

GEOFISICA INTERNACIONAL

REVISTA DE LA UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, AUSPICIADA POR EL INSTITUTO DE GEOFÍSICA DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Director: Julián Adem

Subdirector: Manuel Maldonado-Koerdell

Vol. 2

México, D. F., 1o. de Octubre de 1962

Núm. 4

ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS DEL PACÍFICO ECUATORIAL ORIENTAL *

G. I. RODEN **

RESUMEN

Un rasgo notable de la circulación a lo largo del ecuador es la ocasional contracorriente superficial al oeste de las Islas Galápagos (Puls, 1895). Se desarrolla cuando el esfuerzo del viento cae por debajo de cierto valor crítico (0.25 dinas/cm^2 aproximadamente) y parece representar la manifestación superficial de una corriente profunda ecuatorial que circula hacia el este. Una extensión de esta corriente, más allá de las Islas Galápagos, tal vez pueda originar el fenómeno de "El Niño" frente al Perú. Al este de las Islas Galápagos, las corrientes que circulan a lo largo del ecuador forman frecuentemente ángulos rectos con la dirección del viento predominante. La función de dirección de la corriente de transporte de masa total se computó con datos más detallados que los disponibles previamente, encontrándose que a través del año el transporte va hacia el sur a lo largo de la costa peruana y hacia el este entre las latitudes 4° N y 6° N . Un análisis estadístico de largos registros climáticos en Balboa, Z. C. Panamá, para la variación de frecuencia entre cero y seis ciclos por año no pudo destacar periodicidades no-estacionales significantes. Existe una relación inversa relativamente buena entre temperatura y viento y entre nivel del mar y viento para frecuencias entre 1 y 3.5 ciclos por año.

INTRODUCCION

El Pacífico ecuatorial oriental entre la longitud 100° W y América del Sur es peculiar en muchos aspectos. A pesar de situarse en un ambiente predominantemente influenciado por los alisios del SE y las calmas y ser afectado estacionalmente por los alisios del NE del Caribe, se caracteriza por una complicada circulación superficial y por una amplia va-

* Contribución de la Institución Scripps de Oceanografía, Nueva Serie.

** Institución Scripps de Oceanografía, La Jolla, California, U.S.A.

OCEANOGRAPHIC ASPECTS OF THE EASTERN EQUATORIAL PACIFIC *

G. I. RODEN **

ABSTRACT

A noteworthy feature of the flow along the equator is the occasional surface countercurrent to the west of the Galapagos Islands (Puls, 1895). It occurs when the wind stress falls below a certain critical value (0.25 dynes/cm^2 approximately) and appears to represent the surface manifestation of the eastward flowing equatorial undercurrent. An extension of this current past the Galapagos Islands may conceivably lead to "El Niño" phenomenon off Peru. East of the Galapagos Islands the currents along the equator flow frequently at right angles to the prevailing wind direction. The total mass transport stream line function is computed from more detailed data than have been previously available. It is found that throughout the year the transport is southward along the Peruvian coast and eastward between latitudes 4° N and 6° N . A statistical analysis of long climatic records at Balboa, C.Z. Panama, for the frequency range between zero and six cycles per year failed to bring out any significant non seasonal periodicities. There is a relatively good and inverse relation between temperature and wind, and sea level and wind for frequencies between 1 and 3.5 cycles per year.

INTRODUCTION

The eastern equatorial Pacific between about longitude 100° W and South America is unique in many respects. Lying as it does in an environment predominantly influenced by the SE trades and the doldrums, and seasonally affected by the NE trades from the Caribbean, it is characterized by a complicated surface circulation, and by a large

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

** Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California, U.S.A.

riación estacional de vientos, corrientes y temperaturas (Figs. 1 y 4). Los principales rasgos hidrográficos de la región son conocidos desde hace tiempo (Humboldt, 1814; Duperrey, 1829; Virgin, 1858); algunos de ellos, como las corrientes que circulan estacionalmente hacia el este en el ecuador (Puls, 1895) ya estaban olvidados hasta que casi 70 años después nuevamente se hicieron esfuerzos para comprender mejor esta área tan poco conocida (Schott, 1931; Cromwell, Montgomery y Stroup, 1954; Reid, 1959; Wooster y Cromwell, 1958; Wooster y Gilmartin, MS). El actual conocimiento de las corrientes superficiales, según los autores antes mencionados, puede resumirse como sigue: (a) Existen dos corrientes estables que van permanentemente al oeste, la Corriente Ecuatorial del Norte y la Corriente Ecuatorial del Sur y dos corrientes estables que van permanentemente al norte, la Corriente del Perú y la Corriente de Colombia; (b) Existen tres contracorrientes estables que van estacionalmente al este, la Contracorriente Ecuatorial del Norte, la corriente ecuatorial que va al este y la Contracorriente Ecuatorial del Sur. La primera contracorriente en la región considerada circula durante el verano y el otoño del hemisferio norte, la segunda solamente durante la primavera del hemisferio norte y la tercera sólo se ha reportado una vez en Noviembre. Varios intentos se han hecho para explicar teóricamente las corrientes observadas. Ecuaciones linealizadas para movimiento permanente fueron usadas por Sverdrup (1947), Reid (1948), Shtokman (1948), Yoshida (1959) y Arthur (1960). Ecuaciones no-lineales para movimiento permanente fueron aplicadas por Fofonoff (1954), Charney (1960), Veronis (1960) e Hidaka (1961). Sin embargo, la mayoría de los autores se refirieron a las condiciones al oeste de las Islas Galápagos.

seasonal variation in winds, currents and temperatures (Figs. 1 and 4). The main hydrographic features of the region were recognized long ago (Humboldt, 1814; Duperrey, 1829; Virgin, 1858); some of them, as the seasonally occurring eastward flow at the equator (Puls, 1895), were all but forgotten, until, almost 70 years later, renewed effort was directed toward a better understanding of this little known area (Schott, 1931; Cromwell, Montgomery and Stroup, 1954; Reid, 1959; Wooster, 1959; Knauss, 1960, 1961; Bjerknes, 1961; Wooster and Cromwell, 1958; Wooster and Gilmartin, MS). The present knowledge of the surface currents, according to the above mentioned authors, can be summarized as follows: (a) there are two permanent westward setting currents, the North Equatorial Current and the South Equatorial Current, and two permanent northward setting currents, the Peru Current and the Colombia Current; (b) there are three seasonally occurring eastward setting counter-currents, the North Equatorial Countercurrent, the equatorial eastward current, and the South Equatorial Countercurrent. The first countercurrent in the region considered, occurs during the northern hemisphere summer and fall, the second is found only in the northern hemisphere spring, and the third one has been reported only once, in November. Several attempts have been made to explain the observed currents theoretically. Linearized equations for steady motion were used by Sverdrup (1947), Reid (1948), Shtokman (1948), Yoshida (1959) and Arthur (1960). Nonlinear equations for steady motion were applied by Fofonoff (1954), Charney (1960), Veronis (1960), and Hidaka (1961). Most of the authors, however, considered conditions west of the Galapagos Islands.

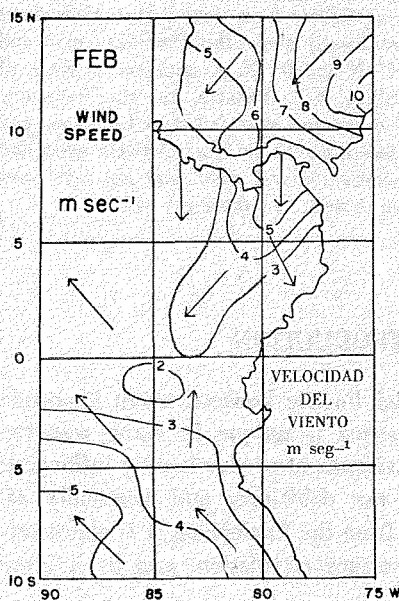


Fig. 1. Corrientes de deriva de barco, vientos y temperaturas de la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial oriental en Febrero (U. S. Hydrographic Office 1947 e inéditos).

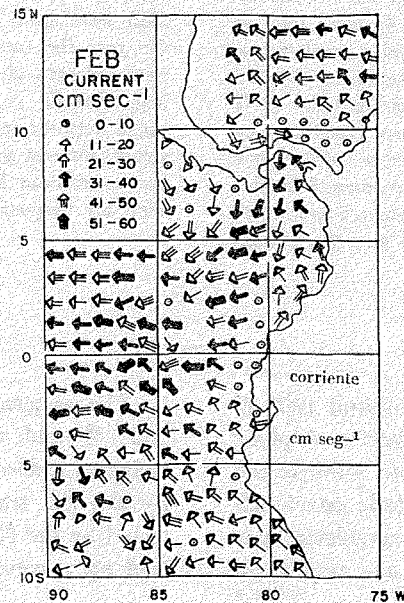
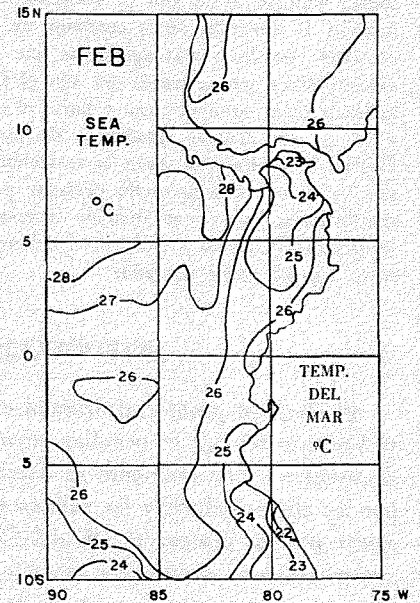


Fig. 1. Ship drift currents, winds and sea surface temperatures in the eastern equatorial Pacific in February (U. S. Hydrographic Office 1947 and unpublished).



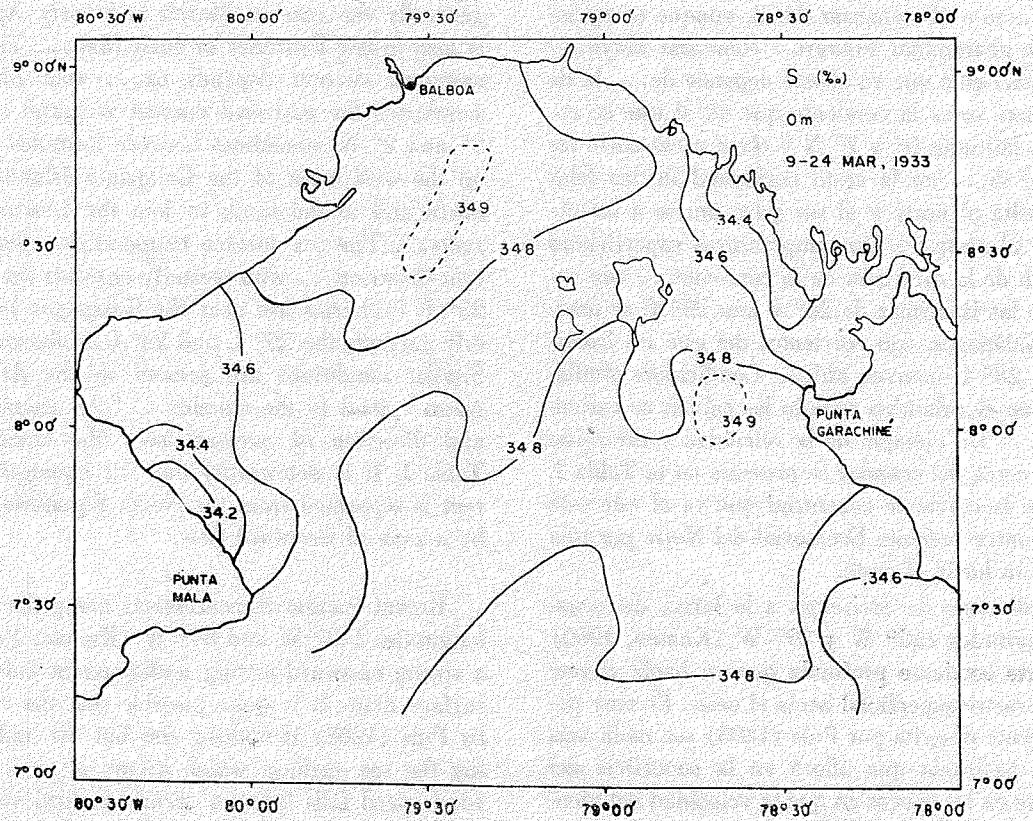
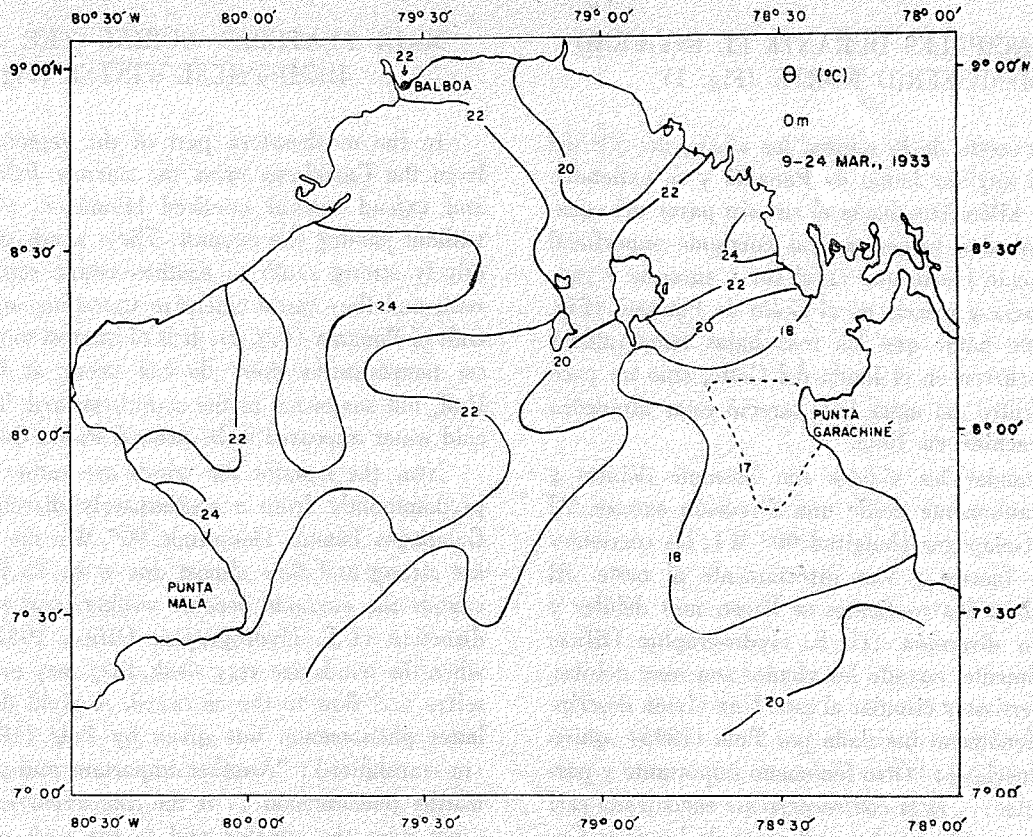


Fig. 2. Temperaturas de la superficie del mar y salinidades en el Golfo de Panamá durante un mes de surgencia (según Fleming, 1934).

Fig. 2. Sea surface temperatures and salinities in the Gulf of Panama during an upwelling month (after Fleming, 1934).

RASCOS PRINCIPALES DURANTE EL INVIERNO DEL HEMISFERIO NORTE (Fig. 1)

En la parte noreste de la región, los alisios del NE del Caribe cruzan el angosto Istmo de Panamá y se extienden varios cientos de kilómetros hacia el sur sin pasar del ecuador. Estos vientos dan origen a una corriente superficial estable relativamente fuerte que va al sur y suroeste y causan fuerte surgencia y mezcla en el Golfo de Panamá (Fig. 2). Es interesante notar que las más bajas temperaturas en esa área no ocurren en el fondo del Golfo, sino un poco al suroeste. El centro del agua fría pareció estar alrededor de la Punta Garachiné en 1933.

Cerca del ecuador los vientos son bastante débiles y soplan predominantemente desde una dirección sureste. Al este de las Islas Galápagos (longitud 90° W), las corrientes superficiales son fuertes y van directamente al oeste. Al oeste de dichas islas las corrientes se hacen más débiles y más variables en dirección (U. S. Hydrographic Office, 1947); ocasionalmente, cuando los vientos son muy débiles, pueden hasta invertirse y circular al este. Una vívida descripción del último fenómeno fue dada por Puls (1895), quien escribió (en traducción): "Otro fenómeno importante y particularmente notable... es la *contracorriente* encontrada casi todos los años cerca del ecuador y al oeste de las Islas Galápagos... Esta contracorriente se observa entre las longitudes 110° W y 90° W y ocurre al mismo tiempo *que las...* calmas llegan o pasan al sur del ecuador, lo que sucede generalmente en Marzo o al comenzar Abril, aunque excepcionalmente también al terminar Febrero o comenzar Mayo... La latitud de la corriente que va al este depende de... la de las calmas; algunas veces la corriente que va al este se encuentra entre las latitudes 0° y 2° N y otras veces entre las latitudes 0° y 3° S... en la costa occidental de las Islas Galápagos da vuelta al norte y al sur para unirse a las corrientes que van al oeste... Las temperaturas superficiales del mar dependen de la dirección de la corriente... con corrientes del oeste las isothermas de 26° y aún 25° C se acercan a las Islas Galápagos, con corrientes del este las isothermas de 26° C y 28° C ocurren ahí... Condiciones similares se presentan en el Atlántico cuando las calmas se extienden al ecuador..." Un ejemplo de la velocidad y dirección de las corrientes cerca del ecuador se presenta en la Tabla I. Debe notarse que la corriente ecuatorial que va al este está separada de la Contracorriente Ecuatorial del Norte por una zona de circulación hacia el oeste.

Recientes mediciones de corrientes a lo largo, del ecuador entre las longitudes 140° W y 89° W (Knauss, 1960) indican una fuerte corriente profunda que va hacia el este por debajo del arrastre superficial hacia el oeste. Es muy posible que la corriente descrita por Puls (1895) sea nada más que la corriente profunda que aflora en la superficie del mar, lo que ocurre en las épocas en que la velocidad del viento cae por debajo de cierto valor crítico.

Durante el invierno del hemisferio norte, los alisios del SE están generalmente confinados a latitudes al sur del

MAIN FEATURES DURING THE NORTHERN HEMISPHERE WINTER (Fig. 1)

In the northeastern part of the region, the NE trades from the Caribbean cross the narrow Isthmus of Panama and extend several hundred kilometers to the southward without passing the equator. These winds give rise to a relatively strong south to southwestward setting surface current, and they cause extensive upwelling and mixing in the Gulf of Panama (Fig. 2). It is of interest to note that the lowest temperatures there do not occur at the head of the Gulf, but somewhat to the southwestward. The center of the cold water appeared to be around Punta Garachiné in 1933.

Near the equator the winds are rather weak and blow predominantly from a southeasterly direction. East of the Galapagos Islands (longitude 90° W) the surface currents are strong and flow almost due west. To the west of these islands the currents become weaker, and more variable in direction (U.S. Hydrographic Office, 1947); occasionally, when the winds are very weak, they may even reverse themselves and flow to the eastward. A vivid description of the latter phenomenon was given by Puls (1895), who wrote (in translation): "Another important and particularly noteworthy phenomenon... is the *countercurrent* found in most years near the equator and to the west of the Galapagos Islands... This countercurrent is observed between longitudes 110° W and 90° W and occurs at such times *when the...* doldrums extend to or south of the equator, which is generally the case in March and early April, exceptionally also in late February or early May... The latitude of the eastward current depends on... that of the doldrums; sometimes the eastward current is found between latitudes 0° and 2° N, sometimes between latitudes 0° and 3° S... on the west coast of the Galapagos Islands it turns to the north and to the south to join the westward flowing currents... The sea surface temperatures depend on the current direction... with westerly currents the 26° C and even 25° C isotherms are near the Galapagos Islands, with easterly currents the 26° C and 28° C isotherms occur there... Similar conditions are present in the Atlantic when the calms extend to the equator..." An example of the speed and direction of currents near the equator is given in Table I. It is noteworthy that the equatorial eastward current is separated from the North Equatorial Countercurrent by a zone of westward flow.

Recent current measurements along the equator between longitudes 140° W and 89° W (Knauss, 1960) have shown a strong eastward setting undercurrent below the westward surface drift. It is quite possible that the current described by Puls (1895) is nothing else but the undercurrent breaking the sea surface, which occurs at such times when the wind speed falls below a certain critical value.

During the northern hemisphere winter the SE trades are mostly confined to latitudes south of the equator. They

TABLA I

TABLE I

Corrientes de deriva de barco experimentadas por la barca "Niágara" en el Pacífico ecuatorial oriental en Abril de 1883 (según Puls, 1895).

Ship drift currents experienced by the barque "Niagara" in the eastern equatorial Pacific in April 1883 (after Puls, 1895).

Fecha Date	Latitud Latitude	Longitud Longitude	Corriente cm/seg cm/sec	Current grados degrees	
1. IV	5°58'N	96°55'W	49	073	} Contracorriente Ecuatorial del Norte North Equatorial Countercurrent
2. IV	5°30'	96°26'	77	076	
3. IV	4°37'	96°04'	62	115	
4. IV	3°50'	96°33'	63	208	} Corriente Ecuatorial al oeste Equatorial westward Current
5. IV	3°30'	97°40'	94	273	
6. IV	2°59'	97°39'	32	319	} Corriente Ecuatorial al este Equatorial eastward Current
7. IV	2°06'	97°15'	23	186	
8. IV	1°15'	97°03'	} 88	} 107	} Corriente Ecuatorial al este Equatorial eastward Current
9. IV	0°48'	96°22'			
10. IV	0°05'S	97°01'	41	115	} Corriente Ecuatorial del Sur South Equatorial Current
11. IV	0°24'	97°30'	4	245	
12. IV	1°05'	98°16'	32	188	} 176
13. IV	2°04'	99°23'	21	180	
14. IV	2°27'	99°44'		236	
15. IV	3°51'	101°25'			} Corriente Ecuatorial del Sur South Equatorial Current
16. IV	5°28'	102°53'	33	281	
17. IV	7°36'	104°43'	38	243	} 301
18. IV	9°45'	106°53'	26	301	
19. IV	11°26'	108°29'			

ecuador, orientan la Corriente del Perú y la Corriente Ecuatorial del Sur y producen alguna surgencia a lo largo de la costa peruana. En algunos inviernos la surgencia frente a Perú falta por completo y es sustituida por el llamado fenómeno de "El Niño", caracterizado por temperaturas superficiales que alcanzan de 4° C a 7° C arriba del promedio y por abundante precipitación pluvial (Schott, 1931,

drive the Peru Current and the South Equatorial Current, and they lead to some upwelling along the Peruvian coast. In some winters upwelling off Peru is completely absent, and is replaced by the so-called "El Niño" phenomenon, characterized by surface temperatures 4° C to 7° C above average, and by abundant rainfall (Schott, 1931, 1935). Examples for such large temperature departures are shown

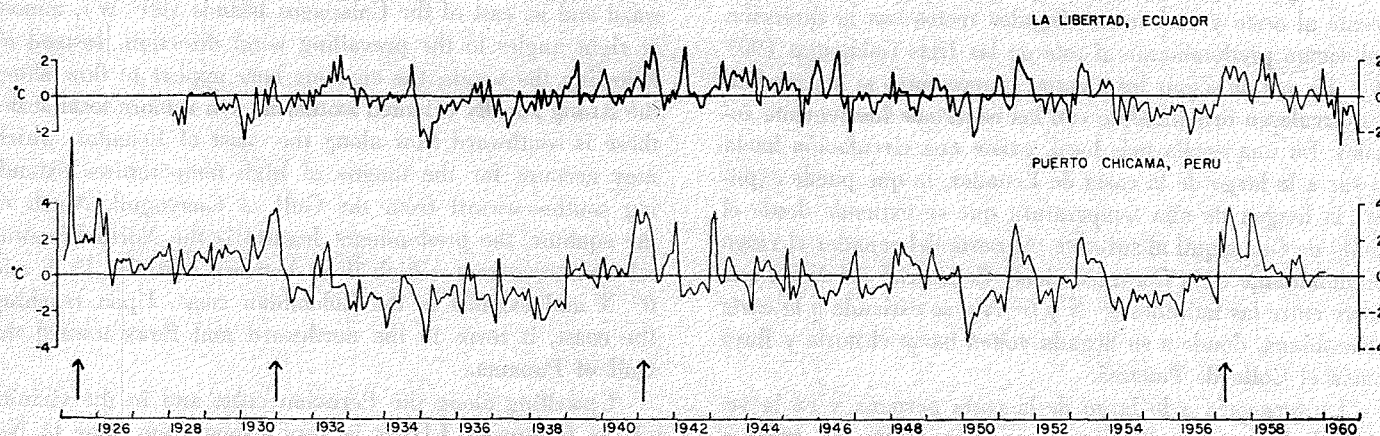


Fig. 3. Anomalías de temperaturas de la superficie del mar de las corrientes medias mensuales de largo término en La Libertad, Ecuador (2°13'S 80°55'W) y Puerto Chicama, Perú (2°42'S 79°27'W). Las ocasiones en que tuvo lugar "El Niño" se marcan con flecha.

Fig. 3. Sea surface temperature anomalies from the respective long term monthly means at La Libertad, Ecuador (2°13'S 80°55'W) and Puerto Chicama, Peru (2°42'S 79°27'W). The occasions when "El Niño" occurred are marked by an arrow.

1955). Ejemplos de esas grandes divergencias de temperatura se muestran en la Fig. 3 para Puerto Chicama ($7^{\circ} 42' S$; $79^{\circ} 27' W$) en el centro de la región de surgencias y para La Libertad ($2^{\circ} 13' S$; $80^{\circ} 55' W$) un poco al norte de la misma región. En un artículo reciente, Bjerknes (1961) observó que "El Niño" es frecuentemente precedido por un debilitamiento de los vientos alisios. Sin embargo, tal debilitamiento de los alisios es también favorable para establecer una circulación superficial hacia el este en el ecuador, como se ha descrito arriba. Es posible, aunque no puede probarse ahora, que en raras circunstancias esta circulación al este en el ecuador, pueda extenderse más allá de las Islas Galápagos y llevar agua cálida a la costa peruana. En favor de tal especulación puede mencionarse como hechos observados que "El Niño" y la circulación ecuatorial hacia el este ocurren casi al mismo tiempo y que totales excesivos de precipitación pluvial en Perú se reflejan también en los registros de las Islas Galápagos (Knoch, 1930), así como en las Islas de la Línea y Marquesas (Schott, 1938).

RASGOS PRINCIPALES DURANTE EL INVIERNO DEL HEMISFERIO SUR (Fig. 4)

Durante el invierno del hemisferio sur, es decir, de Julio a Octubre, los alisios del SE son dominantes dondequiera. Al sur de la latitud $5^{\circ} S$ soplan del sureste, pero cerca del ecuador tienen una componente más sureña. Conforme llegan al hemisferio norte se hacen más y más del suroeste y frecuentemente se llaman monsoones del SW. En algunos casos, especialmente en Octubre, se ha observado un manifiesto flujo de aire del hemisferio sur que va al Caribe, el cual ocasionalmente se transforma en huracanes en dicha área, como lo ha demostrado Chapel (1927, 1934).

La Corriente del Perú, a pesar de los fuertes vientos sur-estes en alta mar, es relativamente débil y sólo raras veces alcanza velocidades en exceso de 30 cm/seg^{-1} . Deja la costa cerca de la latitud $4^{\circ} S$ para unirse a la Corriente Ecuatorial del Sur. Cerca del ecuador la circulación va generalmente al oeste y casi forma ángulos rectos con la dirección del viento predominante al este de las Islas Galápagos ($90^{\circ} W$). En vez de seguir los vientos, parece como si las corrientes circularan orientándose con las isotermas fuertemente zonales. En una escala más local, existe una circulación hacia el sur a lo largo de la costa de Ecuador, lo que puede explicar la lengua de alta temperatura que se extiende desde el Golfo de Guayaquil al suroeste. Al norte del ecuador el rasgo predominante es la Contracorriente Ecuatorial del Norte que corre entre las latitudes $4^{\circ} N$ y $6^{\circ} N$ y se extiende a la costa colombiana, donde a su llegada voltea hacia el norte y fluye hacia el Golfo de Panamá.

La surgencia a lo largo de la costa peruana y en la vecindad de las Islas Galápagos es muy fuerte de Junio a Noviembre, como queda evidente en las temperaturas superficiales que se muestran en la Tabla II. Se han observado temperaturas tan bajas como $12^{\circ} C$ frente a Perú y como $15^{\circ} C$ en las Islas Galápagos.

in Fig. 3 for Puerto Chicama ($7^{\circ} 42' S$; $79^{\circ} 27' W$) in the heart of the upwelling region, and for La Libertad ($2^{\circ} 13' S$; $80^{\circ} 55' W$) just north of the upwelling region. In a recent paper, Bjerknes (1961) observed that "El Niño" is frequently preceded by a weakening of the trade winds. The weakening of the trades, however, is also favorable in establishing surface eastward flow at the equator, as described above. It is possible, though it cannot be proven at present, that in unusual circumstances this eastward flow may extend past the Galapagos Islands and carry warm water to the Peruvian coast. The observed facts in favor of this speculation are that "El Niño" and the equatorial eastward flow occur at about the same time, and that unusual rainfall amounts in Peru are also reflected in the records from the Galapagos Islands (Knoch, 1930) and from the Line and Marquesas Islands (Schott, 1938).

MAIN FEATURES DURING THE SOUTHERN HEMISPHERE WINTER (Fig. 4)

During the southern hemisphere winter, that is from July to October, the SE trades are dominant everywhere. South of about latitude $5^{\circ} S$ they blow from the southeast, but near the equator they attain a more southerly component. As they proceed into the northern hemisphere they become more and more southwesterly, and are frequently referred to as the SW monsoon. In some instances, notably in October, there has been observed an organized flow of southern hemisphere air into the Caribbean which, as shown by Chapel (1927, 1934), occasionally led to hurricane development in the latter area.

The Peru Current is, in spite of the strong southeasterly winds offshore, relatively weak and attains only rarely speeds in excess of 30 cm/sec^{-1} . It leaves the coast at about latitude $4^{\circ} S$ to join the South Equatorial Current. Near the equator, the flow is predominantly to the westward and is, east of the Galapagos Islands ($90^{\circ} W$), almost at right angles to the prevailing wind direction. Instead of following the winds, the currents here appear to flow along the strong zonally oriented isotherms. On a more local scale, there is southward flow along the coast of Ecuador, which may account for the tongue of high temperatures extending southwestward from the Gulf of Guayaquil. North of the equator, the predominant feature is the North Equatorial Countercurrent, which flows between latitudes $4^{\circ} N$ and $6^{\circ} N$ and extends to the Colombian coast. Upon reaching the coast, it turns to the northward and flows toward the Gulf of Panama.

Upwelling along the Peruvian coast and in the vicinity of the Galapagos Islands is very strong from June to November as is evident from the surface temperatures shown in Table II. Temperatures as low as $12^{\circ} C$ have been observed off Peru, and as low as $15^{\circ} C$ in the Galapagos Islands.

TABLA II

TABLE II

Temperaturas medias mensuales (θ) y mínimas medias mensuales (θ min) y máximas (θ max) de la superficie del mar en regiones de surgencia del Pacífico ecuatorial oriental (según U. S. Coast and Geodetic Survey, 1956 e inéditos).

Mean monthly (θ), and mean monthly minimum (θ min) and maximum (θ max) sea surface temperatures in upwelling regions of the eastern equatorial Pacific (after U. S. Coast and Geodetic Survey, 1956 and unpublished).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Registro Record
Balboa, Panama (8°58'N 79°34'W)													
θ min (c)	19.4	15.6	17.8	18.9	20.6	25.6	24.4	25.0	25.0	25.0	23.9	2.28	} 1915-1960
θ (c)	26.0	24.0	23.3	25.1	27.7	28.4	28.8	28.1	28.2	27.9	27.4	27.1	
θ max (c)	29.4	29.4	28.4	30.0	31.1	31.7	31.1	31.7	31.1	31.1	32.2	30.0	
Isla Naos, Naos Island, Panama (8°55'N 79°34'W)													
θ min (c)	21.1	20.0	20.0	21.1	23.9	26.7	26.7	26.7	27.2	26.7	25.6	24.4	} 1950-1959
θ (c)	26.4	24.7	23.9	25.3	28.1	28.6	28.3	28.2	28.8	28.1	27.7	27.2	
θ max (c)	30.0	28.9	27.8	28.9	30.0	30.6	30.0	30.0	31.1	30.0	29.4	29.4	
San Cristóbal, Islas Galápagos Galapagos Islands (0°54'S 89°36'W)													
θ min (c)	17.2	22.8	21.7	20.1	19.0	19.1	18.3	16.9	17.4	15.5	15.4	19.4	} 1960
θ (c)	21.2	24.0	24.7	21.8	21.1	19.9	19.7	18.5	19.3	18.3	18.7	21.1	
θ max (c)	23.1	25.1	27.1	24.6	22.8	21.3	21.7	20.0	21.2	22.2	21.1	22.6	
Talara, Perú (4°35'S 81°17'W)													
θ min (c)	14.4	16.7	17.2	15.6	15.6	16.1	15.6	15.6	14.4	14.4	13.9	14.4	} 1944-1959
θ (c)	21.7	22.8	22.4	20.4	19.1	18.9	18.3	17.8	17.9	17.9	18.1	18.4	
θ max (c)	27.8	28.3	28.9	26.7	22.8	25.0	23.9	22.2	22.8	24.4	23.3	23.9	
Callao, Perú (12°03'S 77°09'W)													
θ min (c)	17.2	16.7	17.2	15.0	15.6	14.4	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.6	} 1942-1953
θ (c)	20.1	21.0	21.2	20.3	18.7	17.4	17.2	17.0	17.1	17.8	18.4	19.2	
θ max (c)	25.6	27.7	26.1	23.9	22.2	20.0	20.6	20.0	20.0	22.2	21.7	22.2	
Matarani, Perú (17°00'S 72°07'W)													
θ min (c)	15.0	14.4	14.4	14.4	13.9	13.9	12.2	12.2	12.2	11.7	13.3	13.3	} 1944-1955
θ (c)	17.0	16.2	16.3	16.2	15.8	15.4	15.0	14.9	14.5	14.9	15.4	16.3	
θ max (c)	20.0	18.9	18.9	18.3	18.9	18.9	17.8	17.8	17.2	19.4	17.8	19.4	

ALGUNOS ASPECTOS HIDRODINAMICOS

SOME HYDRODYNAMIC ASPECTS

En lo que sigue se supondrá que las variaciones temporales en densidad y temperatura son tan lentas que pueden despreciarse. Se justifica tal suposición si la escala de tiempo es del orden de algunos meses o más.

Las ecuaciones de movimiento y continuidad para un estado permanente pueden escribirse en la siguiente forma

In the following it will be assumed that the time variations of density and velocity are so slow that they can be neglected. The assumption is justified if the time scale is of the order of a few months or more.

The equations of motion and continuity for a steady state can be written in the following form

$$\begin{aligned}
 -\rho v (f_x + \zeta_z) + \rho w (f_y + \zeta_y) &= -\frac{\partial}{\partial x} \left(p + \frac{\rho}{2} V^2 \right) + \frac{1}{2} V^2 \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \\
 + \rho v (f_z + \zeta_x) - \rho w (f_x + \zeta_x) &= -\frac{\partial}{\partial y} \left(p + \frac{\rho}{2} V^2 \right) + \frac{1}{2} V^2 \frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \\
 0 &= -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g \\
 0 &= \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z}
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

donde x se sitúa al este, y al norte y z arriba, p denota presión, g es gravedad, ρ es densidad, u, v, w son las componentes de velocidad, $V^2 = u^2 + v^2 + w^2$ y τ_x, τ_y son las componentes horizontales de esfuerzo debidas a la tensión vertical. Las componentes de la vorticidad planetaria están dadas por $f_x = 0, f_y = 2\omega \cos \varphi$ y $f_z = 2\omega \sin \varphi$, donde ω es la velocidad angular de la rotación terrestre y φ es la latitud. Las componentes de la vorticidad relativa son

$$\zeta_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}; \zeta_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}; \zeta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

La suma de los vectores $f + \zeta$ es llamada la vorticidad absoluta y la expresión $p + \frac{1}{2} \rho V^2$ frecuentemente se denomina la presión dinámica.

(A) CONDICIONES A LO LARGO DEL ECUADOR, ENTRE LAS ISLAS GALÁPAGOS Y 140° W.

Recientes mediciones de corrientes y observaciones hidrográficas de Knauss (1960), entre las longitudes 90° W y 140° W, han mostrado que el flujo es generalmente zonal y que la distribución de corriente y temperatura (densidad) es simétrica respecto al ecuador. Puesto que $f_z = 0$ a lo largo del último y ζ_z llega a cero por efecto de la circulación zonal y de la simetría, la ecuación (1), despreciando el pequeño término que incluye los gradientes de densidad horizontal, indica que

$$\rho w (f_y + \zeta_y) = - \frac{\partial}{\partial x} (p + \frac{\rho}{2} V^2) + \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \quad (2)$$

En la superficie del mar $w = 0$ y el gradiente de presión dinámica este-oeste queda equilibrado por el gradiente vertical de la componente zonal del esfuerzo de tensión. La magnitud del gradiente de presión dinámica en la superficie, obtenido de observaciones hidrográficas a lo largo del ecuador por la expedición del "Dolphin", es aproximadamente

$5 \cdot 10^{-5}$ dinas/cm³. Si $\frac{\partial \tau_x}{\partial z}$ puede ser aproximado por τ_{x0}/H ,

donde τ_{x0} es el esfuerzo del viento en la superficie del mar y H la profundidad del núcleo de la corriente profunda, entonces con $H = 50$ m aproximadamente, el esfuerzo del viento necesario para balancear el gradiente de presión dinámica es más o menos de 0.25 dinas/cm², que corresponde a una velocidad del viento de unos 2.8 m/sec⁻¹. Si la velocidad del viento es mucho menor que este valor crítico, la circulación a lo largo del ecuador quedará determinada por la ecuación de Bernoulli y la circulación superficial irá al este, porque el nivel del mar decrece de oeste a este, a lo menos según puede concluirse de alturas dinámicas ($^{\circ}/_{1000}$ db). Sin embargo, como se indicó arriba, un viento muy ligero es suficiente para neutralizar la pendiente superficial y por ello, la circulación superficial al este debe ser un fenómeno relativamente infrecuente en el ecuador.

where x is toward the east, y is toward the north, and z is upward, p denotes pressure, g is gravity, ρ is density, u, v, w , are the velocity components, $V^2 = u^2 + v^2 + w^2$, and τ_x, τ_y are the horizontal components of stress due to vertical shear. The components of the planetary vorticity are given by $f_x = 0, f_y = 2\omega \cos \varphi$ and $f_z = 2\omega \sin \varphi$, where ω is the angular speed of the earth's rotation, and φ is latitude. The components of the relative vorticity are

The sum of the vectors $f + \zeta$ is called the absolute vorticity, and the expression $p + \frac{1}{2} \rho V^2$ is frequently referred to as the dynamic pressure.

(A) CONDITIONS ALONG THE EQUATOR BETWEEN THE GALAPAGOS ISLANDS AND 140° W.

Recent current measurements and hydrographic observations by Knauss (1960) between longitudes 90° W and 140° W have shown that the flow is mostly zonal, and that the current and temperature (density) distribution is symmetrical with respect to the equator. Since $f_z = 0$ along the latter, and ζ_z becomes zero on account of the symmetric and zonal flow, equation (1) states, upon neglecting the small term involving the horizontal density gradients, that:

At the sea surface $w = 0$, and the east-west dynamic pressure gradient is balanced by the vertical gradient of the zonal component of the shearing stress. The magnitude of the dynamic pressure gradient at the surface, obtained from hydrographic observations along the equator by the "Dolphin" expedition, is approximately $5 \cdot 10^{-5}$ dynes/cm³.

Provided $\frac{\partial \tau_x}{\partial z}$ can be approximated by τ_{x0}/H , where τ_{x0} is

the wind stress at the sea surface, and H is the depth to the core of the undercurrent, then, with $H = 50$ m approximately, the wind stress necessary to balance the dynamic pressure gradient is roughly 0.25 dynes/cm². This corresponds to a wind speed of about 2.8 m/sec⁻¹. If the wind speed is much less than this critical value, the flow along the equator will be determined by the Bernoulli equation, and the surface flow will be to the eastward, because the sea level decreases from west to east, at least as far as it can be concluded from dynamic heights ($^{\circ}/_{1000}$ db). As indicated above, however, a very slight wind is sufficient to balance the surface slope, so that the surface eastward flow must be a relatively infrequent phenomenon at the equator.

(B) CONDICIONES A LO LARGO DEL ECUADOR ENTRE LAS ISLAS GALÁPAGOS Y AMÉRICA DEL SUR.

(B) CONDITIONS ALONG THE EQUATOR BETWEEN THE GALAPAGOS ISLANDS AND SOUTH AMERICA.

El rasgo más notable de las corrientes superficiales al este de las Islas Galápagos es que circulan aproximadamente en ángulos rectos con la dirección del viento predominante y que parecen seguir las isotermas. En vista de la segunda de las ecuaciones de (1), ello sugiere que puede existir el siguiente equilibrio en la superficie del mar (despreciando el pequeño término que incluye el gradiente de densidad meridional y notando que $w = f_z = 0$)

The outstanding feature of the surface currents east of the Galapagos Islands is that they flow approximately at right angles to the prevailing wind direction, and that they seem to follow the isotherms. This suggests, in view of the second of equations (1), that the following balance might exist at the sea surface (neglecting the small term involving the meridional density gradient and noting that $w = f_z = 0$):

$$[\rho u \zeta_z]_0 = - \left[\frac{\partial p}{\partial y} \right]_0 - \left[\frac{1}{2} \frac{\partial \rho V^2}{\partial y} \right]_0 + \frac{\tau_{yo}}{H} \quad (3)$$



Aquí el índice cero señala que los términos deben calcularse en la superficie del mar, en tanto que H denota la profundidad en el termoclineal donde se supone que desaparece el esfuerzo del viento. La ecuación (3) será usada para estimar el orden de magnitud de la componente vertical de vorticidad relativa en el ecuador. Haciendo uso de observaciones hidrográficas y meteorológicas en la longitud $83^\circ 50' W$ y en las latitudes $0^\circ 58' N$, $0^\circ 00'$ y $0^\circ 58' S$ (Expedición Eastropic, 1955, inédito), se encuentra que el gradiente de temperatura es $+3 \cdot 10^{-4} g/cm^2/seg^2$ y que el término del esfuerzo del viento es $1.6 \cdot 10^{-4} g/cm^2/seg^2$. El gradiente de energía cinética en la región considerada (Figs. 1 y 4) es $-0.5 \cdot 10^{-4} g/cm^2/seg^2$. Tomando $\rho = 1 g/cm^3$ y $u = -30 cm/seg^{-1}$, se obtiene para la componente vertical de la vorticidad relativa en el ecuador un valor de $+3 \cdot 10^{-6}/seg^{-1}$. El cálculo mencionado es bastante burdo, pero sirve para ilustrar que los términos que incluyen el gradiente de ener-

Here the subscript zero indicates that the terms are to be evaluated at the sea surface, and H denotes the depth to the thermocline where the wind stress is supposed to vanish. Equation (3) will be used to estimate the order of magnitude of the vertical component of relative vorticity at the equator. Making use of hydrographic and meteorological observations at longitude $83^\circ 50' W$ and latitudes $0^\circ 58' N$, $0^\circ 00'$, $0^\circ 58' S$ (Eastropic Expedition, 1955, unpublished), one finds that the pressure gradient is $+3 \cdot 10^{-4} g/cm^2/seg^2$, and that the wind stress term is $1.6 \cdot 10^{-4} g/cm^2/seg^2$. The kinetic energy gradient in the region considered (Figs. 1 and 4) is $-0.5 \cdot 10^{-4} g/cm^2/seg^2$. Taking $\rho = 1 g/cm^3$ and $u = -30 cm/seg^{-1}$, one obtains for the vertical component of the relative vorticity at the equator a value of $+3 \cdot 10^{-6}/seg^{-1}$. The above calculation is quite rough, but it serves to illustrate that the terms involving the kinetic energy gradient and the relative vorticity are comparable to the

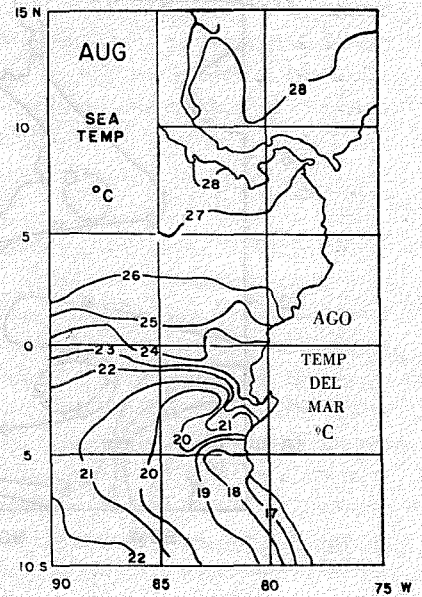
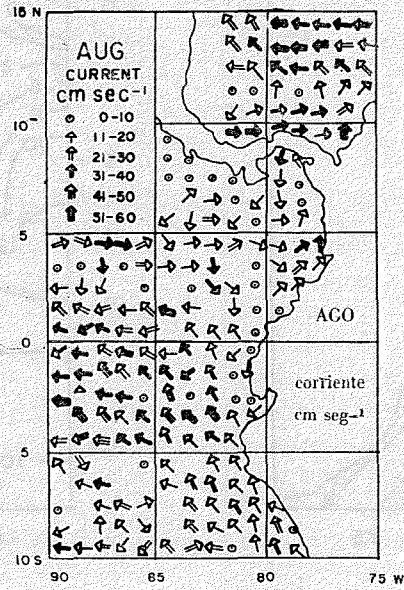
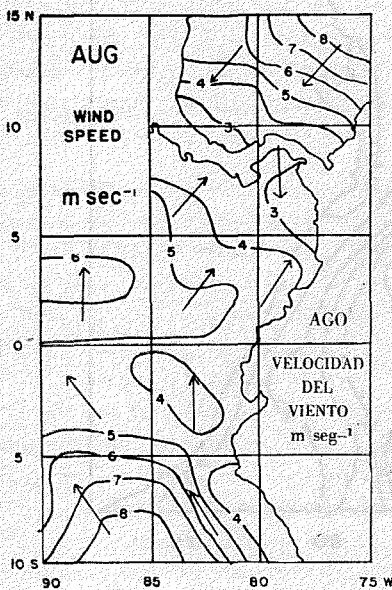


Fig. 4. Corrientes de deriva de barco, vientos y temperaturas de la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial oriental en Agosto (U. S. Hydrographic Office 1947 e inéditos).

Fig. 4. Ship drift currents, winds and sea surface temperatures in the eastern equatorial Pacific in August (U. S. Hydrographic Office 1947 and unpublished).

gía cinética y la vorticidad relativa son comparables a los términos del gradiente de presión y del esfuerzo del viento en la cercanía del ecuador.

(C) EL CAMPO DE DIRECCIÓN DE LA CORRIENTE DE TRANSPORTE DE MASA TOTAL EN EL PACÍFICO TROPICAL ORIENTAL.

La función de dirección de la corriente de transporte de masa total puede obtenerse, en una primera aproximación, diferenciando en cruz las primeras dos ecuaciones de (1), substrayendo y despreciando los términos no-lineales e integrando desde el fondo $-D$ hasta la superficie del mar. El resultado es

$$\beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \quad (4)$$

donde $\beta = 2 \omega \cos \varphi / R$ (R es el radio de la tierra, φ es la latitud) es el cambio del parámetro de Coriolis con la latitud, que se supone aquí constante.

pressure gradient and wind stress terms in the vicinity of the equator.

(C) THE TOTAL MASS TRANSPORT STREAM LINE FIELD IN THE EASTERN TROPICAL PACIFIC.

The stream line function for the total mass transport can be obtained, to a first approximation, by cross differentiating the first two of equations (1), subtracting, neglecting the nonlinear terms, and integrating from the bottom $-D$, to the sea surface. The result is:

where $\beta = 2 \omega \cos \varphi / R$ (R is the earth radius, φ is latitude) is the change of the Coriolis parameter with latitude, here assumed constant.

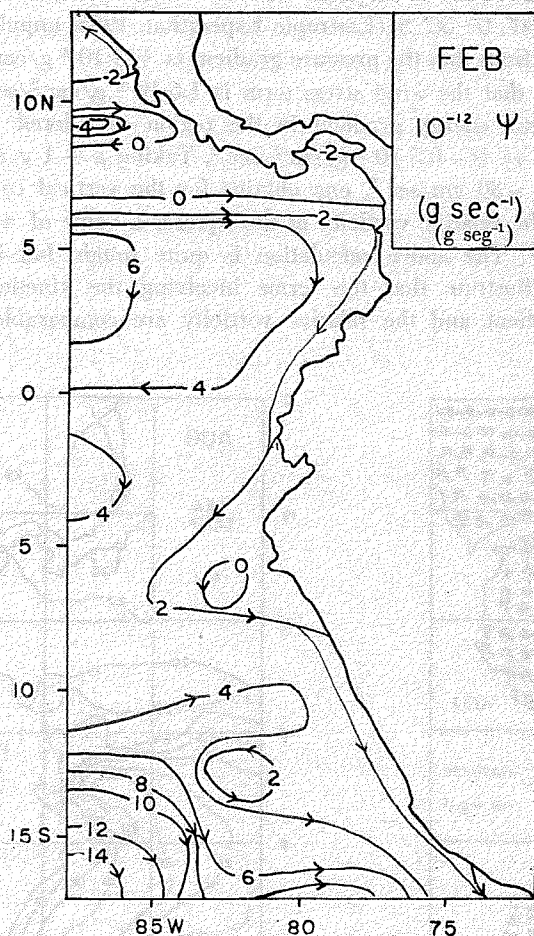


Fig. 5. Direcciones de corrientes de transporte de masa total computadas de datos de viento en cuadrados de dos grados de latitud y longitud (U. S. Hydrographic Office, inéditos). Las flechas indican la dirección de la corriente.

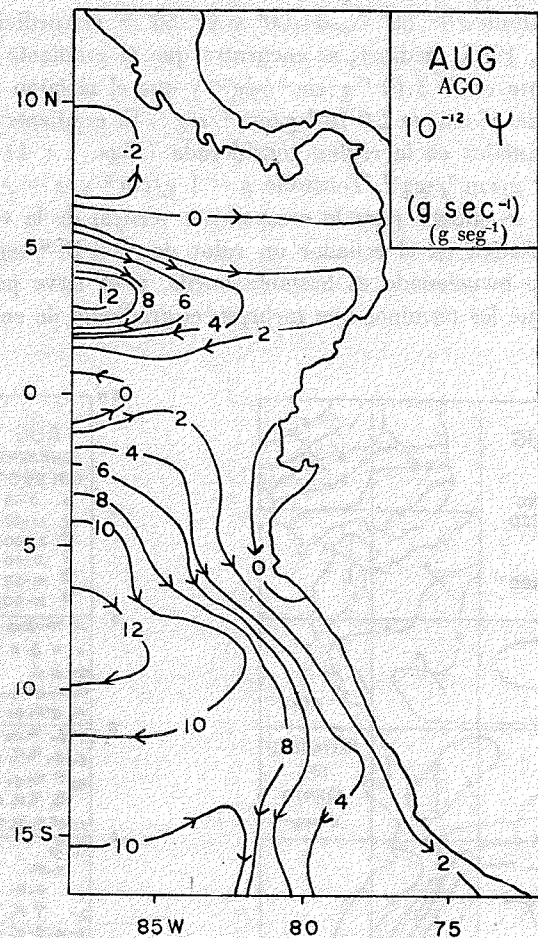


Fig. 5. Total mass transport stream lines computed from wind data in two degree squares of latitude and longitude (U. S. Hydrographic Office, unpublished). The arrows indicate the direction of flow.

La función lineal de la corriente, ψ , se define por

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \int_{-D}^0 \rho v dz, \text{ y ha sido usada por Sverdrup (1947) y}$$

Fofonoff (1955-61). Integrando la ecuación (4) respecto a x y tomando la función de corriente como cero en la costa, se llega al campo de direcciones de corriente en la Fig. 5. Las computaciones se basaron en observaciones del viento en cuadrados de dos grados de longitud y latitud (U. S. Hydrographic Office, inédito), lo que representa una mejoría sobre datos disponibles previamente en cuadrados de cinco grados (Hidaka, 1958).

Algunos rasgos interesantes destacan en la Fig. 5: (1) el transporte de masa total a lo largo de la costa peruana va al sur, en oposición a la dirección predominante de las corrientes superficiales, lo cual parece estar de acuerdo con mediciones recientes de corrientes por Wooster y Gilmartin (MS); (2) el transporte de masa total entre las latitudes 4° N y 6° N va al este tanto en Febrero como en Agosto, en contraste con las condiciones superficiales, donde la circulación hacia el este no tiene lugar durante el invierno del hemisferio norte; (3) el transporte de masa total entre las

The stream line function, ψ , is defined by
$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \int_{-D}^0 \rho v dz,$$

and has been used by Sverdrup (1947) and Fofonoff (1955-61). Integrating equation (4) with respect to x , and taking the stream function to be zero at the coast, it leads to the stream line field shown in Fig. 5. The computations were based upon wind observations in two degree squares of latitude and longitude (U.S. Hydrographic Office, unpublished), which represents an improvement over the previously available data in five degree squares (Hidaka, 1958).

Several interesting features stand out in Fig. 5: (1) the total mass transport along the Peruvian coast is southward, opposite to the prevailing direction of the surface currents. This seems to be in agreement with recent current measurements by Wooster and Gilmartin (MS); (2) the total mass transport between latitudes 4° N and 6° N is to the eastward in both February and August, in contrast to surface conditions, where eastward flow does not occur in the northern hemisphere winter; (3) the total mass transport between latitudes 13° S and 15° S is to the east, which agrees

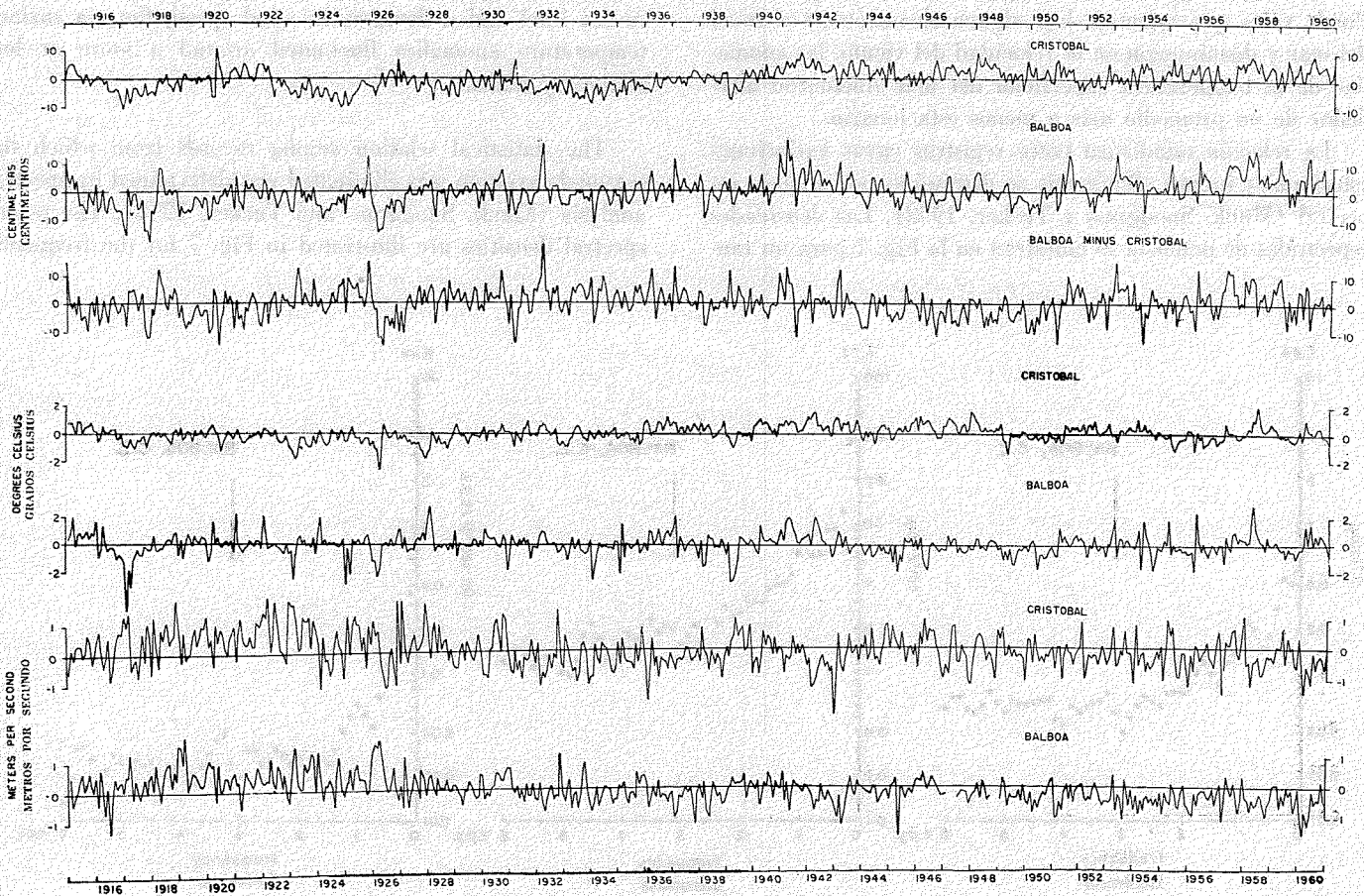


Fig. 6. Nivel del mar, temperaturas de la superficie del mar y anomalías del viento de las correspondientes medias mensuales de largo término en Balboa y Cristóbal, Panamá (Registros de datos proporcionados por la Compañía del Canal de Panamá).

Fig. 6. Sea level, sea surface temperature and wind anomalies from the respective long term monthly means at Balboa and Cristobal, Panama (Data records furnished by the Panama Canal Company).

latitudes 13° S y 15° S va al este, lo cual está de acuerdo en general con los cálculos geostróficos de Reid (1959); (4) el cambio del campo de direcciones de corriente entre Febrero y Agosto es considerable. Todo eso indicaría, que el océano responde barotrópicamente a cambios en el remolino del esfuerzo del viento. El tiempo de respuesta barotrópica es del orden de pocos meses (Sarkisyan, 1957). Sin embargo, una respuesta baroclínica es mucho más lenta (Welander, 1959).

ALGUNOS ASPECTOS ESTADÍSTICOS DE LA SURGENCIA EN EL GOLFO DE PANAMA

Uno de los rasgos más notables en el Golfo de Panamá es la aparición de bajas temperaturas en la superficie del mar durante períodos de fuertes vientos nortes (Schott, 1931; Fleming 1934, 1941; Schaefer, Bishop y Howard, 1958). Ya que se han obtenido registros continuos de temperatura superficial del mar, nivel del mar y viento por la Compañía del Canal de Panamá por más de cincuenta años, es interesante saber cómo están relacionadas estas variables entre sí, en sentido estadístico. En la Fig. 6 se muestran las desviaciones de las mencionadas variables respecto a los correspondientes promedios mensuales para el período 1915 a 1960. Puede verse que mientras hay alguna elevación en el nivel del mar y disminución en la velocidad del viento, las anomalías de la temperatura superficial del mar fluctuaron alrededor de un promedio más o menos estacionario.

La relación estadística entre registros cuyas variaciones estacionales fueron eliminadas se determinó por análisis espectral (Munk, Snodgrass y Tucker, 1958). Las densidades espectrales de potencia se muestran en la Fig. 7 para un ran-

roughly with geostrophic calculations by Reid (1959); (4) the change of stream line field from February to August is considerable. All this would indicate, that the ocean responds barotropically to changes in the curl of the wind stress. The barotropic response time is in the order of few months (Sarkisyan, 1957). A baroclinic response however, is much slower (Welander, 1959).

SOME STATISTICAL ASPECTS OF UPWELLING IN THE GULF OF PANAMA

One of the outstanding features in the Gulf of Panama is the occurrence of low temperatures at the sea surface during periods of strong northerly wind (Schott, 1931; Fleming, 1934, 1941; Schaefer, Bishop and Howard, 1958). Since continuous records of sea surface temperature, wind and sea level have been kept by the Panama Canal Company for over fifty years, it is of interest to note how these variables are related to each other in a statistical sense. In Fig. 6 are shown the deviations of the above mentioned variables from the respective monthly means over the period 1915 to 1960. It is seen that while there was some rise in sea level and a decrease in wind speed, the sea surface temperature anomalies fluctuated around a more or less stationary mean.

The statistical relation among records from which the seasonal variation was eliminated was determined by spectral analysis (Munk, Snodgrass and Tucker, 1958). The power spectral densities are illustrated in Fig. 7 for the frequency

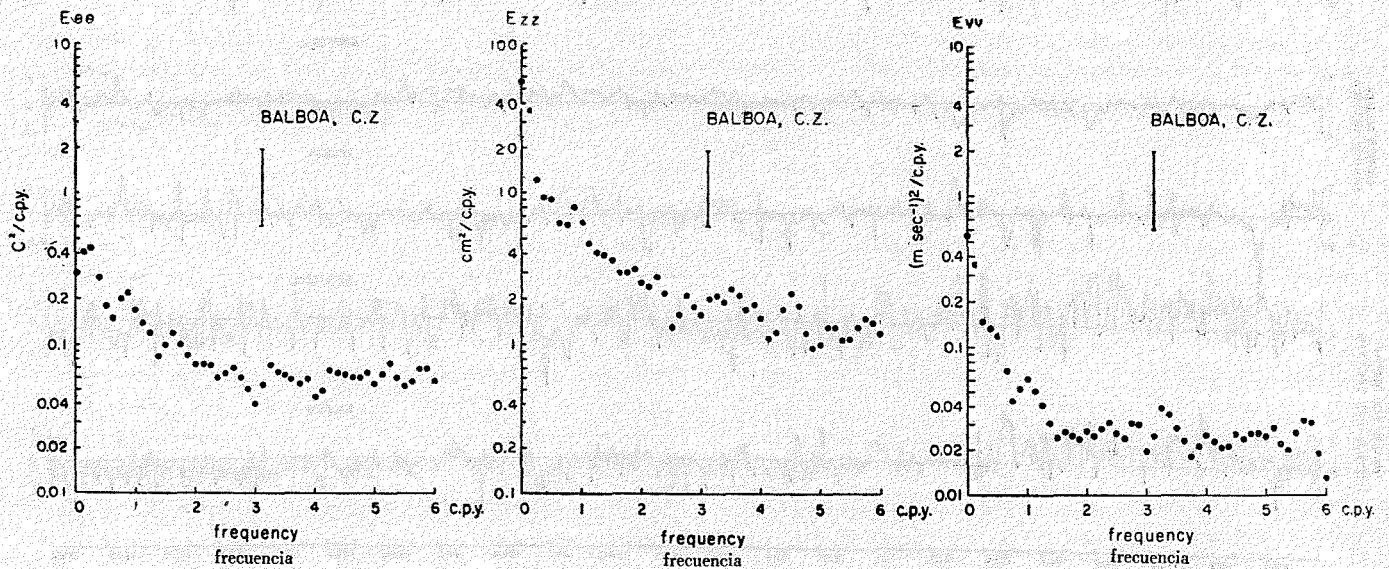


Fig. 7. Densidades espectrales de potencia de nivel del mar (E_{zz}), temperaturas de la superficie del mar ($E_{\theta\theta}$) y anomalías de viento (E_{vv}). La línea vertical indica los límites del 95% de confianza.

Fig. 7. Power spectral densities of sea level (E_{zz}), sea surface temperature ($E_{\theta\theta}$) and wind (E_{vv}) anomalies. The vertical line indicates the 95% confidence limits.

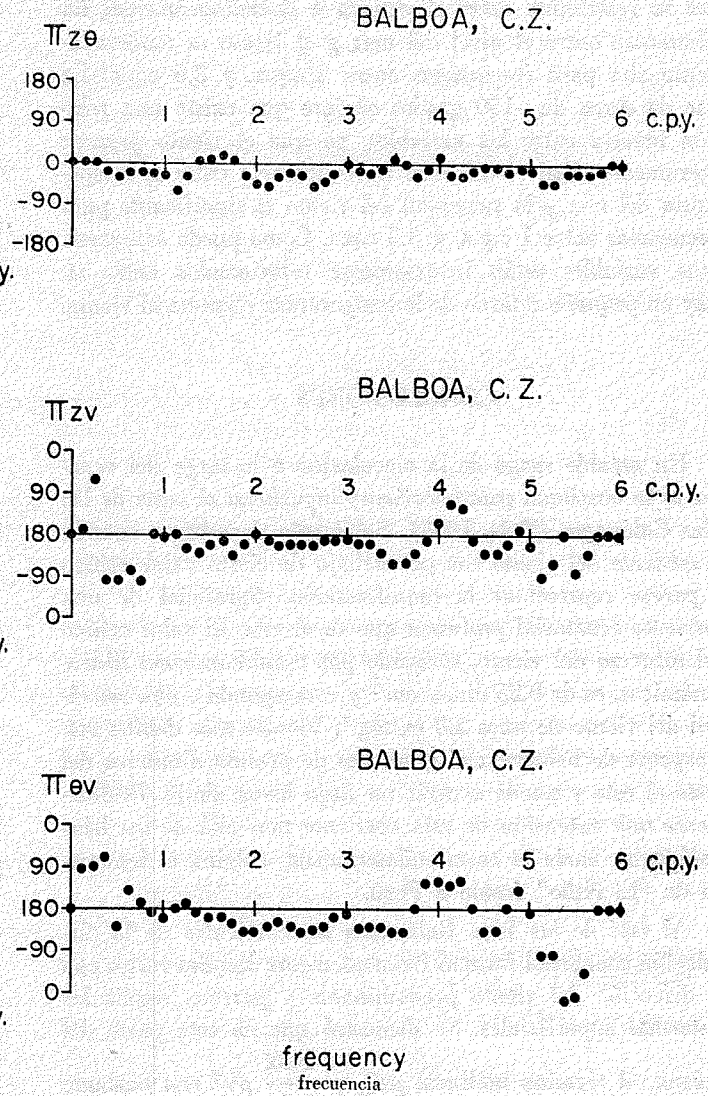
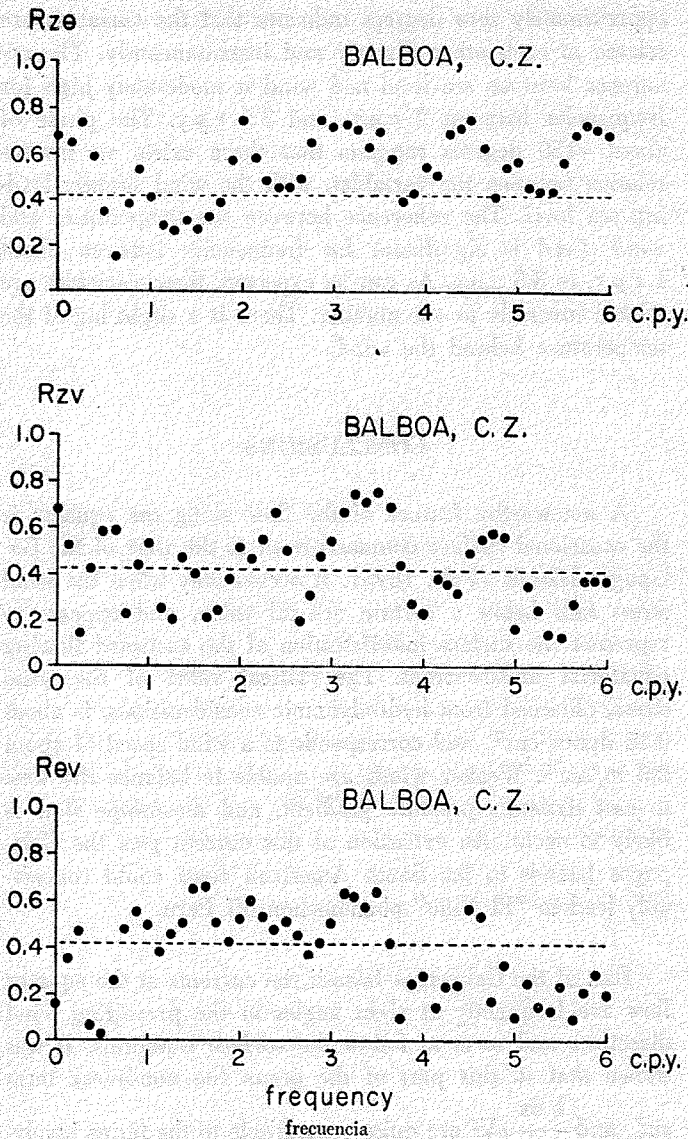


Fig. 8. Coherencia (R) y fase (π) entre el nivel del mar y la temperatura de la superficie del mar ($z\theta$), nivel del mar y viento (zv) y temperaturas de la superficie del mar y anomalías de viento (θv). La línea horizontal indica los límites aproximados de 95% de confianza.

Fig. 8. Coherence (R) and phase (π) between sea level and sea surface temperature ($z\theta$), sea level and wind (zv) and sea surface temperature and wind (θv) anomalies. The horizontal line indicates the approximate 95% confidence limits.

go de frecuencia entre 0 y 6 ciclos por año (c.p.a.). La línea vertical se refiere a los límites de 95% de confianza del espectro. Puede verse que la potencia decrece rápidamente desde 0 c.p.a. hasta cerca de 2 c.p.a. y que queda casi constante desde esa cifra hasta 6 c.p.a. La potencia total contenida en el espectro a nivel del mar sube a 25.2 (cm)^{-2} c.p.a., en el espectro de temperatura superficial del mar a 0.62 C^{-2} c.p.a. y en el espectro del viento a $0.29 \text{ (m sec}^{-1})^2$. No hay picos significantes en los espectros, lo que indica la ausencia de periodicidades en los registros de anomalías.

La coherencia entre pares de variables se muestra en la Fig. 8, donde la línea horizontal discontinua se refiere a los límites aproximados de 95% de confianza. Existe una buena coherencia entre el nivel del mar y la temperatura superficial del mar para frecuencias entre 2 c.p.a. y 6 c.p.a. y la

range between 0 and 6 cycles per year (c.p.y.). The vertical line refers to 95% confidence limits of the spectra. It is seen that the power decreases rapidly from 0 c.p.y. to about 2 c.p.y., and that it remains rather constant from there to 6 c.p.y. The total power contained in the sea level spectrum amounts to $25.2 \text{ (cm)}^2 \text{ c.p.y.}$, in the sea surface temperature spectrum to $0.62 \text{ C}^2/\text{c.p.y.}$ and in the wind spectrum to $0.29 \text{ (m sec}^{-1})^2$. There are no significant peaks in the spectra, indicating the absence of periodicities from the anomaly records.

The coherence between pairs of variables is shown in Fig. 8, where the dashed horizontal line refers to the approximate 95% confidence limits. There is good coherence between sea level and sea surface temperature for frequencies between 2 c.p.y. and 6 c.p.y., and the phase of

fase de cero grados aproximadamente indica que las variables se relacionan entre sí directa e instantáneamente. La coherencia entre el nivel del mar y el viento es moderadamente alta para frecuencias entre 2 c.p.a. y 3.5 c.p.a. La fase de cerca de -150 grados sugiere que existe una relación inversa entre las variables, ya que el viento precede ligeramente al nivel del mar. La coherencia entre la temperatura del mar y la velocidad del viento es significativa para frecuencias entre 1 c.p.a. y 3.5 c.p.a. Como puede esperarse, estas variables están inversamente relacionadas entre sí. Hay un pequeño retardo de la temperatura respecto al viento.

CONCLUSIONES

Un notable rasgo de la circulación a lo largo del ecuador es la ocasional contracorriente superficial al oeste de las Islas Galápagos (Puls, 1895). Solamente tiene lugar cuando el esfuerzo del viento cae por debajo de cierto valor crítico y parece representar la manifestación superficial de una corriente ecuatorial profunda que va al este. El valor crítico del esfuerzo del viento, obtenido por consideraciones hidrodinámicas, es de 0.25 dinas/cm² y corresponde a una velocidad del viento de unos 2.8 m/seg⁻¹. Vientos más débiles son incapaces de balancear el gradiente de presión dinámica del oeste al este y puede ocurrir un flujo hacia abajo. Posiblemente una extensión de esta corriente más allá de las Islas Galápagos, hacia la costa sudamericana, origina el fenómeno de "El Niño" frente a Perú.

Al este de las Islas Galápagos las corrientes de la circulación ecuatorial forman frecuentemente ángulos rectos con la dirección del viento predominante y parecen seguir las isotermas superficiales. Se demostró que en esta parte del océano, el término no-lineal $\rho u \zeta_z$ y $\frac{1}{2} \frac{\partial x}{\partial y} \rho V^2$ son bastante comparables a los términos que incluyen el gradiente de presión de norte a sur y el esfuerzo del viento y que la componente vertical de la vorticidad relativa 3_z es positiva (cerca de $3 \cdot 10^{-6}$ /seg⁻¹).

Un examen de las líneas de corriente del transporte de masa total, computadas por observaciones del viento en cuadrados de dos grados de latitud y longitud, mostró que la circulación a lo largo de la costa peruana va hacia el sur, en oposición a la dirección de las corrientes superficiales. Entre las latitudes 4° N y 6° N la circulación va hacia el este, tanto en verano como en invierno, en contraste con las condiciones superficiales donde la circulación hacia el este sólo tiene lugar durante el verano del hemisferio norte.

Un análisis estadístico de largos registros de temperatura superficial del mar, nivel del mar y viento en el Golfo de Panamá mostró que la temperatura y el nivel del mar son inversamente proporcionales al viento, como es típico de las regiones de surgencia. El espectro de potencia indicó que casi todo el valor de estas variables está concentrado en las bajas frecuencias y que no hay periodicidades significantes en los espectros.

approximately zero degrees indicates that the variables are related to each other directly and instantaneously. The coherence between sea level and wind is moderately high for frequencies between 2 c.p.y. and 3.5 c.p.y. The phase of about -150 degrees suggests that there exists an inverse relation between the variables, with the wind slightly leading sea level. The coherence between sea temperature and wind speed is significant for frequencies between about 1 c.p.y. to 3.5 c.p.y. As can be expected, these variables are related inversely to one another. There is a slight lag of the temperature behind the wind.

CONCLUSIONS

A noteworthy feature of the flow along the equator is the occasional surface countercurrent to the west of the Galapagos Islands (Puls, 1895). It occurs only when the wind stress falls below a certain critical value, and appears to represent the surface manifestation of the eastward flowing equatorial undercurrent. The critical value of the wind stress, obtained from hydrodynamic considerations, is about 0.25 dynes/cm², and corresponds to a wind speed of about 2.8 m/sec⁻¹. Weaker winds are unable to balance the west to east dynamic pressure gradient, and downslope flow is likely to occur. An extension of this current past the Galapagos Islands to the South American coast could conceivably lead to "El Niño" phenomenon off Peru.

East of the Galapagos Islands the currents at the equator flow are frequently at right angles to the prevailing wind direction, and seem to follow the surface isotherms. It was shown that in this part of the ocean the non-linear term $\rho u \zeta_z$ and $\frac{1}{2} \frac{\partial x}{\partial y} \rho V^2$ are quite comparable to the terms involving the north to south pressure gradient and the wind stress, and that the vertical component of the relative vorticity, 3_z , is positive (about $3 \cdot 10^{-6}$ /sec⁻¹).

An examination of the total mass transport stream lines computed from wind observations in two degree squares of latitude and longitude showed that the flow along the Peruvian coast is to the south ward, opposite to the direction of the surface currents. Between latitudes 4° N and 6° N the flow is to the eastward in both summer and winter in contrast to surface conditions, where eastward flow occurs only during northern hemisphere summer.

A statistical analysis of long sea surface temperature, sea level and wind records in the Gulf of Panama showed that temperature and sea level are related inversely to the wind, as is typical of upwelling regions. The power spectra indicated that most of the power of these variables is concentrated at low frequencies, and that there are no significant periodicities in the spectra.

AGRADECIMIENTOS

Me fueron considerablemente provechosas muchas discusiones con Kozo Yoshida. También doy las gracias a R. S. Arthur, R. A. Barkley, E. Bennet, M. Blackburn, C. S. Cox, G. W. Groves, J. D. Isaacs, y J. L. Reid, Jr., por sus valiosas sugerencias y a W. H. Esslinger, de la Compañía del Canal de Panamá, por proporcionarme muchos registros. Además, estoy en deuda con el Centro Occidental de Procesamiento de Datos de la Universidad de California, Los Angeles y con la Sra. Terry Gárate, quien se tomó el trabajo de hacer el resto de los cálculos de escritorio.

Este trabajo fue apoyado en parte por los Programas de Investigación de la Vida Marina y de Investigación Oceanográfica Scripps del Atún. Los fondos para el último proyecto fueron proporcionados por el U. S. Bureau of Commercial Fisheries bajo Contrato Núm. 14-17-007-1, originalmente destinados por la Ley del 1 de Julio de 1954 (68 Stat. 376), generalmente conocida como la Ley Saltonstall-Kennedy.

ACKNOWLEDGEMENTS

I have benefited considerably from many fruitful discussions with Kozo Yoshida. Thanks are also due to R. S. Arthur, R. A. Barkley, E. Bennett, M. Blackburn, C. S. Cox, G. W. Groves, J. D. Isaacs, and J. L. Reid, Jr., for offering helpful suggestions, and to W. H. Esslinger, of the Panama Canal Company, for furnishing many records. I am further indebted to the Western Data Processing Center of the University of California, Los Angeles, and to Mrs. Terry Garate, who painstakingly did the remaining desk calculations.

This work was supported in part by the Marine Life Research and the Scripps Tuna Oceanographic Research Programs. Funds for the latter project were provided by the U. S. Bureau of Commercial Fisheries under Contract No. 14-17-007-1, originally made available under the Act of 1 July 1954 (68 Stat. 376), commonly known as the Saltonstall-Kennedy Act.

BIBLIOGRAFIA

- ARTHUR, R. S. 1960. A review of the calculation of ocean currents at the equator. *Deep Sea Res.*, 6:287-297.
- BJERKNES, J. A. B. 1961. El Niño study based on analysis of ocean surface temperatures 1935-1957. *Bull. Inter-American Tropical Tuna Comm.*, 5(3):217-303.
- CHAPEL, L. T. 1927. Winds and storms in the Isthmus of Panama. *Mo. Weather Rev.*, 55(12):519-530.
- 1934. The significance of air movements across the equator in relation to development and early movement of tropical cyclones. *Mo. Weather Rev.*, 62(12):433-438.
- CHARNEY, J. 1960. Non-linear theory of a wind driven homogeneous layer near the equator. *Deep Sea Res.*, 6:303-310.
- CROMWELL, T., R. B. MONTGOMERY & E. D. STROUP. 1954. Equatorial undercurrent in the Pacific revealed by new methods. *Science*, 119:648-649.
- DUPERREY, M. L. I. 1829. *Voyage autour du monde sur la corvette de Sa Majesté, "LA COQUILLE", pendant les années 1822, 1823, 1824 et 1825. Hydrographie.* Paris, Arthur Bertrand, 133 pp.
- FLEMING, R. H. 1934. U. S. S. "HANNIBAL" temperature and salinity data. *U. S. Hydrographic Office, H. O. 212*, 38 pp.
- 1941. A contribution to the oceanography of the Central American Region. *Proc. Sixth Pacific Sci. Congr.*, 3:167-175.
- FOPONOFF, N. P. 1954. Steady flow in a frictionless homogeneous ocean. *Jour. Mar. Res.*, 15(3):254-262.
- 1955-1961. Mass transport calculation in the North Pacific Ocean. Fisheries Research Board Canada. Pacific Oceanic Group, Nanaimo, B. C. (Manuscript series).
- HIDAKA, K. 1958. Computation of wind stress over the oceans. *Rec. Ocean. Works Japan*, 4(2):77-123.
- 1961. Equatorial flow and inertia terms. *Rec. Ocean. Works Japan*, 6(1):129-35.
- HUMBOLDT, A. v. 1814. *Voyage aux Régions Equinoxiales.* Paris, F. Schoell, 1 vol.
- ICHIYE, T. 1960. On long waves in a stratified equatorial area caused by a travelling disturbance. *Deep Sea Res.*, 6:16-37.
- KNAUSS, J. A. 1960. Measurements of the Cromwell Current. *Deep Sea Res.*, 6:265-286.
- 1961. The structure of the Pacific Equatorial Countercurrent. *Jour. Geophys. Res.*, 66(1):143-155.
- KNOCH, K. 1930. *Klimakunde von Südamerika. Handbuch der Klimatologie*, II (6). Berlin, Borntraeger Verlag, 349 pp.

BIBLIOGRAPHY

- PULS, C. 1895. Oberflächentemperaturen und Strömungsverhältnisse des Äquatorialgürtels des Stillen Ozeans. Doctoral dissertation, Marburg (Also in *Archiv Deutsche Seewarte*, 28(1) :
- REID, Jr., J. L. 1959. Evidence of a South Equatorial Countercurrent in the Pacific Ocean. *Nature*, 184:209-210.
- REID, R. O. 1948. The equatorial currents of the eastern Pacific as maintained by stress of the wind. *Jour. Mar. Res.*, 7:74-99.
- RODEN, G. I. 1960. On the nonseasonal variations in sea level along the west coast of North America. *Jour. Geophys. Res.*, 65(9) :2809-2826.
- SARKISYAN, A. S. 1957. Theory of transient wind currents in an isotropic ocean. *Bull. Acad. Sci. U.S.S.R., Geophys. Ser.*, 10:37-43.
- SCHAEFER, M. B., Y. M. BISHOP & G. V. HOWARD. 1958. Some aspects of upwelling in the Gulf of Panama. *Bull. Inter-American Tropical Tuna Comm.*, 3(2) :77-132.
- SCHOTT, G. 1931. Der Peru Strom und seine nördlichen Nachbargebiete in normaler und anormaler Ausbildung. *Ann. Hydrogr. u. Mar. Met.*, 59:161-169; 200-213; 240-252.
- 1935. *Geographie des Indischen und Stillen Ozeans*. Hamburg, C. Boysen Verlag, 413 pp.
- 1938. Klimakunde der Südseeinseln. *Handbuch der Klimatologie*, IV (T). Berlin, Borntraeger Verlag, 114 pp.
- SHTOKMAN, V. B. 1948. *Ekvatorialnye protivotecheniya v okeanakh* (Equatorial countercurrents in the Oceans). Leningrad, Gimis, 153 pp.
- SVERDRUP, H. U. 1947. Wind driven currents in a baroclinic ocean with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proc. Nat. Acad. Sci., Wash.*, 33:318-326.
- U. S. COAST AND GEODETIC SURVEY. 1956. Surface water temperatures at tide stations Pacific coast of North and South America and Pacific Oceans Islands. *Spec. Publ.* 280, 74 pp.
- (unpublished). Surface water temperatures at the above mentioned tide stations for 1956-1960.
- U. S. HYDROGRAPHIC OFFICE. 1947. Atlas of surface currents for the northeastern Pacific Ocean. *H. O. 570*. 12 sheets.
- (unpublished). Surface currents in one degree squares for the eastern South Pacific Ocean. Marsden squares 307, 308, 343 and 344.
- (unpublished). Mean monthly wind speeds in two degree squares for the eastern Pacific Ocean. Marsden squares 307, 308, 343, 344, and 8, 9, 10, 44, 45, 46.
- (unpublished). Mean monthly sea surface temperatures in one degree squares for the eastern Pacific Ocean. Marsden squares 307, 308, 343, 344, and 8, 9, 10, 44, 45, 46.
- VERONIS, G. 1960. An approximate theoretical analysis of the equatorial undercurrent. *Deep Sea Res.*, 6:318-327.
- VIRGIN, C. A. 1858. *Voyage autour du monde sur la fregate suédoise "L'EUGÉNIE" exécuté pendant les années 1851-1853. Physique*. Stockholm, I. P. A. Norstedt, 155 pp.
- WELANDER, P. 1959. On the vertically integrated mass transport in the oceans. In: The Atmosphere and sea in motion. *The Rossby Memorial Volume*, New York, Rockefeller Institute Press, 95-101.
- WOOSTER, W. S. 1959. Oceanographic Observations in the Panama Bight. ASKOY expedition 1941. *Bull. American Mus. Nat. Hist.*, 118(3) :117-151.
- WOOSTER, W. S. & T. CROMWELL. 1958. An oceanographic description of the eastern tropical Pacific. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*, 7(3) :169-282.
- WOOSTER, W. S. & M. GILMARTIN (MS). The Peru Undercurrent.
- YOSHIDA, K. 1959. A theory of the Cromwell Current (the equatorial undercurrent) and of equatorial upwelling. *Jour. Ocean. Soc. Japan*, 15(4) :159-171.