULEIKIN, V. V. 1968. *Fisica Moria* (Física del océano). Moscva, Nauka, 743 pp.

STEPANOV, V. N. 1982. *Klimatologo statictícheckoe iccledovanie termoxlinnix polei Cevernoi Atlantiki* (Estudios estadísticos y climatológicos de los campos termoalinos del Atlántico norte). Mocka, Gidrometeoizdat, 164 pp.

STEPANOV, V. N. 1985. Izuchenie climata Miravobo okeana (Estudios del clima el Océano Mundial). Tr. *YNIIsGMTI,* N° 129: 20-29.

TAUBER, G. M. 1977. Ocnovie ocobennocti polia vetra Tsentralnoi Atalantiki b cviazi c krupnomashtabnimi atmocfernimi protscami (Principales particularidades del capo del viento en el Atlántico central en relación con procesos atmosféricos de gran escala). *Trt. GOIM,* 135: 4-16.

UGRIUMOV, A. I. 1970, 1981. *Teplovoi reshim okeana y dolgosrochnie prognozi pogodi* (Régimen calórico del océano y el pronóstico del tiempo a largo plazo). *Leningrad, Gidrometeoizdat,* 176 pp.

_____ 1985. *Izpolzobanie ocovennocti bzaimodeictvia okeana y atmosferi b dolgosrochnix prognozax pogodi* (Uso de las particularidades de la interacción atmósfera-océano en los pronósticos del tiempo a largo plazo). Leningrad, Gidrometeoizdat, 150 pp.

VAINOVCKII, P. A. 1986. *Komplekc program monogamernoba ctaticticheackoba analiza* (Compendio de programas para el análisis de multivariantes). Leningrad. Fondi LGMI, 28 pp.

VICOTSKAYA, L. C. & L. A. STROKINA. 1980. *K boprocu ob izmeneniax klimata okeanov* (Sobre las variaciones climáticas del océano). Tr. GGi, 280 pp.