

*SOBRE LA CIRCULACION PRODUCIDA POR EL VIENTO EN EL GOLFO DE TEHUANTEPEC Y SUS EFECTOS SOBRE LAS TEMPERATURAS SUPERFICIALES \**

G. I. RODEN

RESUMEN

Se investiga la relación entre los vientos y las temperaturas de la superficie del mar en el Golfo de Tehuantepec. Se encuentra que las bajas temperaturas de invierno están relacionadas con la divergencia inducida por el viento en el transporte de las masas, cuya magnitud es de unos  $0.02 \text{ g cm}^{-2} \text{ seg}^{-1}$  durante una galerna de invierno. Un análisis espectral de las anomalías de vientos y temperaturas en periodos de 10 días, indica que las anomalías en cuadrados adyacentes de 2 grados de latitud y longitud, son coherentes y casi simultáneas. Existe una relación más bien débil e inversa entre las anomalías del viento y la temperatura.

INTRODUCCION

El Golfo de Tehuantepec está situado directamente al sur del Istmo de Tehuantepec, una interrupción importante en la cordillera llamada Sierra Madre en el sur de México. En su punto más estrecho, el Istmo tiene unos 220 Km de un lado al otro. Hay aquí una interrupción de unos 40 Km en la cordillera; la máxima elevación en este lugar es de unos 250 m. Las ondas frías del norte que pasan a través del Istmo y llegan a una atmósfera más cálida, producen vientos "de descenso" de violencia particular. Esos vientos, conocidos de ordinario como "Tehuantepeceros" son más frecuentes en invierno y se sienten a varios centenares de kilómetros hacia el sur. El efecto de esos vientos sobre la superficie del océano es doble: mueven el agua hacia el sur, originando un arrastre de ella desde los lados y desde abajo y causan una mezcla considerable a lo largo del eje del viento. Estos últimos dos procesos llevan a un abatimiento considerable de la temperatura superficial del Golfo de Tehuantepec, que puede ser varios grados más baja que la observada en cualquier parte de la región mar afuera del sur de México y América Central.

\* Contribución de la Institución de Oceanografía Scripps. Nueva Serie. Calif., USA.

*ON THE WIND DRIVEN CIRCULATION IN THE GULF OF TEHUANTEPEC AND ITS EFFECT UPON SURFACE TEMPERATURES \**

G. I. RODEN

ABSTRACT

The relation between winds and sea surface temperatures in the Gulf of Tehuantepec is investigated. The low winter temperatures are found to be related to the wind induced mass transport divergence, the magnitude of which is about  $0.02 \text{ g cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$  during a winter gale. A spectral analysis of ten-day temperature and wind anomalies indicates that anomalies in adjacent two degree squares of latitude and longitude are coherent and almost simultaneous. There exists a rather weak and inverse relation between temperature and wind anomalies.

INTRODUCTION

The Gulf of Tehuantepec lies directly south of the Isthmus of Tehuantepec, a major break in the Sierra Madre mountain range of Southern Mexico. At the narrowest point the Isthmus is about 220 Km across. Here, there is a gap of about 40 Km in the cordillera, the maximum elevation at this point being roughly 250 m. Cold waves from the north which pass through the Isthmus into the warmer atmosphere beyond produce *fall* winds of particular violence. These winds, commonly known as *Tehuantepecers*, occur most frequently in winter and are felt several hundred kilometers to the southward. The effect of these winds upon the ocean surface is twofold; they move the water to the southward causing entrainment of the water from the sides and from below, and they cause considerable mixing along the wind axis. The last two processes lead to a substantial lowering of the surface temperatures in the Gulf of Tehuantepec which may be several degrees lower than observed elsewhere in the region off southern Mexico and Central America.

\* Contribution from the Scripps Institution of Oceanography. New Series.

Apenas existen investigaciones que se refieran a las condiciones meteorológicas y oceanográficas del Golfo de Tehuantepec. Hurd (1929) dio una descripción bastante detallada de los vientos. Las corrientes superficiales durante un "Tehuantepecero" fueron descritas vívidamente por la U. S. Hydrographic Office (1951): "La furia del norte arroja el agua fuera del Golfo hacia el sureste y cuando el agua baja en la parte superior, hay una corriente violenta a lo largo de cada ribera, hacia el norte, para llenar el vacío. Cuando el norte amaina o cesa de soplar, el agua que se ha represado fluye hacia atrás golfo arriba y una cantidad extra se precipita hacia el sur a lo largo de cada ribera. Este hecho se ha observado hacia el oeste hasta el Río Verde y hacia el este tan lejos como Champerico..." La descripción citada muestra claramente que el arrastre del agua tiene lugar durante el período de vientos fuertes y que después que el viento ha dejado de soplar, hay un reajuste al estado inicial. Se ha informado que la corriente costera hacia el norte durante la galerna adquiere una velocidad de 2 nudos y que la velocidad de la corriente costera hacia el sur después de aquella, es de 0.6 nudos; ambos datos vienen de Sacrificios. La distribución de las variables hidrográficas en el Golfo, según expediciones recientes, fue estudiada por Blackburn (MS). Una de las características interesantes fue que las temperaturas superficiales más bajas no ocurrieron en las cabeceras del Golfo, sino a alguna distancia hacia el sur.

Cuando las condiciones que producen un "Tehuantepecero" se extienden suficientemente hacia el sur en el Golfo de México, se encuentran también otras áreas de vientos de alta velocidad mar afuera de las costas de América Central, notablemente en el Golfo de Papagayo y en el Golfo de Fonseca. Los vientos en esas regiones, conocidos localmente como "Papagayos", ocurren en una escala relativamente pequeña y tienen sobre la temperatura superficial un efecto similar a los "Tehuantepeceros".

#### DATOS

Los datos de vientos y temperaturas superficiales en las estaciones costeras se obtuvieron del Servicio Meteorológico Mexicano (1928-1941) y del U. S. Coast and Geodetic Survey (1956, 1960) respectivamente. La exactitud de las observaciones individuales de temperatura en la costa se acerca a  $0.3^{\circ}$  C y de las observaciones individuales del viento a casi un 10% de la velocidad del viento. Las observaciones de temperatura y de velocidad del viento tomadas mar afuera a bordo de barcos mercantes, se obtuvieron del U. S. Weather Bureau (datos no publicados) para el período entre Enero de 1949 y Junio de 1957. La exactitud de las observaciones individuales no es muy grande: probablemente de  $\pm 0.5^{\circ}$  C para la temperatura y de  $\pm 20\%$  de la velocidad para las observaciones del viento. Una inspección cuidadosa de los registros lleva a la conclusión de que la calidad de las observaciones de temperatura es razonablemente buena, mientras que la calidad de

There are only few investigations dealing with the meteorological and oceanographical conditions in the Gulf of Tehuantepec. A rather detailed description of the winds is given by Hurd (1929). The surface currents during a *Tehuantepecer* are quite vividly described by the U. S. Hydrographic Office (1951); "The fury of the norther blows the water out of the gulf to the southward and, as the waters lower at the head, there is a rush along each shore to the northward to supply or fill the vacancy. When the norther moderates or ceases to blow, the water that was banked up, as it were, flows back up the gulf, and an extra amount rushes out along each shore to the southward. This fact has been observed as far west as Rio Verde and eastward as far as Champerico..." The above description clearly shows that entrainment of water takes place during the period of high winds and, after the wind has ceased to blow, there is readjustment to the initial state. The speed of the coastal northward setting current during the gale is reported to be 2 knots and the speed of the coastal southward setting current after the gale 0.6 knots; both reported off Sacrificios. The distribution of hydrographic variables in the Gulf, based on recent cruises, was studied by Blackburn (MS). One of the interesting features was that the lowest surface temperatures did not occur at the head of the Gulf, but some distance to the southward.

When the conditions inducing the *Tehuantepecer* extend sufficiently far southward into the Gulf of Mexico, other areas of high wind velocity are found off the coast of Central America, notably in the Gulf of Papagayo and in the Gulf of Fonseca. The winds in these regions, locally known as *Papagayos* occur on a relatively small scale and have a similar effect upon the surface temperature as the *Tehuantepecers*.

#### DATA

Winds and sea surface temperatures at coastal stations were obtained from the Servicio Meteorológico Mexicano (1928-1941) and the U. S. Coast and Geodetic Survey (1956, 1960), respectively. The accuracy of individual coastal temperature observations is about  $\pm 0.3$  C and of individual wind observations about  $\pm 10\%$  of the wind speed. Offshore sea surface temperature and wind observations, taken aboard merchant ships, were obtained from the U. S. Weather Bureau (unpublished) for the period January 1949 to June 1957. The accuracy of individual observations is not great, probably  $\pm 0.5$  C for temperature and  $\pm 20\%$  of the wind speed for wind observations. A careful inspection of the records leads to the conclusion that the quality of temperature observations is reasonably good, whereas the quality of the wind observations is only moderate. The individual observations were combined and

las observaciones de viento es solamente moderada. Las observaciones individuales se combinaron y promediaron en cuadros de dos grados de latitud y longitud y en períodos de diez días y de un mes. El número de observaciones incluido en cada promedio de diez días varía generalmente entre 10 y 30. Las medias para cuadros de un grado de las temperaturas de superficie en Enero y Agosto se obtuvieron de la U. S. Hydrographic Office (datos no publicados) y del U. S. Bureau of Commercial Fisheries (1960).

averaged over two degree squares of latitude and longitude and over periods of ten days and one month. The number of observations entering each ten-day average varies generally between 10 and 30. Mean one degree square sea surface temperatures for February and August were obtained from the U. S. Hydrographic Office (unpublished) and the U. S. Bureau of Commercial Fisheries (1960). Monthly five degree sea surface temperatures off southern

TABLA I

Velocidades máximas y medias mensuales del viento en Coatzacoalcos, Ver., Salina Cruz, Oax. y en el Golfo de Tehuantepec, según el Servicio Meteorológico Mexicano (1928-1947) y el U. S. Weather Bureau (inéditos).

TABLE I

Monthly mean and maximum wind velocities at Coatzacoalcos, Ver., Salina Cruz, Oax., and in the Gulf of Tehuantepec, after Servicio Meteorológico Mexicano (1928-1947) and U. S. Weather Bureau (unpublished).

Mes Month	Unidades en m sec <sup>-1</sup> All units in												Años de registro Years of record
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Coatzacoalcos, Ver.													
V media mean	8.6	7.7	5.7	5.5	5.0	4.5	6.2	3.5	4.3	4.0	9.7	9.5	3
V max	29.5	28.5	21.3	17.3	20.0	16.7	22.0	17.3	19.0	19.0	29.0	30.0	3
Salina Cruz, Oax.													
V media mean	8.7	8.7	8.3	7.8	6.7	3.9	5.2	4.9	4.1	6.0	8.3	8.4	12
V max	28.2	26.3	27.2	26.5	21.7	18.1	19.8	19.9	19.6	24.5	27.0	26.4	12
Golfo de Tehuantepec (Norte) 14-16 N 94-96 W (North) Gulf of Tehuantepec													
V media mean	7.6	6.3	4.8	4.2	4.4	4.4	5.0	4.6	4.	7.6	8.4	8.1	8
V max	18.6	22.2	18.6	16.6	13.6	15.2	12.4	11.2	14.7	16.8	20.0	25.4	6
Golfo de Tehuantepec (Sur) 12-14 N 94-96 W (South) Gulf of Tehuantepec													
V media mean	6.2	5.4	3.7	3.8	3.4	4.2	4.4	3.7	4.6	6.5	7.1	6.4	8
V max	15.2	13.9	13.4	13.0	11.2	13.1	11.3	9.7	12.9	13.9	15.7	16.9	6
Golfo de Tehuantepec (Oeste) 14-16 N 96-98 W (West) Gulf of Tehuantepec													
V media mean	4.2	3.5	3.4	3.4	3.7	4.1	4.3	4.0	4.5	4.3	4.0	3.7	8
V max	15.6	9.8	13.2	10.1	12.9	12.4	12.6	10.2	13.1	14.7	15.9	15.4	6
Golfo de Tehuantepec (Este) 12-14 N 92-94 W (East) Gulf of Tehuantepec													
V media mean	3.4	2.7	2.7	2.8	3.2	3.8	4.1	3.4	3.8	4.5	3.4	3.4	8
V max	9.1	8.7	10.9	10.6	10.2	10.7	11.6	11.6	13.0	14.4	12.7	11.3	6

Los datos de temperatura mensuales para cuadros de cinco grados, tomadas mar afuera de las costas de México y América Central, se obtuvieron de las publicaciones del Observatorio de Kobe, de la Marina Imperial (1921-1938). Las medias de las corrientes de deriva de barcos para el período 1885-1933, se obtuvieron de la U. S. Hydrographic Office (1947). Es de notar que los promedios que allí se reportan se basan en observaciones de corrientes hechas a velocidades del viento menores de 12 m sec<sup>-1</sup>.

Mexico and Central America were taken from publications by the Imperial Marine Observatory Kobe (1921-1938). Mean one degree ship drift currents for the period 1885-1933 were obtained from the U. S. Hydrographic Office (1947). It is noteworthy that the averages reported therein are based on current observations made at wind speeds less than 12 m sec<sup>-1</sup>.

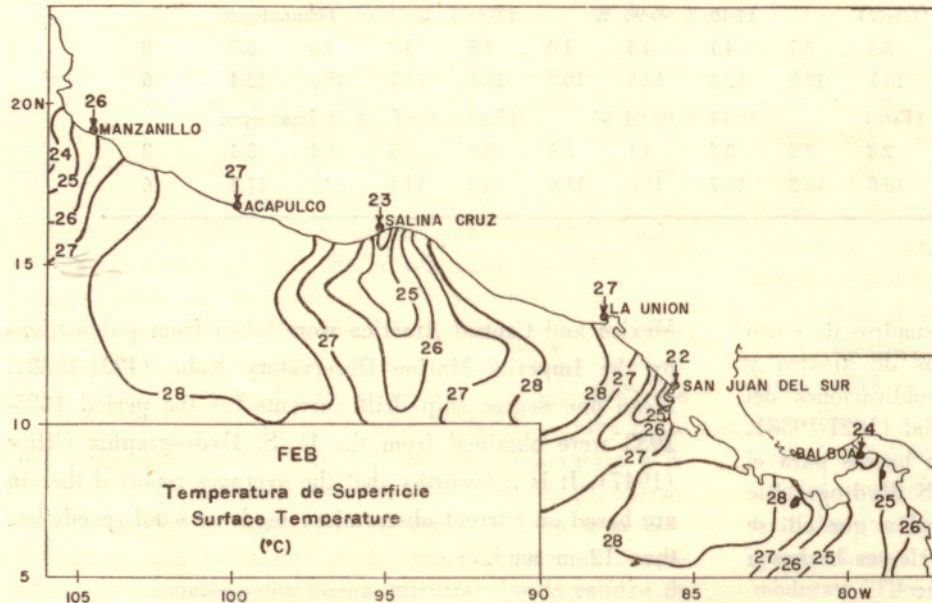
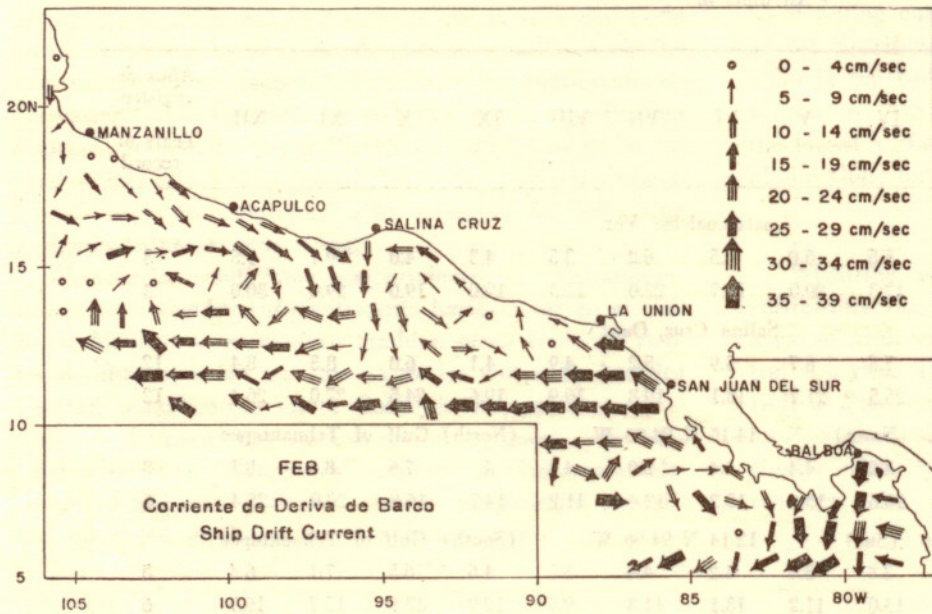
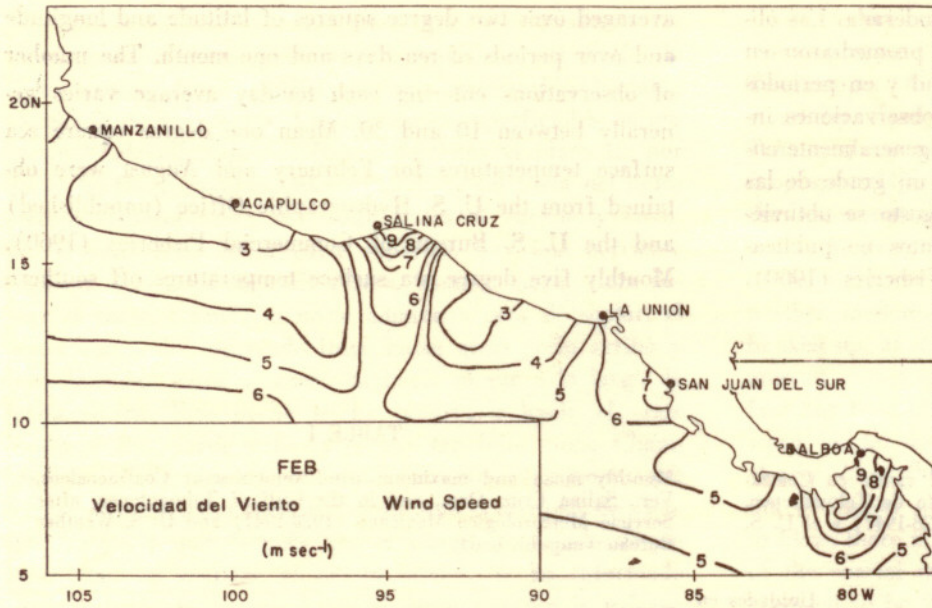


Fig. 1a. Velocidad media del viento, corrientes de deriva de barcos y temperaturas de la superficie del mar para el mes de Febrero, basadas en datos del U. S. Weather Bureau (inéditos), U. S. Hydrographic Office (1947 e inéditos) y Bureau of Commercial Fisheries (inéditos).

Fig. 1a. Mean wind speed, ship drift currents and sea surface temperatures for the month of February, based on material from the U. S. Weather Bureau (unpublished), the U. S. Hydrographic Office (1947 and unpublished) and the Bureau of Commercial Fisheries (unpublished).

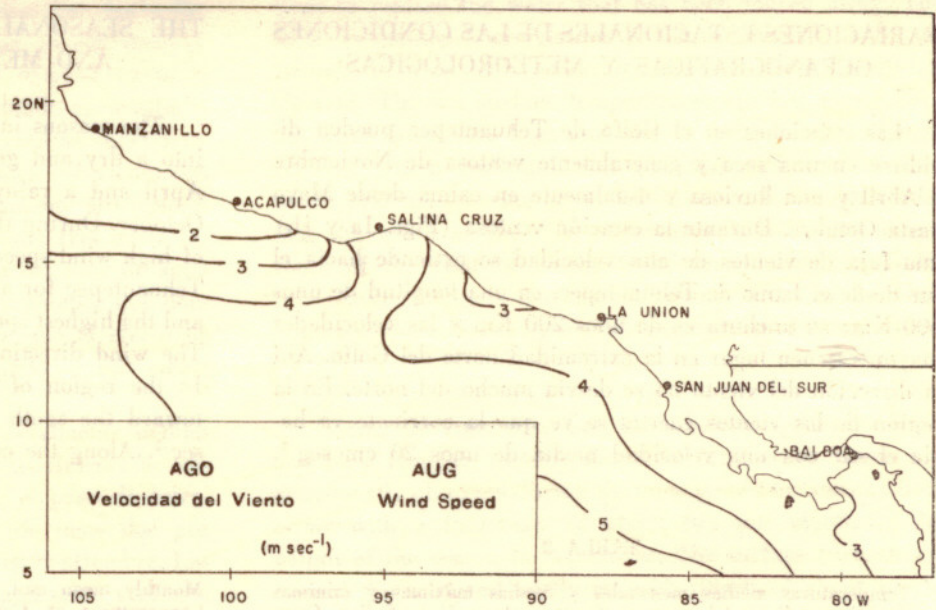


Fig. 1b. Velocidad media del viento, corrientes de deriva de barcos y temperaturas de la superficie del mar para el mes de Agosto, basadas en datos del U. S. Weather Bureau (inéditos), U. S. Hydrographic Office (1947 e inéditos).

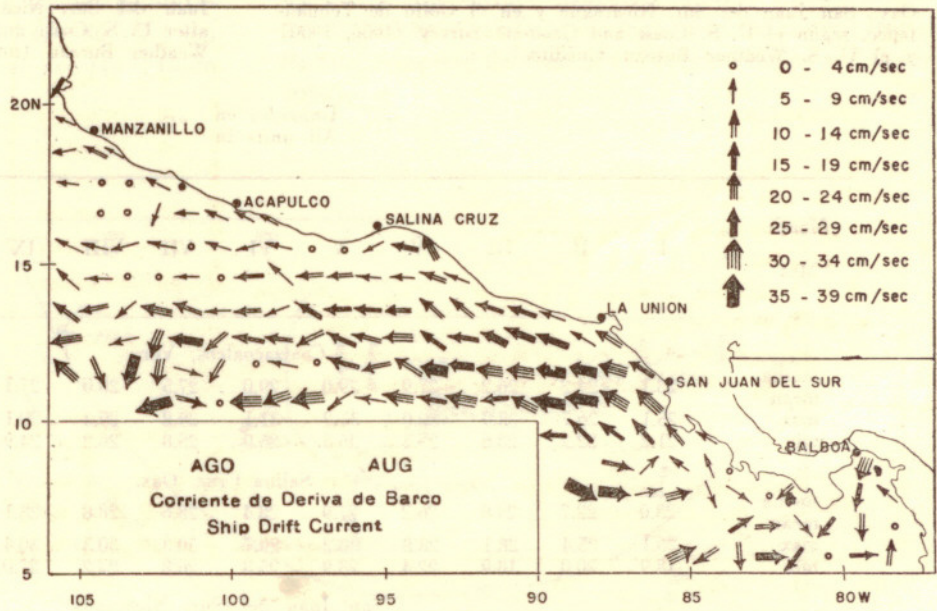
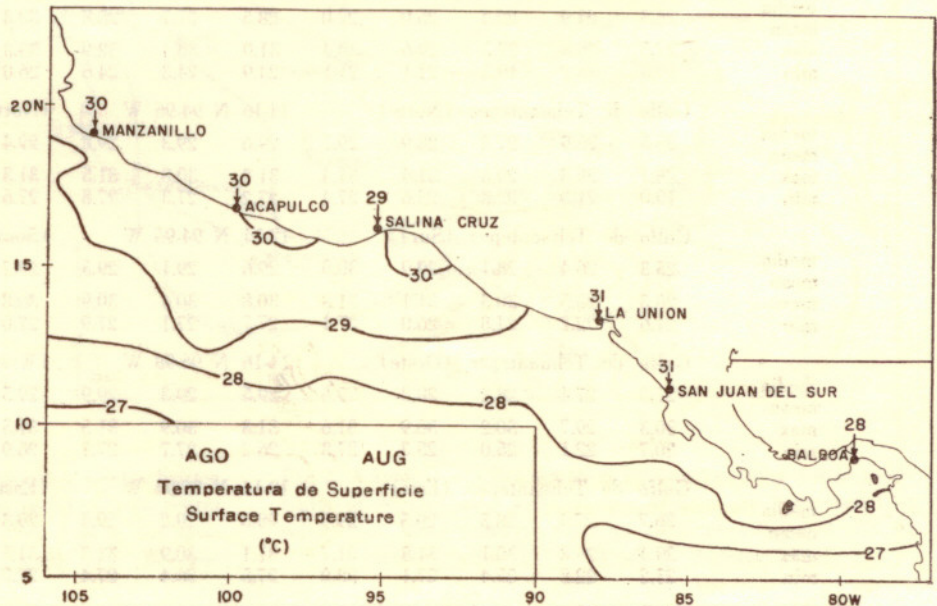


Fig. 1b. Mean wind speed, ship drift currents and sea surface temperatures for the month of August, based on material from the U. S. Weather Bureau (unpublished), and the U. S. Hydrographic Office (1947 and unpublished).



VARIACIONES ESTACIONALES DE LAS CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS Y METEOROLÓGICAS

THE SEASONAL VARIATION OF OCEANOGRAPHIC AND METEOROLOGICAL CONDITIONS

Las estaciones en el Golfo de Tehuantepec pueden dividirse en una seca y generalmente ventosa de Noviembre a Abril y una lluviosa y usualmente en calma desde Mayo hasta Octubre. Durante la estación ventosa (Figs. 1a y 1b) una faja de vientos de alta velocidad se extiende hacia el sur desde el Istmo de Tehuantepec, en una longitud de unos 500 Km; su anchura es de unos 200 Km y las velocidades mayores tienen lugar en la extremidad norte del Golfo. Ahí la dirección del viento no se desvía mucho del norte. En la región de los vientos fuertes se ve que la corriente va hacia el sur con una velocidad media de unos 20 cm seg<sup>-1</sup>.

The seasons in the Gulf of Tehuantepec can be divided into a dry and generally windy season from November to April and a rainy and usually calm season from May to October. During the windy season (Figs. 1a and 1b) a belt of high wind speeds extends southward from the Isthmus of Tehuantepec for about 500 Km; its width is about 200 Km and the highest speeds occur at the northern end of the Gulf. The wind direction there does not vary much from north. In the region of strong winds the current is seen to set toward the south with an average speed of about 20 cm sec<sup>-1</sup>. Along the coast the mean currents set toward Salina

TABLA 2

TABLE 2

Temperaturas medias mensuales y medias máximas y mínimas de la superficie del mar en Coatzacoalcos, Ver., Salina Cruz, Oax., San Juan del Sur, Nicaragua y en el Golfo de Tehuantepec, según el U. S. Coast and Geodetic Survey (1956, 1960) y el U. S. Weather Bureau (inéditos).

Monthly mean and mean maximum and minimum sea surface temperatures at Coatzacoalcos, Ver., Salina Cruz, Oax., San Juan del Sur, Nicaragua and in the Gulf of Tehuantepec, after U. S. Coast and Geodetic Survey (1956, 1960) and U. S. Weather Bureau (unpublished).

		Unidades en °C All units in °C												
Month		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Años de registro
Mes														Years of record
Coatzacoalcos, Ver.														
media		23.1	24.2	26.2	27.9	29.0	29.0	27.5	28.0	27.1	25.6	24.7	23.3	13
mean														
max		25.1	26.7	28.9	30.0	31.2	31.1	29.8	29.3	29.1	27.4	22.8	25.9	13
min		21.2	22.2	23.6	25.3	26.5	26.9	25.8	26.2	24.9	24.9	22.4	21.2	13
Salina Cruz, Oax.														
media		23.0	22.7	24.8	26.2	27.9	28.4	28.6	28.8	28.1	26.4	24.1	23.3	4
mean														
max		26.1	25.4	28.1	28.8	30.2	29.7	30.3	30.3	30.4	30.0	29.2	28.1	4
min		18.9	20.0	18.9	22.4	23.9	25.8	26.8	27.2	27.0	22.8	18.1	18.7	4
San Juan del Sur, Nicaragua														
media		24.3	21.9	22.4	25.0	27.0	28.5	27.7	28.8	30.8	29.9	27.8	25.9	4
mean														
max		27.3	26.8	27.3	29.6	30.4	31.0	30.4	32.9	33.8	34.9	32.3	31.5	4
min		19.6	18.2	19.3	21.1	21.1	24.9	24.3	24.6	26.0	23.5	22.7	21.1	4
Golfo de Tehuantepec (Norte)														
media		25.5	25.9	27.2	28.9	29.7	29.6	29.3	29.8	29.4	28.0	26.3	26.0	8
mean														
max		28.7	29.3	29.8	31.4	31.4	31.2	30.8	31.5	31.3	30.7	30.6	29.8	6
min		19.0	21.3	22.8	25.6	27.4	27.2	27.3	27.8	27.6	22.7	19.0	19.8	6
Golfo de Tehuantepec (Sur)														
media		25.3	26.4	28.1	29.9	30.0	29.6	29.1	29.5	29.2	27.6	26.6	25.9	8
mean														
max		28.3	28.5	30.3	31.1	31.8	30.8	30.4	30.9	30.8	30.2	29.7	29.3	6
min		21.6	22.2	24.8	26.0	27.1	27.7	27.1	27.9	27.0	24.0	21.8	21.3	6
Golfo de Tehuantepec (Oeste)														
media		27.3	27.4	28.2	28.8	29.6	29.5	29.3	29.9	29.5	28.8	28.4	27.3	8
mean														
max		30.3	29.7	30.2	30.9	31.6	31.3	30.9	31.5	31.5	30.2	31.0	30.0	6
min		20.7	22.1	25.0	25.3	27.8	26.2	27.7	27.7	26.9	24.2	24.1	21.9	6
Golfo de Tehuantepec (Este)														
media		26.7	27.4	28.5	29.5	29.9	29.5	29.2	29.4	29.3	28.1	28.1	27.7	8
mean														
max		29.4	29.8	30.1	31.8	31.7	31.1	30.9	31.3	31.5	30.3	30.4	29.8	6
min		23.2	22.8	25.4	27.1	28.0	27.5	26.4	27.4	27.0	24.9	23.2	23.7	6

A lo largo de la costa las corrientes medias van hacia Salina Cruz para reemplazar el agua que se ha movido. La circulación local de Tehuantepec se observa hacia el sur hasta las latitudes 12° N o 13° N, donde encuentra la Corriente Ecuatorial del Norte. Las temperaturas superficiales del mar son bajas donde las velocidades del viento son altas y también en las regiones inmediatamente adyacentes, lo cual indica que hay una difusión de agua fría hacia las áreas vecinas. Es de notar que la anchura del área de agua fría es algo mayor al sur del Golfo de Tehuantepec que dentro del mismo; esta característica sugiere que el efecto de surgencia en el Golfo está contrarrestado parcialmente por arrastres laterales de agua caliente.

Durante el verano los vientos son generalmente débiles y soplan de una dirección oriental. Ocasionalmente se observan vientos de alta velocidad durante el paso de huracanes, que ocurren con una frecuencia de unos dos por mes en el punto culminante de la estación en Septiembre. Las corrientes superficiales se establecen hacia el oeste y el noroeste, con velocidades de unos 15 cm seg<sup>-1</sup>. Las temperaturas superficiales varían mayormente entre 28° C y 30° C y son las más altas en el Pacífico tropical oriental, excepto el Golfo de California (Roden y Groves, 1959).

Cruz to replace the water that has been moved away. The local Tehuantepec circulation is felt southward as far as latitude 12 N or 13 N, where it meets the North Equatorial Current. The sea surface temperatures are low everywhere the wind speeds are high and also in immediately adjacent regions, which indicates that outward diffusion of cold water into neighboring areas takes place. It is noteworthy that the width of the cold water area is somewhat larger south of the Gulf of Tehuantepec than inside the Gulf; this feature suggests that the upwelling effect in the Gulf is partly counteracted by lateral entrainment of warm water.

During the summer season the winds are generally weak and blow from an easterly direction. High wind speeds are occasionally observed during the passage of hurricanes which occur with a frequency of about two per month at the height of the season in September. The surface currents set toward the west and northwest with speeds of about 15 cm sec<sup>-1</sup>. The sea surface temperatures vary mostly between 28° C and 30° C and are the highest in the eastern tropical Pacific, excepting the Gulf of California (Roden and Groves, 1959).

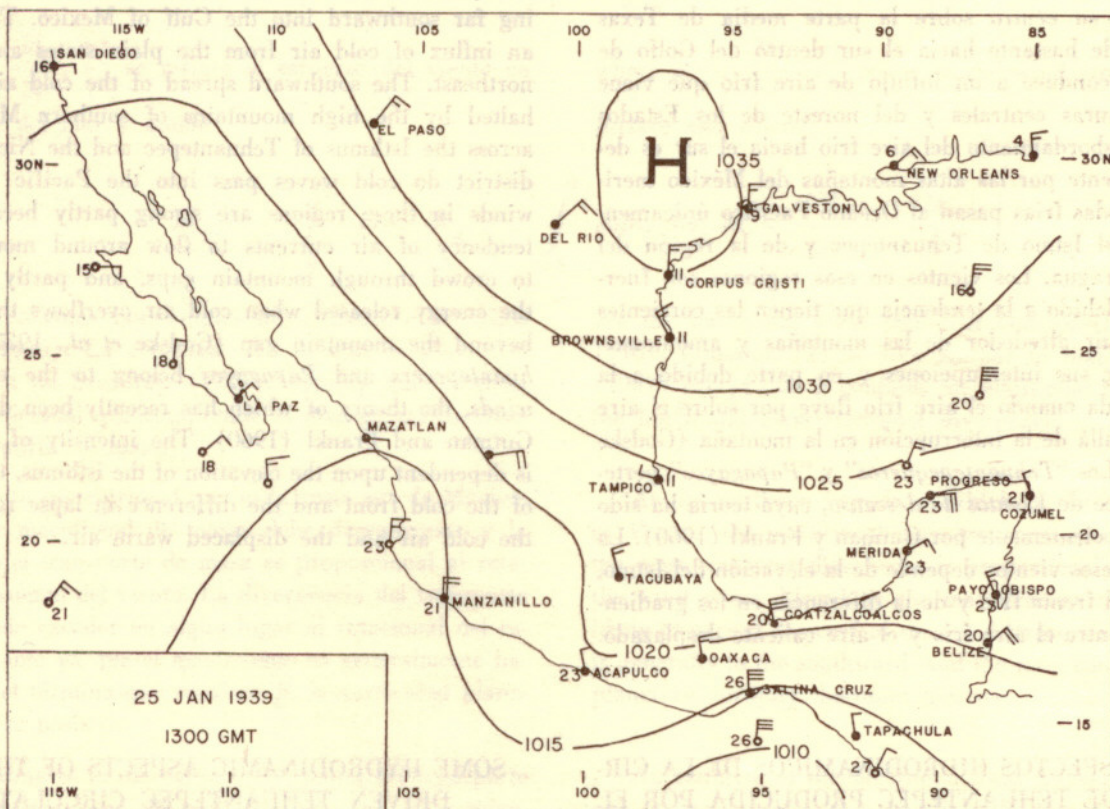


Fig. 2. Una situación típica del tiempo que produce vientos fuertes en los Golfos de México y Tehuantepec. Las isobaras están representadas por líneas continuas y otros números indican las temperaturas del aire en la superficie del mar (según U. S. Weather Bureau, 1939).

Fig 2. A typical weather situation leading to strong winds in the Gulfs of Mexico and Tehuantepec. Isobars are represented by solid lines, other numbers refer to air temperatures at the sea surface (after U. S. Weather Bureau, 1939).

La variación anual de vientos y temperaturas se muestra en las Tablas 1 y 2. Se observa que el promedio de las velocidades máximas durante la estación de "Tehuantepecqueros" varía alrededor de  $25 \text{ m seg}^{-1}$  y que los vientos en Coatzacoalcos, en el extremo norte del Istmo, no difieren mucho de los de Salina Cruz, en el extremo sur. La más alta velocidad del viento observada en Salina Cruz fue de  $36 \text{ m seg}^{-1}$  en Marzo de 1931. En el Golfo de Tehuantepec la velocidad del viento disminuye lentamente hacia el sur y rápidamente hacia el oriente y el occidente. La media de las mínimas de las temperaturas superficiales del mar en el punto culminante de la estación ventosa es de unos  $18^\circ \text{ C}$  y a  $19^\circ \text{ C}$  en la parte norte del Golfo y algo más alta en otros lugares. La temperatura más baja registrada en Salina Cruz es de  $16.7^\circ \text{ C}$  y valores igualmente bajos han sido reportados por barcos mercantes. Es interesante hacer notar que las temperaturas mínimas en Coatzacoalcos, en el extremo norte del Istmo, están entre  $20^\circ \text{ C}$  y  $21^\circ \text{ C}$  o sea unos cuatro grados más altas que en Salina Cruz. Las temperaturas máximas en mar abierto en el Golfo varían entre  $29^\circ \text{ C}$  y  $30^\circ \text{ C}$  y en algunas áreas costeras entre  $31^\circ \text{ C}$  y  $43^\circ \text{ C}$ .

Una situación meteorológica típica que lleva a la producción de vientos fuertes en el área de Tehuantepec, se muestra en la Fig. 2. La característica más saliente del mapa meteorológico es un anticiclón continental bien desarrollado con su centro sobre la parte media de Texas que se extiende bastante hacia el sur dentro del Golfo de México. Esto conduce a un influjo de aire frío que viene desde las llanuras centrales y del noreste de los Estados Unidos. El desbordamiento del aire frío hacia el sur es detenido usualmente por las altas montañas del México meridional. Las ondas frías pasan al Océano Pacífico únicamente a través del Istmo de Tehuantepec y de la región del Lago de Nicaragua. Los vientos en esas regiones son fuertes, en parte debido a la tendencia que tienen las corrientes de aire de fluir alrededor de las montañas y amontonarse a través de sus interrupciones y en parte debido a la energía liberada cuando el aire frío fluye por sobre el aire caliente, más allá de la interrupción en la montaña (Godske *et al.*, 1957). Los "Tehuantepecqueros" y "Papagayos" pertenecen a la clase de *Vientos de descenso*, cuya teoría ha sido desarrollada recientemente por Gutman y Frankl (1960). La intensidad de esos vientos depende de la elevación del Istmo, del espesor del frente frío y de la diferencia en los gradientes del lapso entre el aire frío y el aire caliente desplazado.

#### ALGUNOS ASPECTOS HIDRODINAMICOS DE LA CIRCULACION DE TEHUANTEPEC PRODUCIDA POR EL VIENTO

Para investigar la circulación producida por el viento en el Golfo de Tehuantepec, supóngase un sistema de coordenadas rectas y exprésense las ecuaciones de movimiento y continuidad según

The annual variation of winds and temperatures is shown in Tables 1 and 2. It is seen that the mean maximum wind velocities during the *Tehuantepecer* season vary around  $25 \text{ m sec}^{-1}$  and that the winds at Coatzacoalcos at the northern end of the Isthmus are not very different from those at Salina Cruz at the southern end. The highest wind speed observed at Salina Cruz was  $36 \text{ m sec}^{-1}$  in March 1931. In the Gulf of Tehuantepec the wind speeds diminish slowly toward the south and rapidly toward the east and west. The mean minimum sea surface temperatures at the height of the windy season are about  $18^\circ \text{ C}$  to  $19^\circ \text{ C}$  in the northern part of the Gulf and somewhat higher elsewhere. The lowest temperature recorded at Salina Cruz is  $16.7^\circ \text{ C}$ ; similar low values have been reported from merchant ships. It is of interest to note that the minimum temperatures at Coatzacoalcos at the northern end of the Isthmus are between  $20^\circ \text{ C}$  and  $21^\circ \text{ C}$ , or about  $4^\circ \text{ C}$  higher than at Salina Cruz. The maximum temperatures in the open Gulf vary between  $29^\circ \text{ C}$  and  $30^\circ \text{ C}$  and in localized coastal areas between  $31^\circ \text{ C}$  and  $34^\circ \text{ C}$ .

A typical weather situation leading to strong winds in the Tehuantepec area is shown in Fig. 2. The outstanding feature on the weather map is a well developed continental anticyclone with its center over central Texas and extending far southward into the Gulf of Mexico. This leads to an influx of cold air from the plain states and from the northeast. The southward spread of the cold air is usually halted by the high mountains of southern Mexico. Only across the Isthmus of Tehuantepec and the Nicaragua lake district do cold waves pass into the Pacific Ocean. The winds in these regions are strong partly because of the tendency of air currents to flow around mountains and to crowd through mountain gaps, and partly because of the energy released when cold air overflows the warm air beyond the mountain gap (Godske *et al.*, 1957). The *Tehuantepecers* and *Papagayos* belong to the class of *fall winds*, the theory of which has recently been developed by Gutman and Frankl (1960). The intensity of these winds is dependent upon the elevation of the isthmus, the thickness of the cold front and the difference in lapse rates between the cold air and the displaced warm air.

#### SOME HYDRODYNAMIC ASPECTS OF THE WIND DRIVEN TEHUANTEPEC CIRCULATION

In order to investigate the wind driven circulation in the Gulf of Tehuantepec assume a right-handed coordinate system, and let the equations of motion and continuity be given by



$$\begin{aligned}
 0 &= -\frac{\partial p}{\partial x} + f\rho v + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \\
 0 &= -\frac{\partial p}{\partial y} - f\rho u + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \\
 0 &= \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z}
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

En ellas  $p$  significa la presión,  $\rho$  es la densidad,  $f$  es la componente vertical del parámetro de Coriolis,  $u$ ,  $v$  y  $w$  son las componentes de la velocidad y  $\tau_{zx}$  y  $\tau_{zy}$  se refieren a las componentes de los esfuerzos tangenciales sobre las superficies  $z$ . Las ecuaciones (1) son válidas para un océano baroclínico donde las variaciones del tiempo y las aceleraciones del campo sean pequeñas comparadas con los términos aquí considerados.

Integrando las dos primeras ecuaciones desde la superficie del mar hasta una profundidad donde se suponga que las componentes de los esfuerzos se desvanecen y efectuando la operación rotacional, tenemos:

Here  $p$  denotes pressure,  $\rho$  is density,  $f$  is the vertical component of the Coriolis' parameter,  $u$ ,  $v$  and  $w$  are the velocity components, and  $\tau_{zx}$  and  $\tau_{zy}$  refer to the tangential stress components on the  $z$ -surfaces. Equations (1) are valid for a baroclinic ocean in which the time variations and field accelerations are small compared to the terms considered here.

Integrating the first two equations from the sea surface to a depth where the stress components are supposed to vanish, and performing the curl operation, gives

$$-f \operatorname{div}_h \mathbf{M} - \beta M_y + \operatorname{curl}_z \vec{\tau}_{z0} = 0
 \tag{2}$$

donde  $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ ,  $\vec{\tau}_{z0}$  se refiere al esfuerzo del viento en la superficie del mar y donde

where  $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ ,  $\vec{\tau}_{z0}$  refers to the wind stress at the sea surface and where

$$M_y = \int_{-d}^0 \rho v dz, \quad M_x = \int_{-d}^0 \rho u dz, \quad \operatorname{div}_h \mathbf{M} = \frac{\partial M_x}{\partial x} + \frac{\partial M_y}{\partial y}$$

son las componentes horizontales del transporte de masa (Sverdrup, 1946). La ecuación (2) es muy similar a la bien conocida de Sverdrup (1947), excepto que contiene el término adicional que comprende la divergencia horizontal del transporte de masa.

are the horizontal mass transport components (Sverdrup, 1946). Equation (2) is very similar to that of Sverdrup, (1947) except that it contains the additional term involving the horizontal mass transport divergence.

En el límite septentrional que es la costa sur de México, el transporte meridional de masas debe desvanecerse y la divergencia del transporte de masa es proporcional al rotacional del esfuerzo del viento. La divergencia del transporte de masa puede exceder en algún lugar al rotacional del esfuerzo del viento ya que el movimiento es generalmente hacia el sur y el término que contiene  $\beta$ , la vorticidad planetaria, se vuelve positivo.

At the northern boundary, which is the southern coast of Mexico, the meridional mass transport must vanish, and the mass transport divergence is proportional to the curl of the wind stress. Elsewhere the mass transport divergence is likely to exceed the curl of the wind stress, since the motion is generally to the southward, and the term containing  $\beta$ , the planetary vorticity, becomes positive.

Puede estimarse la divergencia horizontal del transporte de masa despejando  $\operatorname{div}_h \mathbf{M}$  en la ecuación (2) y suponiendo que  $\beta = 2.2 \cdot 10^{-13} \text{ cm}^{-1} \text{ seg}^{-1}$ ;  $f^{-1} = 2.5 \cdot 10^4 \text{ seg}$  y Tendremos finalmente:

An estimate of the horizontal mass transport divergence can be made by solving equation (2) for  $\operatorname{div}_h \mathbf{M}$  and by assuming  $\beta = 2.2 \cdot 10^{-13} \text{ cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$ ,  $f^{-1} = 2.5 \cdot 10^4 \text{ sec}$

un rotacional medio  $\vec{\tau}_{z0} = 5 \cdot 10^{-7} \text{ dinas cm}^{-3}$  (ver Fig. 3).

and an average  $\operatorname{curl} \vec{\tau}_{z0} = 5 \cdot 10^{-7} \text{ dynes cm}^{-3}$  (see Fig. 3). As a result we get:

$$\operatorname{div}_h \mathbf{M} = -5.5 \cdot 10^{-9} M_y + 1.25 \cdot 10^{-2}
 \tag{3}$$

donde  $M_y$  ( $g\text{ cm}^{-1}\text{ seg}^{-1}$ ) es el transporte de masa hacia el sur. Aun cuando  $M_y$  no se conoce exactamente, puede demostrarse que la contribución del término que incluye  $M_y$  hacia la divergencia del transporte horizontal de masa es pequeña, comparada con el término que contiene el rotacional del esfuerzo del viento. Para apreciar esto supongamos una velocidad arbitraria de la corriente hacia el sur de  $50\text{ cm seg}^{-1}$ , uniforme desde la superficie del mar hasta una profundidad de  $100\text{ m}$ . Entonces,  $M_y = 5 \cdot 10^5\text{ g cm}^{-1}\text{ seg}^{-1}$  y  $\text{div}_h \mathbf{M} = 2.75 \cdot 10^{-3} + 1.25 \cdot 10^{-2}$ . El primer término de la derecha es un orden de magnitud más pequeño que el segundo y puede despreciarse en primera aproximación. Así, el valor medio de la divergencia del transporte de masa es de unos  $1.25 \cdot 10^{-2}\text{ g cm}^{-2}\text{ día}^{-1}$ , o  $1000\text{ g cm}^{-2}\text{ día}^{-1}$ . El valor máximo es aproximadamente el doble de esta cantidad (Fig. 3).

La velocidad vertical puede estimarse integrando la ecuación de continuidad y haciendo notar que la velocidad vertical en la superficie del mar es cero. Tenemos

$$(\rho w)_z = \text{div}_h \mathbf{M} \approx f^{-1} \text{curl}_z \vec{\tau}_{z0} \quad (4)$$

donde el signo  $\approx$  indica igualdad aproximada. Una ecuación similar a la (4) ha sido desarrollada por Yoshida y Mao (1957). Suponiendo que  $\text{div}_h \mathbf{M} = 1000\text{ g cm}^{-2}\text{ día}^{-1}$  y que  $\rho = 1\text{ g cm}^{-3}$ , tenemos para la velocidad media de la surgencia durante un "Tehuantepequero"  $10\text{ m día}^{-1}$ .

where  $M_y$  ( $g\text{ cm}^{-1}\text{ sec}^{-1}$ ) is the southward mass transport. Although  $M_y$  is not accurately known, it can be demonstrated that the contribution of the term involving  $M_y$  toward the horizontal mass transport divergence is small compared to the term containing the curl of the wind stress. To see this, assume an arbitrary southward current speed of  $50\text{ cm sec}^{-1}$  uniform from the sea surface to a depth of  $100\text{ m}$ . Then  $M_y = 5 \cdot 10^5\text{ g cm}^{-1}\text{ sec}^{-1}$  and  $\text{div}_h \mathbf{M} = 2.75 \cdot 10^{-3} + 1.25 \cdot 10^{-2}$ ; the first term on the right hand side is thus an order of magnitude smaller than the second and can be neglected to a first approximation. Thus the average value of the mass transport divergence is about  $1.25 \cdot 10^{-2}\text{ g cm}^{-2}\text{ sec}^{-1}$  or  $1000\text{ g cm}^{-2}\text{ day}^{-1}$ . The maximum value is about twice as large (Fig. 3).

The vertical velocity can be estimated from an integration of the equation of continuity, noting that the vertical velocity at the sea surface is zero. We have

where the sign  $\approx$  indicates approximate equality. An equation similar to (4) has been derived by Yoshida and Mao (1957). Assuming  $\text{div}_h \mathbf{M} = 1000\text{ g cm}^{-2}\text{ day}^{-1}$  and  $\rho = 1\text{ g cm}^{-3}$  we get for the mean upwelling speed during a Tehuantepecer  $10\text{ m day}^{-1}$ .

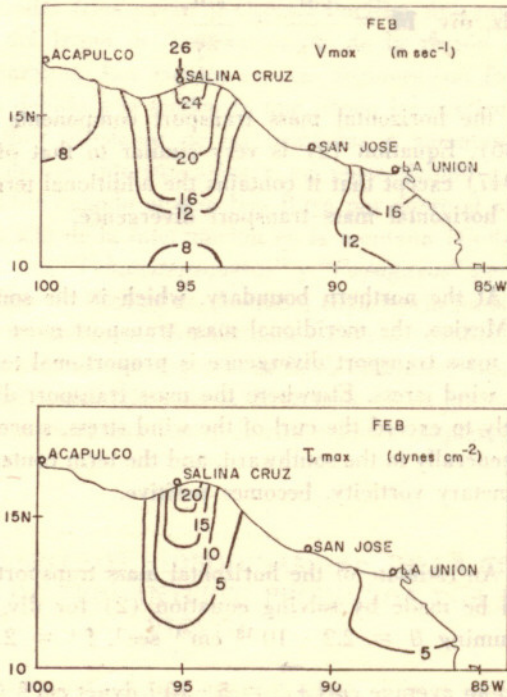


Fig. 3. Divergencia de la velocidad media máxima del viento, del esfuerzo rotacional del viento y del transporte de masa para los meses de Febrero.

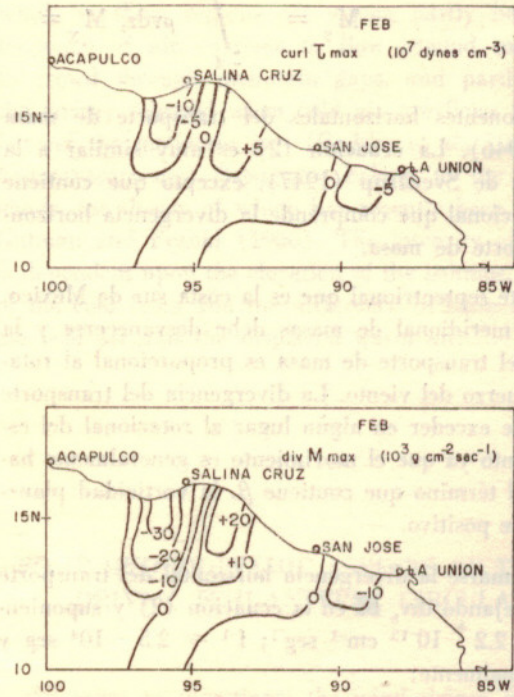


Fig. 3. Mean maximum wind speed, wind stress curl and mass transport divergence for the months of February.

Un ejemplo típico de la velocidad máxima del viento en el Golfo de Tehuantepec se muestra en la Fig. 3, para el mes de Febrero. Aun cuando los valores se refieren a la velocidad escalar también representan la componente norte del viento porque su dirección durante una galerna de invierno se desvía muy poco del norte. A partir del viento se calcularon los valores de los esfuerzos y su efecto rotacional, así como de la divergencia del transporte de masa. Se observa que hacia el este de la región de grandes velocidades del viento existe una área de divergencia positiva con valores máximos de unos  $0.02 \text{ g cm}^{-2} \text{ seg}^{-1}$ . Esto corresponde a una velocidad de surgencia de  $17 \text{ m día}^{-1}$  aproximadamente, en el caso máximo. Ya que la divergencia positiva está asociada con movimientos hacia arriba y la divergencia negativa con movimientos hacia abajo, las temperaturas de la superficie del mar deben ser bajas en la primera área y altas en la segunda. De modo similar, el termoclinal en el área de divergencia positiva debería ser menos profundo que en el área de divergencia negativa. Las observaciones (Blackburn, MS) lo indican casi así.

La dificultad principal que encontramos con el modelo ya descrito es que no permite calcular el tiempo de reacción entre el viento y la circulación superficial. Si se agregan a las ecuaciones (1) las derivadas locales con respecto al tiempo y se llevan a cabo las operaciones efectuadas previamente, se obtiene el siguiente resultado:

$$\frac{\partial}{\partial t} \text{curl}_z \mathbf{M} = - \frac{\partial}{\partial y} \int_{-d}^0 u \frac{\partial \rho}{\partial t} dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-d}^0 v \frac{\partial \rho}{\partial t} dz - \beta M_y - f \text{div}_h \mathbf{M} + \text{curl}_z \tau_{zo} \quad (5)$$

que contienen tanto el efecto rotacional como la divergencia del transporte de masa. Esta ecuación es difícil de manejar. Si despreciamos la divergencia y las variaciones de  $\rho$  con el tiempo e introducimos la función de corriente del transporte de masa definida por

$$M_x = - \frac{\partial \psi}{\partial y} \quad M_y = \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

se obtiene una ecuación más simple:

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi = - \beta \frac{\partial x}{\partial \psi} + \text{curl}_z \tau_{zo} \quad (6)$$

El tiempo de reacción de este sistema ha sido dado por Welander (1959) como:

$$T = \beta^{-1} L^{-1} \quad (7)$$

donde T es el tiempo de reacción y L una longitud característica del movimiento. En el caso del Golfo de Tehuantepec, L es del orden de 300 Km y el tiempo de reacción es del orden de  $1.5 \cdot 10^5 \text{ seg}$  o sea casi un día y medio.

A typical example of the maximum wind speed in the Gulf of Tehuantepec is shown in Fig. 3 for the month of February. Although the values refer to the scalar speed, they also represent the magnitude of the northerly wind component, because the wind direction during a winter gale deviates very little from north. From the wind were computed the wind stress, the curl of the wind stress and the mass transport divergence. It is seen that to the east of the region of high wind speeds there is an area of positive divergence with maximum values of about  $0.02 \text{ g cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ . This corresponds to an upwelling velocity of roughly  $17 \text{ m day}^{-1}$  in the maximum case. Since positive divergence is associated with upward motion and negative divergence with downward motion, the sea surface temperatures in the former area should be low and in the latter high. Similarly the thermocline in the area of positive divergence should be shallower than in the area of negative divergence. The actual observations (Blackburn, MS) roughly indicate this pattern.

The chief difficulty with the above described model is that it does not permit one to calculate the response time between the wind and the surface circulation. If the local time derivatives are added to equations (1) and the same operations as previously carried out, the following result is obtained:

involving the curl as well as the divergence of the mass transport. This equation is difficult to treat. If one neglects the divergence and the time variation of  $\rho$ , and introduces the mass transport stream function, defined by

a simpler equation is obtained:

The time response of this system is given by Welander (1959) as

where T is the time response and L a characteristic length of the motion. In case of the Gulf of Tehuantepec, L is of the order of 300 Km and the time response is in the order of  $1.5 \cdot 10^5 \text{ sec}$ , or about a day and a half.

ANÁLISIS DE SERIES DEL TIEMPO DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR Y DE LOS REGISTROS DEL VIENTO

Un ejemplo típico de variaciones no estacionales de la temperatura a lo largo de la costa sur de México y América Central se muestra en la Fig. 4. La variación estacional fue eliminada tomando las diferencias entre la media men-

TIME SERIES ANALYSIS OF SEA SURFACE TEMPERATURE AND WIND RECORDS

A typical example of nonseasonal temperature variations along the southern coast of Mexico and Central America is shown in Fig. 4. The seasonal variation was eliminated by taking differences between the monthly mean and the long

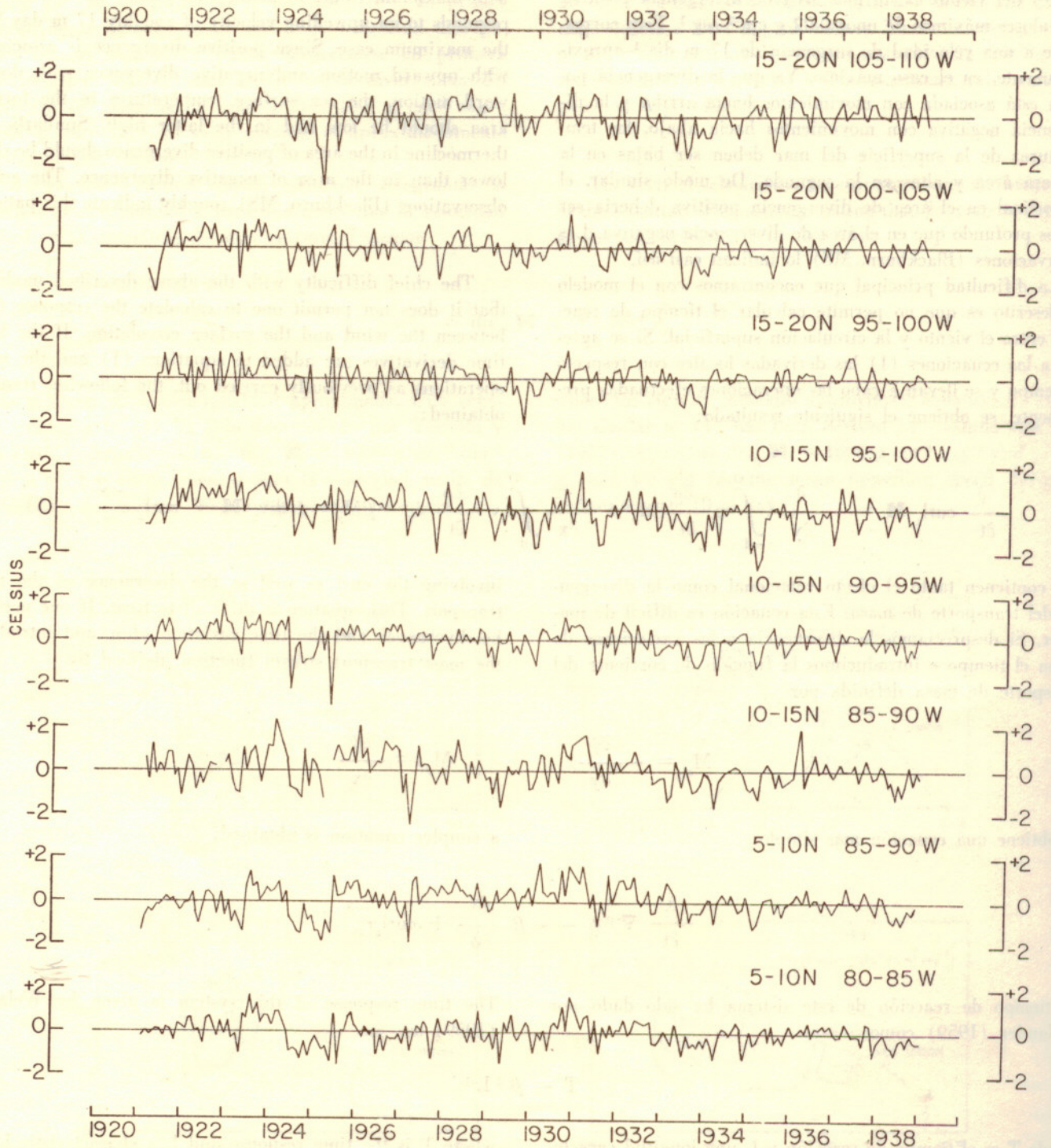


Fig. 4. Anomalías mensuales de la temperatura de la superficie del mar aguas afuera del sur de México y América Central (según Observatorio de Kobe de la Marina Imperial, 1921-1938).

Fig. 4. Monthly sea surface temperature anomalies off southern Mexico and Central America (after Imp. Marine Observatory, Kobe 1921-1938).

sual y la media de largo período para el mismo mes. Se ve que las anomalías resultantes se encuentran principalmente entre + 2° C y son de signo similar en los cuadrados de cinco grados adyacentes.

En la Fig. 5 se muestran registros de variaciones no estacionales de viento y temperatura para el área del Golfo de Tehuantepec. El intervalo de tiempo entre valores adyacentes es de diez días y cada valor representa el promedio sobre un cuadro de dos grados de latitud y longitud. Los cuadrados 14-16 N, 94-96 W y 12-14 N, 94-96 W están influenciados por fuertes galernas del norte en el invierno;

term mean for the same month. The resulting anomalies are seen to lie mostly between + 2° C and to be of similar sign in adjacent five degree squares.

More detailed records of nonseasonal temperature and wind variations are shown in Fig. 5 for the Gulf of Tehuantepec area. The time interval between adjacent values is ten days, and each value represents the average over a two degree square of latitude and longitude. The squares 14-16 N 94-96 W and 12-14 N 94-96 W are influenced by strong northerly gales in winter, the remaining two are not. Al-

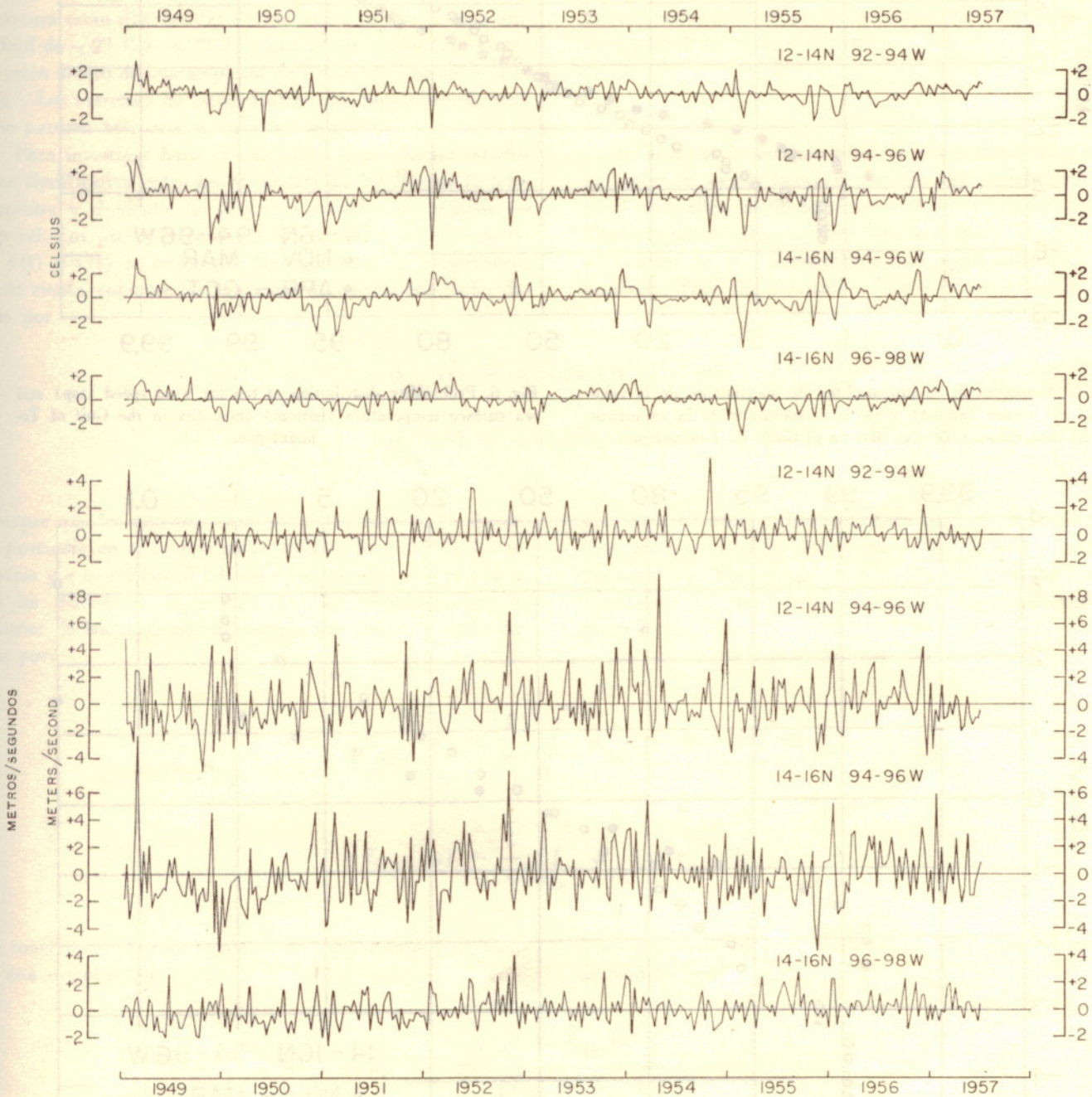


Fig. 5. Anomalías de la temperatura de la superficie del mar y de la velocidad del viento de diez días en el Golfo de Tehuantepec (según U. S. Weather Bureau, inéditas).

Fig. 5. Ten-day sea surface temperature and wind speed anomalies in the Gulf of Tehuantepec (after U. S. Weather Bureau, unpublished).

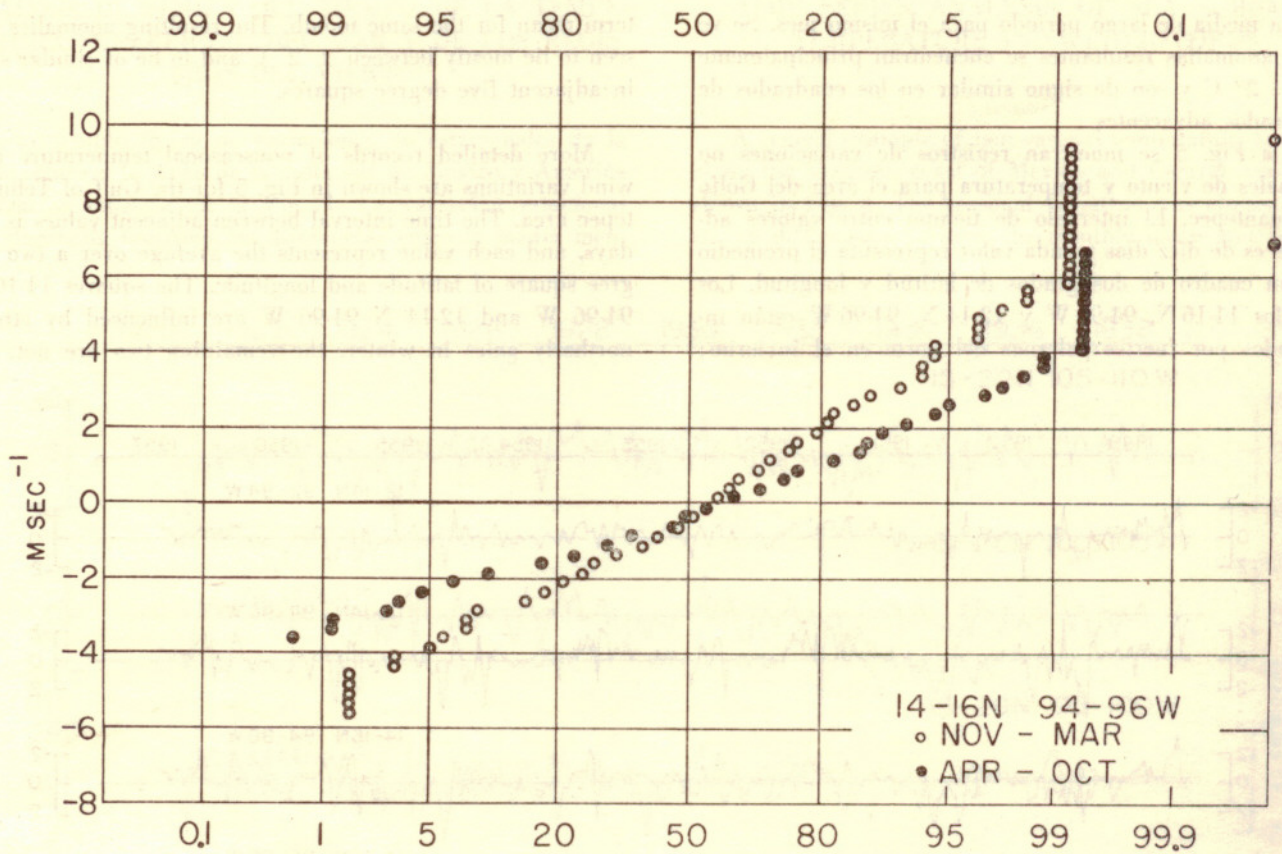
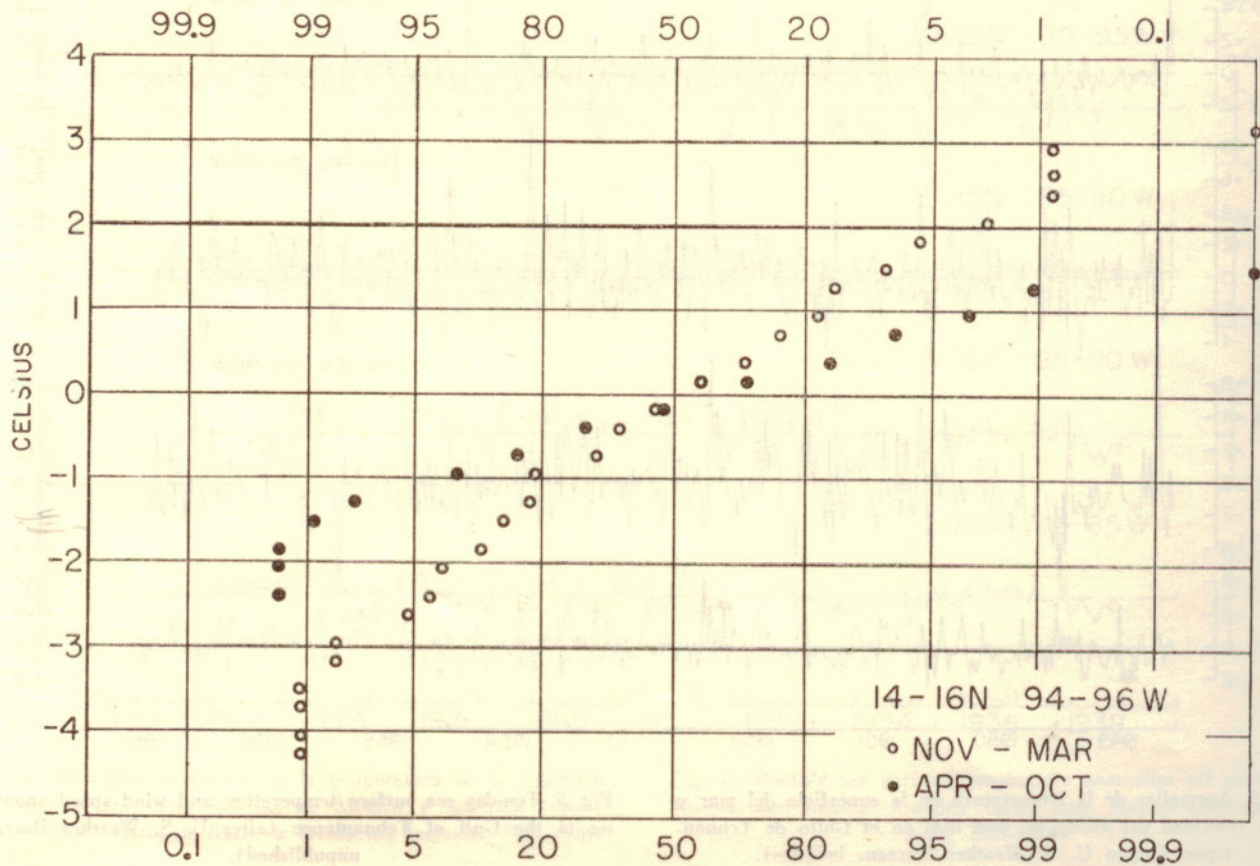


Fig. 6. Anomalías de la probabilidad de distribución de la velocidad del viento (arriba) y de la temperatura de la superficie del mar (abajo) de diez días en el Golfo de Tehuantepec.

Fig. 6. Probability distribution of ten-day wind speed (top) and sea surface temperature (bottom) anomalies in the Gulf of Tehuantepec.



los otros dos restantes no lo están. A pesar de que los detalles de esos registros varían, pueden obtenerse algunos resultados preliminares mediante su inspección visual: (1) las anomalías de las temperaturas de la superficie del mar fluctúan mucho menos que las anomalías del viento; (2) las anomalías de temperatura y del viento son mayores en los cuadrados afectados por las galernas de invierno que en los no afectados; (3) las anomalías de temperatura y del viento en cuadrados adyacentes son de signo similar; (4) parece que no hay relación significativa entre las anomalías del viento y de la temperatura. La distribución probabilística de las anomalías de temperatura y viento se muestran en la Fig. 6. Se ve que las anomalías de la temperatura están distribuidas normalmente dentro de una amplitud de  $-2^{\circ}\text{C}$  a  $+2^{\circ}\text{C}$  y que las anomalías del viento lo están dentro de una amplitud de  $-4\text{ m seg}^{-1}$  hasta  $+4\text{ m seg}^{-1}$ . Los extremos no están distribuidos normalmente, sino que parecen acercarse a un valor asintótico.

Para investigar hasta dónde existe una relación estadística significativa entre las anomalías de 10 días de la temperatura y el viento, se aplicaron métodos de análisis espectral. Los procedimientos de cómputo son los siguientes: si  $\theta(t)$  y  $v(t)$  se refieren a las anomalías de temperatura y de viento, entonces las funciones de correlación están dadas por

$$\begin{aligned} \phi_{\theta\theta}(\tau) &= \langle \theta(t)\theta(t+\tau) \rangle, \text{ etc.} \\ \phi_{\theta v}(\tau) &= \langle \theta(t)v(t+\tau) \rangle \end{aligned} \tag{8}$$

siempre que los registros sean estacionarios y  $\langle \rangle$  denote el promedio en el tiempo sobre toda la longitud de los registros y  $\tau$  se refiera al retraso en el tiempo. Las potencias de las densidades espectrales son las transformadas de Fourier de las funciones de correlación citadas y están dadas por:

$$\begin{aligned} E_{\theta\theta}(\omega) &= \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \phi_{\theta\theta}(\tau) \cos \omega\tau \, d\tau, \text{ etc.} \\ E_{\theta v}(\omega) &= \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \phi_{\theta v}(\tau) e^{-i\omega\tau} \, d\tau \end{aligned} \tag{9}$$

La coherencia entre los registros de temperatura y de viento está definida por

$$R_{\theta v}(\omega) = \frac{E_{\theta v}(\omega)}{[E_{\theta\theta}(\omega) E_{vv}(\omega)]^{1/2}} \tag{10}$$

y deben encontrarse entre los valores 0 y 1. Si  $R = 1$  la coherencia es perfecta; si  $R = 0$  no hay coherencia. La

though the details of these records vary, a few preliminary results can be obtained from a visual inspection of them: (1) the sea surface temperature anomalies fluctuate much less than the wind anomalies, (2) both the temperature and wind anomalies are larger in the squares affected by the winter gales than in those not affected by them, (3) temperature and wind anomalies in adjacent squares are of similar sign, (4) there appears to be no significant relation between temperature and wind anomalies. The probability distribution of temperature and wind anomalies is shown in Fig. 6. It is seen that the temperature anomalies are normally distributed within the range of  $-2^{\circ}\text{C}$  and  $+2^{\circ}\text{C}$  and the wind anomalies within the range of  $-4\text{ m sec}^{-1}$  to  $+4\text{ m sec}^{-1}$ . The extremes are not normally distributed, but seem to approach an asymptotic value.

In order to investigate whether any statistically significant relation exists between the ten-day temperature and wind anomalies, methods of spectral analysis were applied. The computational procedures are as follows: Let  $\theta(t)$  and  $v(t)$  refer to the temperature and wind anomalies, respectively. Then the correlation functions are given by

provided the records are stationary and  $\langle \rangle$  denotes the time average over the entire record length and  $\tau$  refers to the time lag. The power spectral densities are the Fourier transforms of the above correlation functions and are given by:

The coherence between temperature and wind records is defined by

and must lie between the values zero and one. If  $R = 1$  the coherence is perfect, if  $R = 0$  there is no coherence,

fase entre las anomalías de temperatura y de viento está definida por

$$\pi_{\theta v}(\omega) = \arctan \frac{E_{v\theta}(\omega) - E_{\theta v}(\omega)}{E_{v\theta}(\omega) + E_{\theta v}(\omega)}$$

Si  $\pi = 0$  los registros están relacionados directamente uno con otro; si  $\pi = 180^\circ$  existirá una relación inversa entre los registros.

Blackman y Tukey (1958) y Munk, Snodgrass y Tucker (1959) han dado métodos prácticos para calcular las ecuaciones (8) a (11). El análisis fue llevado a cabo en una computadora electrónica IBM 709 en el Western Data Pro-

The phase between the temperature and wind anomalies is defined by

$$\pi_{\theta v}(\omega) = \arctan \frac{E_{v\theta}(\omega) - E_{\theta v}(\omega)}{E_{v\theta}(\omega) + E_{\theta v}(\omega)} \quad (11)$$

If  $\pi = 0$  the records are related directly to each other; if  $\pi = 180$  degrees there exists an inverse relation between the records.

Practical methods for evaluating equations (8) to (11) are given by Blackman and Tukey (1958) and Munk, Snodgrass and Tucker (1959). The analysis was carried out on an IBM 709 electronic computer at the Western

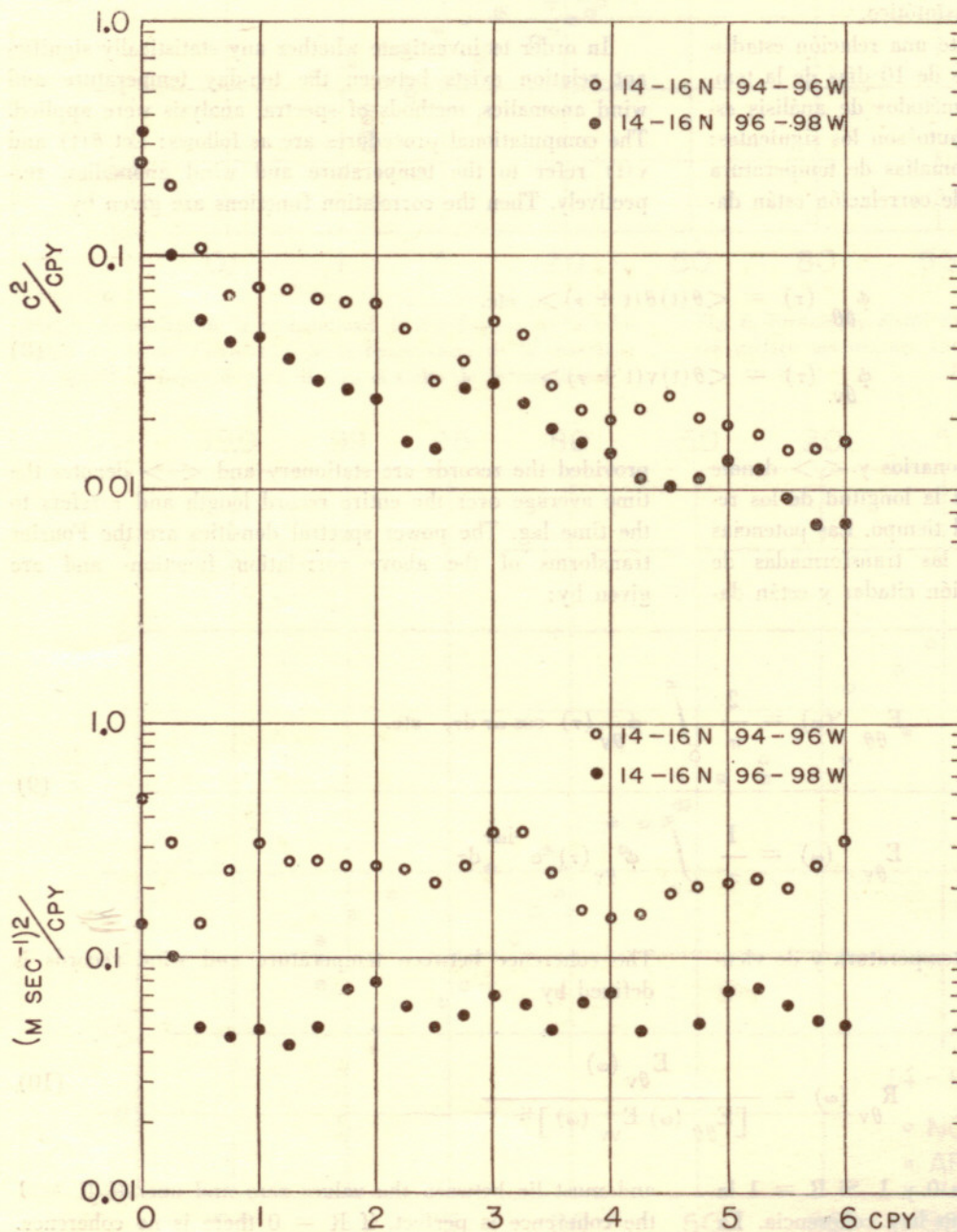


Fig. 7. Anomalías de la densidad espectral de la temperatura de la superficie del mar (izq.) y de la velocidad del viento (der.) de diez días en el Golfo de Tehuantepec.



cessing Center en Los Angeles para  $n = 306$  observaciones y  $m = 24$  estimaciones espectrales. Los *grados de libertad*,  $v$ , resultantes definidos por

$$v = \frac{2n}{m} \quad (12)$$

fueron 25.5 (Tabla 3).

Las densidades espectrales de las anomalías de la temperatura y el viento se ilustran en la Fig. 7. Se observa que la mayor parte está concentrada en frecuencias bajas y que no hay sino una muy pequeña contribución de parte de las frecuencias más altas. Las anomalías en los cuadrados influenciados por las galernas de invierno contienen considerablemente más fuerza que las no influenciadas por ellas. La fuerza de las anomalías del viento está concentrada más

Data Processing Center in Los Angeles for  $n = 306$  observations and  $m = 24$  spectral estimates. The resulting *degrees of freedom*,  $v$ , defined by

$$v = \frac{2n}{m} \quad (12)$$

was 25.5. (Table 3.)

The power spectral densities of temperature and wind anomalies are illustrated in Fig. 7. It is seen that most of the power of the temperature anomalies is concentrated at low frequencies and that there is very little contribution from higher frequencies. The anomalies in the squares influenced by the winter gales contain considerably more power than those not influenced by them. The power of the wind anomalies is concentrated rather evenly over the

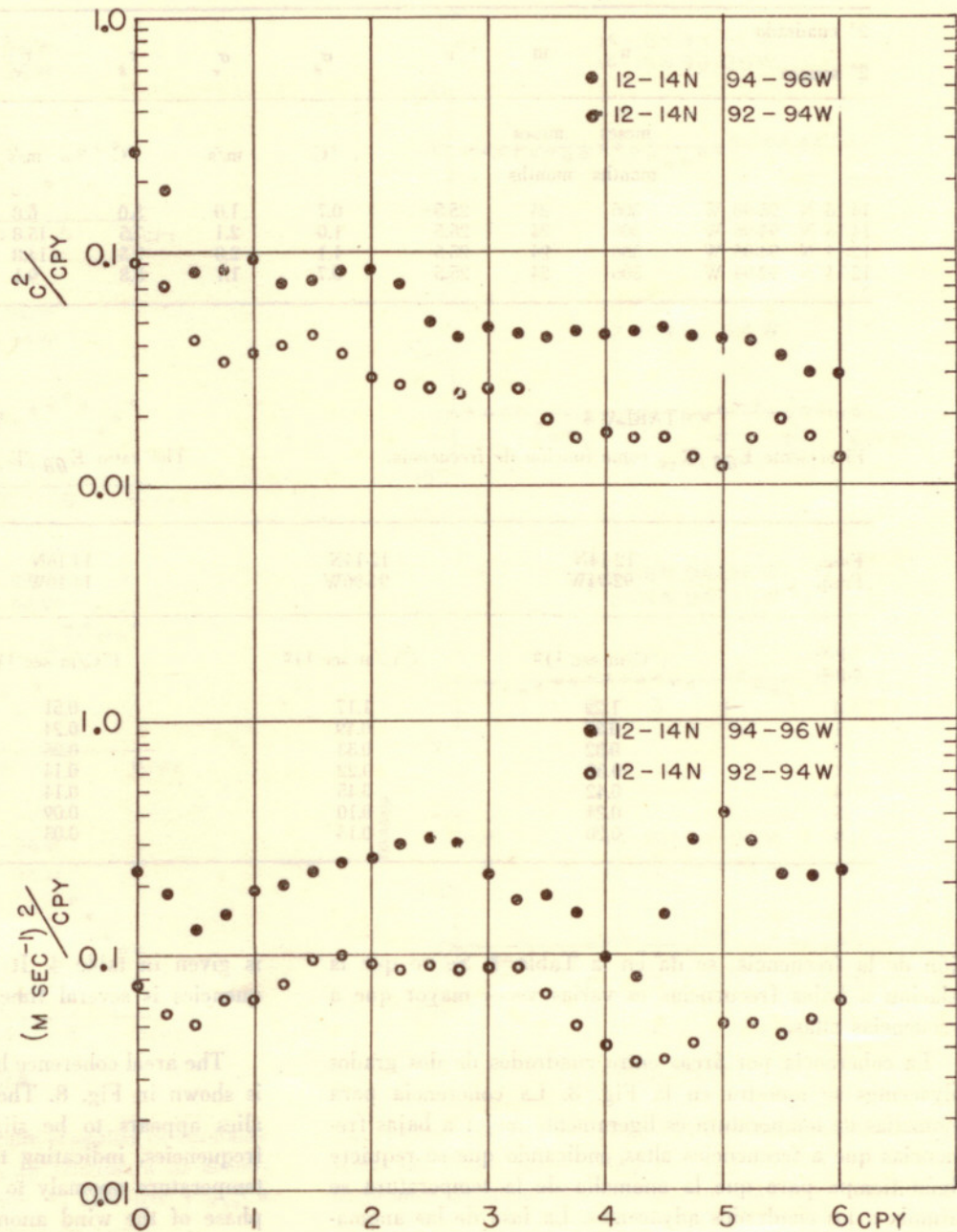


Fig. 7. Power spectral density of ten-day sea surface temperature (left) and wind speed (right) anomalies in the Gulf of Tehuantepec.

bien uniformemente sobre la gama entera de frecuencia, indicando que las componentes de alta frecuencia son tan importantes como las componentes de baja frecuencia. Debido a ello puede esperarse que las frecuencias de más de 6 ciclos por año (c.p.a.) contengan también una cantidad de fuerza considerable y que parte de esta fuerza haya contaminado el espectro del viento aquí mostrado.

La relación entre la fuerza de las anomalías de la temperatura y la fuerza de las anomalías del viento, como fun-

entire frequency range, indicating that high frequency components are as important as low frequency components. Because of this, it can be expected that frequencies beyond 6 cycles per year (c.p.y.) will also contain a considerable amount of power, and that part of this power has contaminated (aliased) the wind spectrum shown here.

The ratio of the power of the temperature anomalies to the power of wind anomalies as a function of frequency

TABLA 3

Número total de observaciones (n), número de retrasos usados (m), grados de libertad ( $\nu$ ), desviación standard ( $\sigma$ ) y variación máxima (r) de la temperatura del mar ( $\theta$ ) y anomalías del viento (v). También se indica el 95% de límites de confianza (E) para la densidad espectral.

2° cuadrado	n	m	$\nu$	$\sigma_{\theta}$	$\sigma_v$	r <sub><math>\theta</math></sub>	r <sub>v</sub>	E
2° square	meses	meses		°C	m/s	°C	m/s	(°C) <sup>2</sup>
	months	months						c.p.a. o (m/s) <sup>2</sup> c.p.a.
								c.p.y. or (m/s) <sup>2</sup> c.p.y.
14-16 N 96-98 W	306	24	25.5	0.7	1.0	5.0	6.8	0.62 - 1.89
14-16 N 94-96 W	306	24	25.5	1.0	2.1	7.5	15.8	0.62 - 1.89
12-14 N 94-96 W	306	24	25.5	1.1	2.0	7.5	14.8	0.62 - 1.89
12-14 N 92-94 W	306	24	25.5	0.7	1.1	5.8	9.1	0.62 - 1.89

TABLE 3

Total number of observations (n), number of lags used (m), degrees of freedom ( $\nu$ ), standard deviation ( $\sigma$ ) and extreme range (r) of sea surface temperature ( $\theta$ ) and wind (v) anomalies. Also shown are 95% confidence limits, (E), for the power spectra.

TABLA 4

El cociente  $E_{\theta\theta}/E_{vv}$  como función de frecuencia.

Frec.	12-14N	12-14N	14-16N	14-16N
Freq.	92-94W	94-96W	14-16W	14-16NW
c.p.y.	(°C/m sec <sup>-1</sup> ) <sup>2</sup>	(°C/m sec <sup>-1</sup> ) <sup>2</sup>	(°C/m sec <sup>-1</sup> ) <sup>2</sup>	(°C/m sec <sup>-1</sup> ) <sup>2</sup>
c.p.a.				
0	1.22	1.17	0.51	0.96
1	0.57	0.49	0.24	0.90
2	0.32	0.33	0.26	0.30
3	0.30	0.22	0.14	0.41
4	0.42	0.45	0.14	0.20
5	0.24	0.10	0.09	0.18
6	0.20	0.13	0.03	0.13

TABLE 4

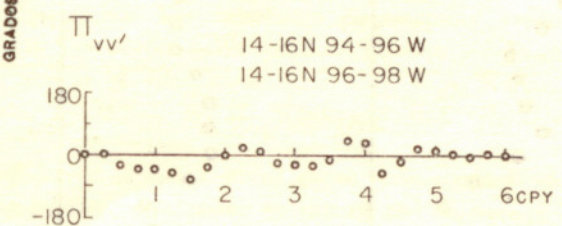
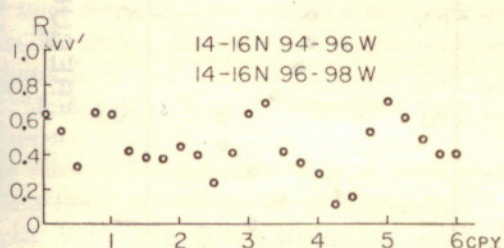
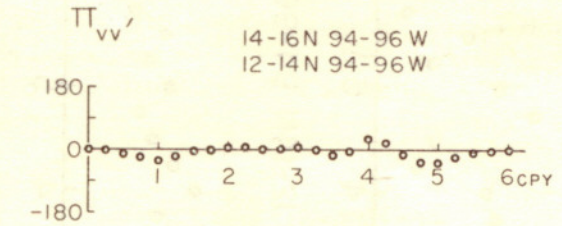
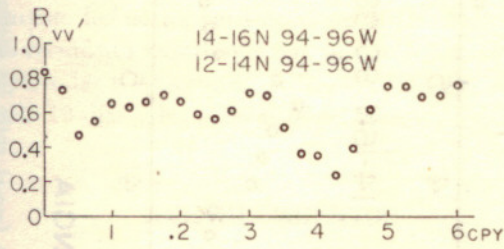
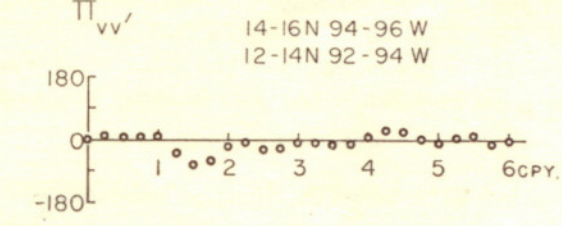
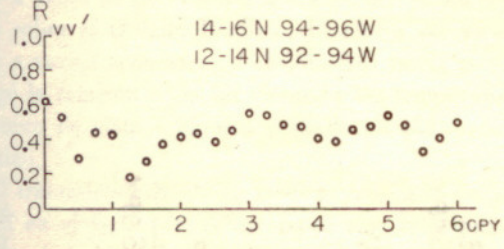
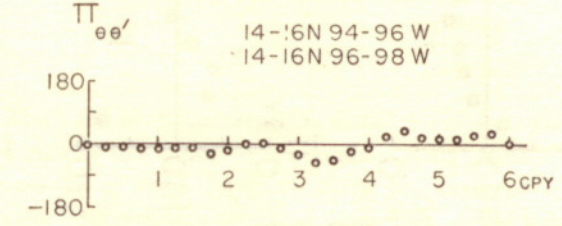
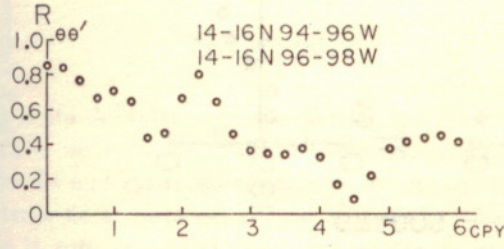
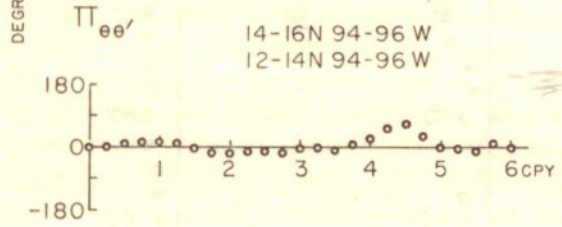
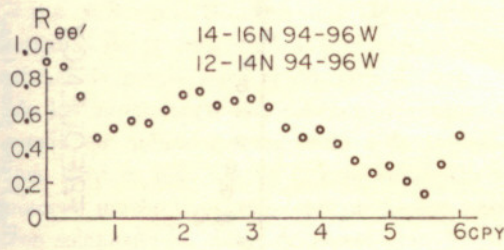
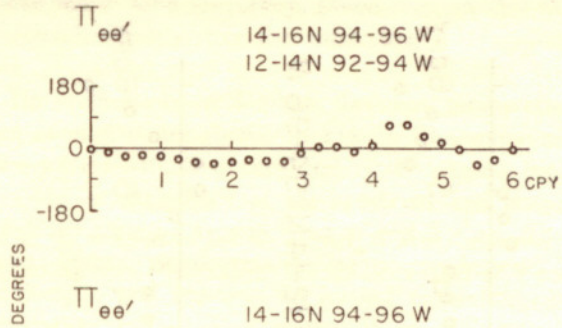
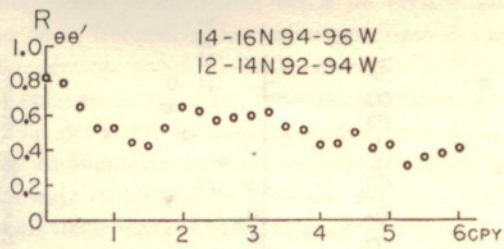
The ratio  $E_{\theta\theta}/E_{vv}$  as a function of frequency.

ción de la frecuencia, se da en la Tabla 4. Se ve que la relación a bajas frecuencias es varias veces mayor que a frecuencias altas.

La coherencia por áreas entre cuadrados de dos grados adyacentes se muestra en la Fig. 8. La coherencia para anomalías de temperatura es ligeramente mejor a bajas frecuencias que a frecuencias altas, indicando que se requiere algún tiempo para que la anomalía de la temperatura se difunda a los cuadrados adyacentes. La fase de las anoma-

is given in table 4. It is seen that the ratio at low frequencies is several times larger than at high frequencies.

The areal coherence between adjacent two degree squares is shown in Fig. 8. The coherence for temperature anomalies appears to be slightly better at low than at high frequencies, indicating that some time is required for the temperature anomaly to spread into adjacent squares. The phase of the wind anomalies lies near zero and does not

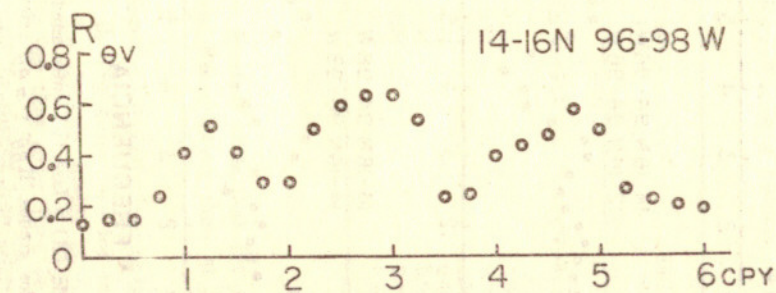
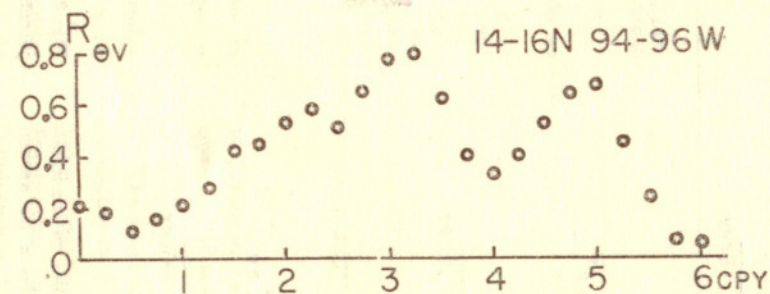
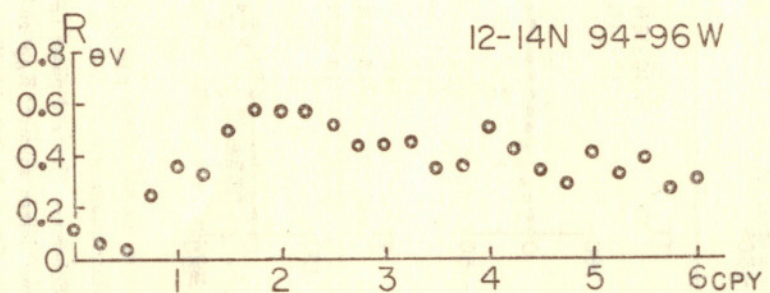
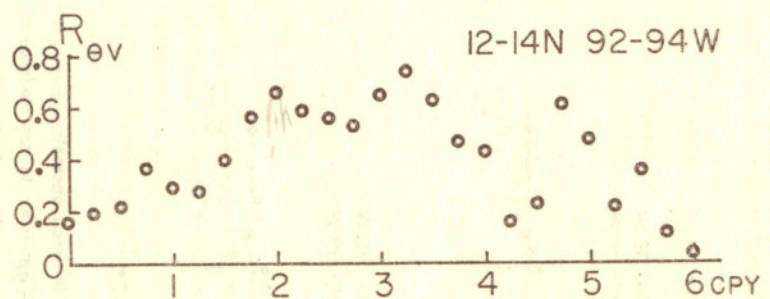


FRECUENCIA

FREQUENCY

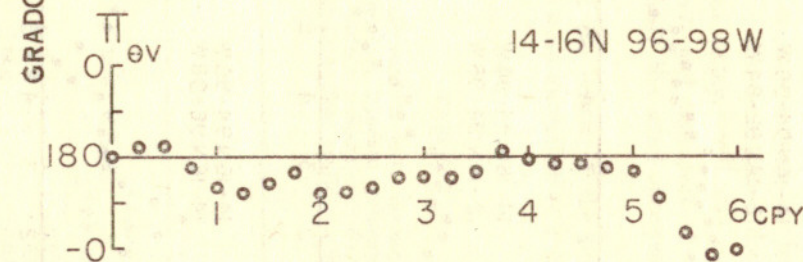
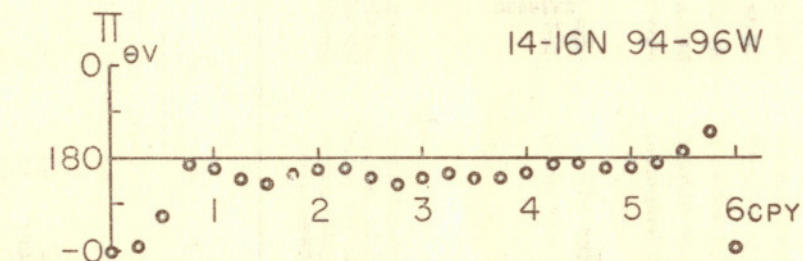
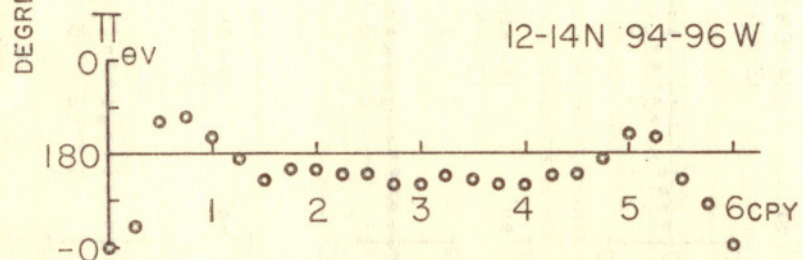
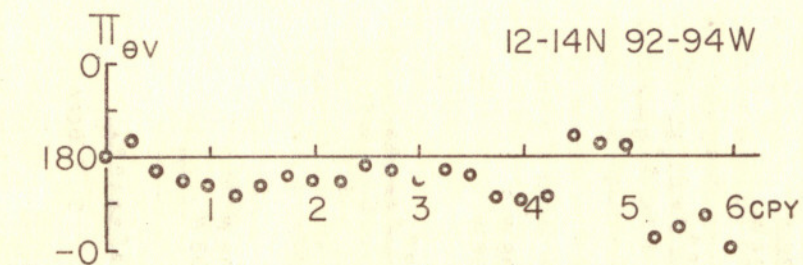
Fig. 8. Coherencia (R) y fase ( $\pi$ ) entre anomalías en cuadrados adyacentes de dos grados.  $R_{\theta\theta'}$  y  $\pi_{\theta\theta'}$  referidas a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar,  $R_{vv'}$  y  $\pi_{vv'}$  a las anomalías de la velocidad del viento.

Fig. 8. Coherence (R) and phase ( $\pi$ ) between anomalies in adjacent two degree squares.  $R_{\theta\theta'}$  and  $\pi_{\theta\theta'}$  refer to sea surface temperature anomalies,  $R_{vv'}$  and  $\pi_{vv'}$  to wind speed anomalies.



FRECUCENCIA

Fig. 9. Coherencia ( $R_{\theta v}$ ) y fase ( $\pi\theta v$ ) entre las anomalías de la temperatura de la superficie del mar y de la velocidad del viento.



FREQUENCY

Fig. 9. Coherence ( $R_{\theta v}$ ) and phase ( $\pi\theta v$ ) between sea surface temperature and wind speed anomalies.

lías del viento se encuentra cerca de cero y no depende mucho de la frecuencia, lo cual sugiere que el viento actúa simultáneamente sobre el área entera.

La coherencia y la fase entre las anomalías de temperatura y las del viento se muestra en la Fig. 9. La coherencia fluctúa ampliamente con la frecuencia y varía entre 0 y 0.8. Es baja en ambos extremos del espectro y muestra algunos máximos mal definidos alrededor de 3 c.p.a. y 5 c.p.a. La fase se dispersa alrededor de  $180^\circ$  para frecuencias entre 2 c.p.a. y 5 c.p.a. e indica una relación inversa entre las anomalías de la temperatura y el viento. Si se supone una coherencia media para el espectro de 0.4, no más del 16% de las anomalías están relacionadas unas con otras. Esto puede ser debido parcialmente a la imperfección de los datos, pero es más seguro que la surgencia representa un fenómeno mucho más complejo que lo que puede describirse con solamente los datos de vientos.

#### CONCLUSION

El Golfo de Tehuantepec es notable por fuertes surgencias en el invierno, las cuales llevan a temperaturas superficiales del mar varios grados más bajas que en otras partes a lo largo de la costa del sur de México. La causa primaria de la surgencia es el viento con fuerza de galerna que sopla a veces desde el norte a través del Istmo de Tehuantepec sobre el Océano Pacífico. El efecto del viento se observa a varios centenares de kilómetros hacia el sur. Se investigó la relación entre los vientos y las temperaturas desde un punto de vista dinámico y desde un punto de vista estadístico.

El tratamiento dinámico llevó al resultado de que la surgencia en el Golfo de Tehuantepec está relacionada con el rotacional de los esfuerzos del viento y que se pueden esperar durante los nortes surgencias de  $10 \text{ m día}^{-1}$ . El tratamiento estadístico mostró que hay una relación inversa pero débil entre las temperaturas de la superficie del mar tomadas cada 10 días y las anomalías del viento.

#### AGRADECIMIENTOS

El autor derivó grandes beneficios de las discusiones con Gordon W. Groves. Deben darse las gracias igualmente a Blackburn, C. S. Cox, J. A. Knauss, J. D. Isaacs, G. Miller, W. H. Munk y J. L. Reid, Jr., por sus valiosas sugerencias y discusiones.

Los cálculos de espectros se llevaron a cabo en el Western Data Processing Center de la Universidad de California y las ilustraciones fueron hechas con todo cuidado, así como el resto de los cálculos, por la Sra. Joan Connell.

Las investigaciones de las cuales se informa aquí fueron financiadas en parte por el Comité de Investigaciones de Vida Marina, de la Scripps Institution of Oceanography de la Universidad de California y en parte por la Marine Life Research Committee de la Scripps Institution

depend much upon frequency, which suggests that the wind acts simultaneously over the entire area.

The coherence and phase between temperature and wind anomalies are shown in Fig. 9. The coherence fluctuates widely with frequency and varies between 0 and 0.8. It is low at both ends of the spectrum and shows some ill defined maxima around 3 c.p.y. and 5 c.p.y. The phase scatters around  $180$  degrees for frequencies between 2 c.p.y. and 5 c.p.y. and indicates an inverse relationship between temperature and wind anomalies. If an average coherence of 0.4 is assumed for the spectra, not more than 16% of the anomalies are related to each other. This may be partly due to the crudeness of the data, but it is more likely that upwelling represents a much more complex phenomenon than can be described by the wind data alone.

#### CONCLUSION

The Gulf of Tehuantepec is noted for strong upwelling in winter which leads to sea surface temperatures several degrees lower than elsewhere along the coast of southern Mexico. The primary cause of upwelling is the gale force wind blowing at times from the north across the Isthmus of Tehuantepec into the Pacific Ocean. The wind effect is felt several hundred kilometers to the southward. The relation between winds and temperatures was investigated from a dynamical point of view and a statistical point of view.

The dynamical approach led to the result that upwelling in the Gulf is related to the curl of the wind stress, and that upwelling speeds of  $10 \text{ m day}^{-1}$  can be expected during northers. The statistical approach showed that there is an inverse, but rather weak relation between ten-day sea surface temperature and wind anomalies.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

The author has benefitted considerably from many fruitful discussions with Gordon W. Groves. Thanks are also due to M. Blackburn, C. S. Cox, J. A. Knauss, J. D. Isaacs, G. Miller, W. H. Munk and J. L. Reid, Jr., for valuable suggestions and discussion.

The computations of the spectra were carried out at the Western Data Processing Center of the University of California at Los Angeles. The remaining desk calculations and illustrations were painstakingly done by Mrs. Joan Connell.

The research reported herein was supported in part by the Marine Life Research Committee of the Scripps Institution of Oceanography of the University of California and partly financed by the Bureau of Commercial Fisheries

of Oceanography de la Universidad de California y el Bureau of Commercial Fisheries según Contrato No. 14-19-008-9354, con fondos disponibles según la Ley del 1o. de Julio de 1954 (68 Stat. 376) conocida como el Saltonstall-Kennedy Act.

under Contract No. 14-19-008-9354, with funds made available under the Act of 1 July 1954 (68 Stat. 376), commonly known as the Saltonstall-Kennedy Act.

## BIBLIOGRAFIA

## BIBLIOGRAPHY

- BLACKBURN, M. Oceanographic studies in the Gulf of Tehuantepec (Ms.).
- BLACKMAN, R. B. and J. W. TUKEY. 1958. The Measurement of Power Spectra from the point of view of Communications Engineering. *The Bell System Technical Journal*, 37:185-282, 485-576.
- GODSKE, C. L., T. BERGERON, J. BJERKNES and R. C. BUNDGAARD. 1957. *Dynamic Meteorology and Weather Forecasting*. Boston (American Meteor. Soc.), 800 p., il.
- GUTMAN, L. N. and F. I. FRANKL. 1960. Termo-gidrodinamicheskaya model' bory. *Doklady Akad. Nauk USSR*, 130(3):533-536 (en Ruso) (in Russian).
- HURD, W. E. 1929. Northers of the Gulf of Tehuantepec. *Monthly Weather Rev.*, 57(5):
- IMPERIAL MARINE OBSERVATORY. The mean atmospheric pressure, cloudiness, air temperature and sea surface temperature of the North Pacific Ocean and neighboring seas. Kobe, 1921-1938.
- MUNK, W. H., F. E. SNODGRASS and M. J. TUCKER. 1959. Spectra of Low frequency Ocean Waves. *Bull. Scripps Inst. Ocean., Univ. Calif. (La Jolla)*, 7(4):283-362.
- RODEN, G. I. and G. W. GROVES. 1959. Recent Oceanographic Investigations in the Gulf of California. *Jour. Marine Res.*, 18(1):10-35.
- SERVICIO METEOROLÓGICO MEXICANO. 1928-1941. *Boletín Anual*. Tacubaya, D. F., México.
- SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON and R. H. FLEMING. 1946. *The Oceans*. New York (Prentice-Hall), 1 vol., il.
- SVERDRUP, H. U. 1947. Wind driven currents in a baroclinic ocean. *Proc. Nat. Acad. Sci. (Washington, D. C.)*, 33:318-326.
- U. S. BUREAU OF COMMERCIAL FISHERIES. Sea surface temperature charts; Eastern Pacific Ocean, San Diego Laboratory, 1960 and unpublished.
- U. S. COAST AND GEODETIC SURVEY. 1956. Surface water temperatures at tide stations. Pacific Coast of North and South America and Pacific Ocean Islands. *Spec. Pub.* 280, 60 p.
- 1960. Surface water temperature and salinity. Atlantic Coast of North and South America. *Coast and Geod. Surv.*, Pub. 31-1, 76 p.
- U. S. HYDROGRAPHIC OFFICE. 1947. Atlas of surface currents Northeastern Pacific Ocean. *Hydrogr. Office Pub.* 570, 12 sheets, il.
- 1951. Sailing Directions. West Coasts of Mexico and Central America. *Hydrogr. Off. Pub.* 84, 306 p., il.
- Sea surface temperature in one degree squares of latitude and longitude North Pacific Ocean (inérito) (unpublished).
- U. S. WEATHER BUREAU. Historical Weather Maps, Northern Hemisphere sea level. Daily synoptic series for January 1939.
- 10-day period listings of individual observations, 1949-1957. Marsden square 046 National Weather Records Center, Asheville, N. C. (inérito) (unpublished).
- WELANDER, P. 1959. On the vertically integrated mass transport in the oceans. The atmosphere and sea in motion. *The Rossby Memorial Volume*, New York (Rockefeller Institute Press), p. 95-101.
- YOSHIDA, K. and H. L. MAO. 1957. A theory of upwelling of large horizontal extent. *Jour. Marine Res.*, 16(1):40-54.