

BOLETIN



*de
la*

Compañía Administradora del Guano

BOLETIN

de la Compañía
Administradora
DEL GUANO

DIRECTOR:

Ing. Jefe General del Departamento Técnico

Comité de Redacción y Administración:
Personal del Departamento Técnico

VOL. XXXVII

SEPTIEMBRE, 1961

Nº 9

SUMARIO

PORTADA :

FARO DE LA ISLA GUAÑAPE SUR.—Al fondo la I. Guañape Norte. Puede verse una regular colonia de "piqueros" (*Sula variegata*). Foto: Ingº E. Gaínza B.

AGRICULTURA GENERAL :

LAS NECESIDADES DE FERTILIZANTES EN EL MUNDO. Por F. W. Parker (De: Rev. de la Potasa, Sec. 14, Berna, Abril 1961).

TRES LEGUMINOSAS TROPICALES PARA ABONO VERDE. Por Justo Ruiz M. y R. J. Laird. (De: Agricultura Técnica, Nº 11, Inv.—Vern., 1960-61).

✓ BIOLOGIA MARINA :

✓ ESTUDIO DE "EL NIÑO" BASADO EN EL ANALISIS DE LAS TEMPERATURAS DE LA SUPERFICIE DEL OCEANO DE 1935-57. Por Jacob Bjerknes (De: Comisión Interamericana del Atún Tropical, Bol. Vol. V. Nº 3, La Jolla 1961).

Este BOLETIN se publica MENSUALMENTE.

Su objeto principal es DIFUNDIR Y VULGARIZAR LOS PRINCIPIOS QUE DEBEN REGIR EN EL MEJOR CONOCIMIENTO DEL SUELO así como el ABONAMIENTO REQUERIDO y todo lo que sea de interés para el agricultor del país.

Su distribución es GRATUITA entre todos los AGRICULTORES — Teléfono 72510
ZARATE 455 — CASILLA 2147, LIMA

Estudio del Niño basado en el análisis de las temperaturas de la superficie del océano de 1935 - 57

por: **Jacok Bjerknes**

Profesor de Meteorología de la U.C.L.A.

(De: Comisión Interamericana del Atún Tropical, Bol. Vol. V, Nº 3, La Jolla, 1961)

INTRODUCCION

Este estudio dá a conocer los resultados de una investigación que, bajo el nombre de Proyecto "El Niño", ha sido efectuada en el Departamento de Meteorología de la Universidad de California, Los Angeles, a solicitud de la Comisión Interamericana del Atún Tropical y con fondos provistos por ésta. En sus primeras etapas, el proyecto fué supervisado por el Profesor M. Neiburger, pero en junio de 1959 fué transferido al Profesor J. Bjerknes, quien de este modo vino a ser el solo autor de este informe final. A los lectores interesados en los conocimientos de fondo de la meteorología marítima del Pacífico Oriental se les recomienda consultar el informe final del Profesor Neiburger intitulado "Subtropical Pacif Meteorology Project". Este informe, sometido a la "Office of Naval Research" en septiembre de 1958 sumariza los resultados de todos los sondeos meteorológicos efectuados en el mar desde 1949 en el área entre California en el norte y Perú en el sur. Todos los sondeos frente al Ecuador y el Perú fueron hechos por la Expedición "Shell-back" durante el mes de julio de 1952. Importante como fué esta primera exploración

de la atmósfera sobre el Pacífico Ecuatorial del Este, ni siquiera comenzó a explorar "El Niño" en sí, que se confina a la estación de verano en el sur y, más aún, sólo alcanza proporciones catastróficas en unos pocos años excepcionales.

Desde luego que habría sido muy deseable haber hecho sondeos en el Pacífico Oriental Tropical durante una estación de verano del sur, a pesar de que la oportunidad de dar con las verdaderas condiciones de "El Niño" es pequeña ciertamente. Como se demostrará en este informe, la estructura atmosférica durante un verano de "El Niño" y durante un verano promedio es cualitativamente similar, difiriendo probablemente sólo en la extensión e intensidad de la lluvia del tipo característico de la zona de calmas ecuatoriales que se extiende sobre las aguas cálidas al sur del ecuador.

Este particular fenómeno meteorológico será pronto reportado fotográficamente desde satélites del tipo "Tiros" o (posteriormente) de "Nimbus" que son especiales para reportar el estado del tiempo. Con esta clase de datos a mano puede llegar a ser posible descubrir

los primeros movimientos del desarrollo de "El Niño" en el mar, con tiempo suficiente para prevenir sobre este fenómeno a las pesquerías costeras.

La investigación de la cual se informa en el presente trabajo se basa principalmente en un detallado análisis de los patrones estacionales de la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Oriental Tropical. Los datos, que tienen su fuente en la navegación comercial, han sido suministrados gracias a la amable cooperación del equipo de oceanógrafos y meteorologistas del "U.S. Fish & Wildlife Service" en Stanford, California, dirigidos por el Dr. Oscar E. Sette. El análisis continuado de los datos en la Universidad de California, Los Angeles, ha estado a cargo del Dr. S. V. Venkateswaran y del Sr. C. Riegel. Otros datos sobre perfiles oceanográficos transecuoriales al este de las Islas Galápagos han sido suministrados por el Sr. E. B. Bennett, oceanógrafo de la Comisión Interamericana del Atún Tropical, y han demostrado ser de un gran valor para la comprensión de la dinámica del océano envuelta en el cambio estacional del patrón de las aguas de las Corrientes Ecuatorial y del Perú.

RESUMEN

El examen de los extensos registros de que se dispone sobre la presión atmosférica en el Perú muestra que agosto es el mes de la presión máxima y marzo el de la mínima. En consecuencia, las distribuciones de la presión en el Pacífico Oriental correspondientes a los meses citados han sido seleccionadas para ilustrar los extremos de fines del invierno y de fines del verano en la oscilación anual de la circulación atmosférica. El extremo correspondiente a marzo, si llega a sobrepasar apreciablemente la amplitud normal, representa las condiciones de "El Niño". Los patrones de la temperatura de la superficie del océano correspondientes a fines del invierno y fines del verano son estudiados en cuanto a su dependencia sobre la gran escala de distribución del viento. El patrón de marzo muestra algunas características que no pueden aceptarse como causadas solamente por los vientos, particularmente la lengua de aguas cálidas fuera de la zona de afloramiento del Perú en donde todo el año soplan los vientos del SE. Pueden con-

siderarse dos explicaciones alternativas sobre las causas del calentamiento *in situ* y/o la advección de agua cálida: ya sea por la existencia de una hipotética contracorriente surecuatorial o por una intermitente circulación termohalina transecuatorial al este de las Islas Galápagos. A la última alternativa de la advección se le puede dar un soporte observacional definitivo de acuerdo con el cuadrulado de 2 por 2 grados de los mapas de las temperaturas de la superficie del mar del proyecto. Dos perfiles oceánicos transecuoriales tomados cerca de los 84° W. en noviembre de 1955, con más o menos una semana de diferencia, dan mayor ilustración del proceso dinámico implicado.

El control meteorológico sobre la presentación de "El Niño" debe descansar en la fuerza ligeramente fluctuante de los vientos alisios. La debilidad de los vientos alisios del norte en toda la extensión del océano en una secuencia de años permitiría que un volumen de aguas cálidas mayor que el normal se juntara en el Pacífico Tropical Oriental al norte del ecuador, aumentando así las oportunidades para una invasión de esas aguas sobre las áreas oceánicas normalmente ocupadas por las aguas de la Corriente del Perú. El debilitamiento de los vientos alisios del sur cerca de Sudamérica es un requisito previo para que el agua cálida de superficie de la circulación transecuatorial se vuelva hacia la costa peruana (por la fuerza de Coriolis) y posiblemente también para una breve aparición en el verano de la Contracorriente Ecuatorial del Sur que suple aguas cálidas hacia el Perú, según lo demostró G. Schott en relación con el excepcional año de "El Niño" de 1891.

Las estaciones de "El Niño" de 1939-41 y 1957-58 se ajustan al patrón antes descrito, a pesar de que sus anomalías oceanográficas fueron menos extremas que en 1891. Mayor número de anomalías meteorológicas locales pueden haber sido decisivas en "El Niño" de 1925. En aquel año, el impulso inicial puede haberse debido a la frecuencia y fuerza anómalas de los vientos del NW. de enero a abril observados en Balboa (Zona del Canal) a mediados del decenio 1920-1929. Estos vientos impedirían el flujo de las aguas ecuatoriales con dirección norte a lo largo de la costa de Colombia y dejarían más volumen de estas

aguas para la circulación transecuatorial y las consecuentes invasiones de "El Niño".

CAMBIO ESTACIONAL DE LA CIRCULACION ATMOSFERICA EN EL PACIFICO SUR ORIENTAL

Se dispone del registro de "Clayton World Weather Records III" (1947) de la oscilación estacional de la presión atmosférica en la costa del Perú para los años 1931 a 1940, correspondientes a dos estaciones: Lima ($12^{\circ}4'S.$, $77^{\circ}2'W.$, Hb = 128 m) y Lambayeque ($6^{\circ}42'S.$, $79^{\circ}54'W.$, Hb = 16 m). Ambas estaciones muestran un máximo de presión a fines del invierno del sur, alrededor del mes de agosto, y un mínimo definido en el mes de marzo (a fines de marzo para Lambayeque). La amplitud de la oscilación de la presión aumenta de Lambayeque, en donde el cambio de agosto a marzo es -2.2 mb, a Lima en donde es -4.4 mb. Un estudio de este cambio de presión en una escala geográfica más amplia demostrará la conexión del fenómeno de "El Niño" (en marzo) con el cambio mundial en la circulación atmosférica de la cual es una parte.

El mapa de la figura 1 muestra el cambio de presión de agosto a marzo sobre el Pacífico Oriental y las Américas (con excepción de las estaciones de alto nivel). La baja de presión observada en el Perú es parte de un descenso general de presión que se extiende en forma zonal a través del Pacífico Sur, con mayores valores alrededor de los 20° S. Sobre el Pacífico Sur Oriental, la baja de presión se extiende desde los 35° S. a los 10° N. La oscilación de la presión en la faja ecuatorial está así en concordancia con la de la parte contigua de baja latitud del hemisferio sur. Aparte de esta limitada transgresión de las condiciones del hemisferio sur a través del ecuador, el hemisferio norte exhibe con amplitud una imagen que es reflejo de los cambios simultáneos de la presión del sur. En particular, el alza de la presión de agosto a marzo frente a las costas de México y California corresponde a la baja presión más o menos igualmente fuerte frente a las costas del Perú y norte de Chile.

El mapa de los cambios de presión en la Figura 1 representa también el cambio de los

vientos geostroficados promedio, de agosto a marzo, en el sentido indicado por las flechas. Comenzando en el norte, el mapa muestra el fortalecimiento de los vientos del suroeste, que forman parte de la circulación de la expandiente baja de las Aleutianas y también el fortalecimiento de los vientos alisios del noreste frente a la costa de México; en tanto que al sur del ecuador indica el debilitamiento tanto de los vientos alisios del sureste frente al Perú como de los vientos del oeste frente a la parte central de Chile.

Estos cambios estacionales han de ser vistos en comparación con los mapas de agosto y marzo de los vectores resultantes de los vientos observados en las Figuras 2 y 3, copiados del atlas de "Monthly Meteorological Charts of the Eastern Pacific Ocean" publicado en 1956 por la "Meteorological Office of the Air Ministry in London" (M.O. 518). El mapa de agosto muestra el máximo de los vientos alisios, con un promedio de cuatro en la escala de Beaufort, extendiéndose en una zona desde frente a las costas del Perú hasta las Marquesas, mientras que la misma zona de los vientos alisios en marzo se mantiene casi todo el tiempo bajo cuatro en la escala de Beaufort. El cambio estacional en la fuerza de los vientos alisios es más pronunciado cerca del Perú que más al oeste hacia las Marquesas. De particular interés para juzgar el arrastre del viento integrado en el tiempo sobre el océano frente al Perú es también el hecho de que en los casos de vientos de fuerza siete en la escala de Beaufort, o más, éstos exceden de cinco por mes en agosto y con dificultad llegan a uno por mes en marzo.

La zona del máximo de los vientos alisios del sureste se halla alrededor de 200 km. más cerca de la costa del Perú en agosto que en marzo. En ambas estaciones, los vientos cerca de la costa están influenciados por el sistema de la brisa del mar y de la tierra y muestran menos de 60 por ciento de constancia en su dirección contra el 80 por ciento o más en la zona en que los vientos alisios alcanzan su máximo fuera del mar.

El mapa del viento de agosto muestra la curva de los vientos alisios del sureste dentro de un monzón del sur o del suroeste al cruzar el ecuador (debido al cambio en el signo de

la fuerza de Coriolis). La velocidad y constancia del monzón son mucho menores que las de los vientos alisios del sureste, de donde se origina el monzón. La zona en que los vientos monzones son débiles y cambiantes, cerca del borde de los vientos alisios del noreste, será citada en este estudio como la zona de calmas ecuatoriales. La faja de las lluvias ecuatoriales más fuertes coincide más o menos con las de las calmas ecuatoriales.

LA INFLUENCIA DE LA CIRCULACION ATMOSFERICA EN LA DISTRIBUCION DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL OCEANO

Las Figuras 4 y 5 muestran la distribución de la presión del nivel del mar en los dos meses (agosto y marzo) que fueron seleccionados para representar los puntos extremos en la oscilación estacional de la circulación atmosférica en el Pacífico Oriental. Las correspondientes distribuciones de la temperatura de la superficie del mar se muestran en las Figuras 6 y 7. En agosto, lo mismo que en marzo, el enfriamiento producido por los vientos y por la corriente impulsada por éstos al este del centro de alta presión se refleja en el curso de las isotermas de la superficie del mar. Pero, como podría esperarse, el desplazamiento de las isotermas hacia el ecuador es mucho más marcado a fines del invierno que a fines del verano. Ambas estaciones muestran el afloramiento de agua fría sobre una zona angosta a lo largo de la costa del Perú. El mapa correspondiente a marzo muestra el mismo fenómeno en la costa de la parte central de Chile. Más aún, el patrón de la temperatura del mar en este mes parece sugerir la existencia de una corriente fría que se desprende de la Corriente del Perú con dirección oeste-noroeste frente a la costa chilena en los 25° S., mientras que una lengua de agua cálida permanece entre dicha corriente y las aguas peruanas de afloramiento (ver las flechas en la Figura 7).

Las mismas características son aún más claras en la Figura 8 en donde se indica gráficamente el cambio de la temperatura del mar de agosto a marzo. A lo largo del eje de la hipotética corriente fría aparece una zona de mínima amplitud estacional, y a lo largo de la lengua de agua cálida en la Figura 7 la

amplitud alcanza el valor muy alto de 12°F. La Figura 8 debería aumentar nuestra fe en que estas características oceanográficas del Pacífico Sur que todavía no han sido debidamente exploradas permiten el establecimiento de analogías significativas con el Pacífico Norte.

El Pacífico Norte tiene una zona de cambio estacional máximo de la temperatura de superficie que se extiende desde el extremo meridional de Baja California, con dirección oeste-suroeste, hasta los 10° N., y una zona paralela de cambio estacional mínimo la cual se conecta con las aguas de afloramiento de California. Estas dos características son, por lo menos de modo formal, imágenes reflejas de la zona de cambio estacional máximo de los 20° S. hacia el noroeste hasta el ecuador, y de la zona paralela de cambio estacional mínimo de los 30° S. cerca de Chile. La línea de simetría de este reflejo es, estrictamente hablando, no el ecuador geográfico sino el ecuador meteorológico que coincide más o menos con la línea cero del cambio estacional de temperatura.

Continuando un poco más sobre el tema del reflejo de imágenes encontramos que el afloramiento costero del centro de Chile es análogo al afloramiento de California; ambos constituyen fenómenos del verano y contribuyen a un descenso de la amplitud estacional de la temperatura de superficie. El afloramiento costero peruano, que alcanza su intensidad máxima en el invierno, no encuentra un reflejo exacto por la falta de analogía de la orientación de las líneas costeras en latitudes bajas. (En el hemisferio norte, una analogía más cercana a la de las aguas peruanas se encuentra en el Atlántico en el extremo sur de la zona africana de afloramiento, en donde los vientos alisios del noreste son paralelos a la costa y alcanza su máxima fuerza en el invierno).

Para un completo entendimiento del fenómeno de "El Niño", es esencial conocer el origen del agua cálida de superficie en el verano, fuera de la zona peruana de afloramiento. La Figura 7 sugiere que a fines del verano una rama de una contracorriente surecuatorial puede tal vez encontrar su camino hacia el Perú y virar con dirección al sureste fuera de

las aguas de afloramiento. En esa estación, agua de 80°F. se encuentra al sur de las Islas Galápagos y puede en parte deber su calentamiento a la advección de una contracorriente surecuatorial desde el depósito más al oeste con aguas todavía más calientes. Al sur del ecuador, en longitudes al oeste de las Islas Galápagos, hay evidencia de flujo geostrófico con dirección este (Austin, 1960 I y II). El perfil de "Hugh M. Smith" en los 112°-113° W. en noviembre de 1955 muestra el flujo geostrófico con dirección este entre el ecuador y los 4° S., pero la contracorriente a ese estado no tenía un alcance suficiente como para subir la temperatura más arriba de 70° F. La misma corriente, de persistir hasta avanzado el verano en el hemisferio sur, desde luego que aportaría aguas más calientes hacia el área al sur de los Galápagos.

La misma ondulación de la termoclina, que en noviembre marca el límite sur del flujo geostrófico hacia el este, se encontró en dos perfiles transecuatoriales de la "Shellback" en los 4° S. y 113° W. y en los 4° S. y 96° W., ambos de junio de 1952 (Wooster y Cromwell, 1958). Sin embargo, en aquella estación los vientos alisios del sur son en realidad demasiado fuertes y persistentes como para que se produzca un flujo de aguas de superficie con dirección este.

Las indicaciones geostróficas antes mencionadas sobre un ensanchamiento de la Corriente de Cromwell hasta un límite sur cerca de los 4° S., observadas a diversas longitudes al este de los 113° W., hacen comprensible la aparición del flujo superficial con dirección este en ocasiones en que el viento del este es débil o desaparece. Schott (1931) registra una deriva "ocasional" de superficie desde el oeste, al sur del ecuador y al oeste de las Galápagos, en su mapa de las corrientes oceánicas correspondiente al período febrero-marzo de años normales. Pero en su mapa del excepcional mes de marzo del año 1891, las condiciones son realmente extremas. La Corriente de Cromwell se ve que emerge a la superficie con dirección al oeste de las Galápagos, entre los 3° S. y 1° N., pasa a través y al sur del archipiélago y continúa hacia Sudamérica como una corriente de superficie que cubre un ancho desde cerca del ecuador hasta los 4° S.

Esta corriente cálida de superficie proveniente del oeste también causó anomalías en la atmósfera. Las Islas Galápagos, rodeadas de aguas ecuatoriales, recibieron fuerte lluvia del tipo del de la zona de las calmas ecuatoriales. Estas zonas que, como su nombre lo indica, se caracterizan por calmas y por suaves vientos variables, fueron observadas muy al sur del ecuador entre las Galápagos y el continente, de modo que el arrastre del viento integrado en el tiempo no fué obstáculo para la corriente cálida del oeste. Dentro de los vientos alisios del SE., entre los 7° S. y 10° S. y los 81° hasta los 83° W., algunos barcos no registraron corriente alguna, lo que indica que la corriente anómala con dirección este dobló allí hacia el sureste, paralela a la costa del Perú, cuando estaba a punto de convertirse en una subcorriente. Se registró lluvia en la misma región a la altura de los 7° S. y 83° W., indicando una intensidad tal de calentamiento del aire producido por el océano, como normalmente sólo ocurre cuando los vientos alisios, como un monzón, cruzan el ecuador.

Las aguas de afloramiento, presentes normalmente a lo largo de la costa del Perú, fueron cubiertas por el agua cálida de "El Niño" desde el oeste hasta tan al sur como el Callao (12° S.) en donde la temperatura del agua alcanzó cerca de 80° F.

Esta condensada historia de "El Niño" de 1891, tomada de Schott (1931), podría difícilmente ponerse en duda, ya que está basada en un técnico análisis crítico de los archivos sobre observaciones de la "Deutsche Seewarte" complementadas y confirmadas por informes de la costa (incluyendo las investigaciones de Eguiguren de 1894 sobre la lluvia catastrófica de 1891). La anomalía meteorológica responsable de la anteriormente descrita anomalía oceanográfica debe de ser un debilitamiento general de los vientos alisios en el océano, a tal extremo que la Subcorriente de Cromwell puede aparecer también en la superficie. Solamente cuando ocurre tan rara anomalía se concibe que una ola de fuerte calor, que invade la atmósfera al sur del ecuador, pueda extender la zona de calmas ecuatoriales con dirección sur. El inherente debilitamiento o eliminación de los vientos alisios del sur cerca del ecuador permitiría entonces que la corriente oceánica anormalmente cálida persista por una estación completa de fines de verano.

La idea de Schott de la aparición durante parte del tiempo de una corriente cálida con dirección este, tanto al oeste como al este de las Galápagos, ha reaparecido recientemente en la literatura oceanográfica. J. Knauss (1960), en su estudio referente a las mediciones de la Corriente de Cromwell, dedica parte de su exposición final a la cuestión de que si la corriente puede ser a veces de superficie. Aún más, cualquier modelo dinámico de movimiento del agua que tenga lugar en el ecuador bajo la influencia de un gradiente con presión hacia el este y de un impulso del viento con dirección oeste (Arthur, 1960; Charney, 1960; Veronis, 1960, etc.), debe mostrar un movimiento hacia el este no solamente en la profundidad sino también en la superficie cuando la fuerza del viento disminuye debajo de un valor crítico. Más adelante (Figura 34) mostraremos indicaciones de que ese debilitamiento de los vientos alisios del Pacífico puede haber ocurrido en 1891 con una intensidad jamás igualada después.

A pesar de que "El Niño" es un fenómeno del hemisferio sur, tendremos que referirnos a menudo a la oceanografía de la capa superficial del mar en el hemisferio norte. En consecuencia, las Figuras 9 y 10 muestran mapas de la deriva promedio de superficie de la región norecuatorial del Pacífico Oriental en los dos meses extremos, agosto y marzo (tomado de Cromwell y Bennett, 1959).

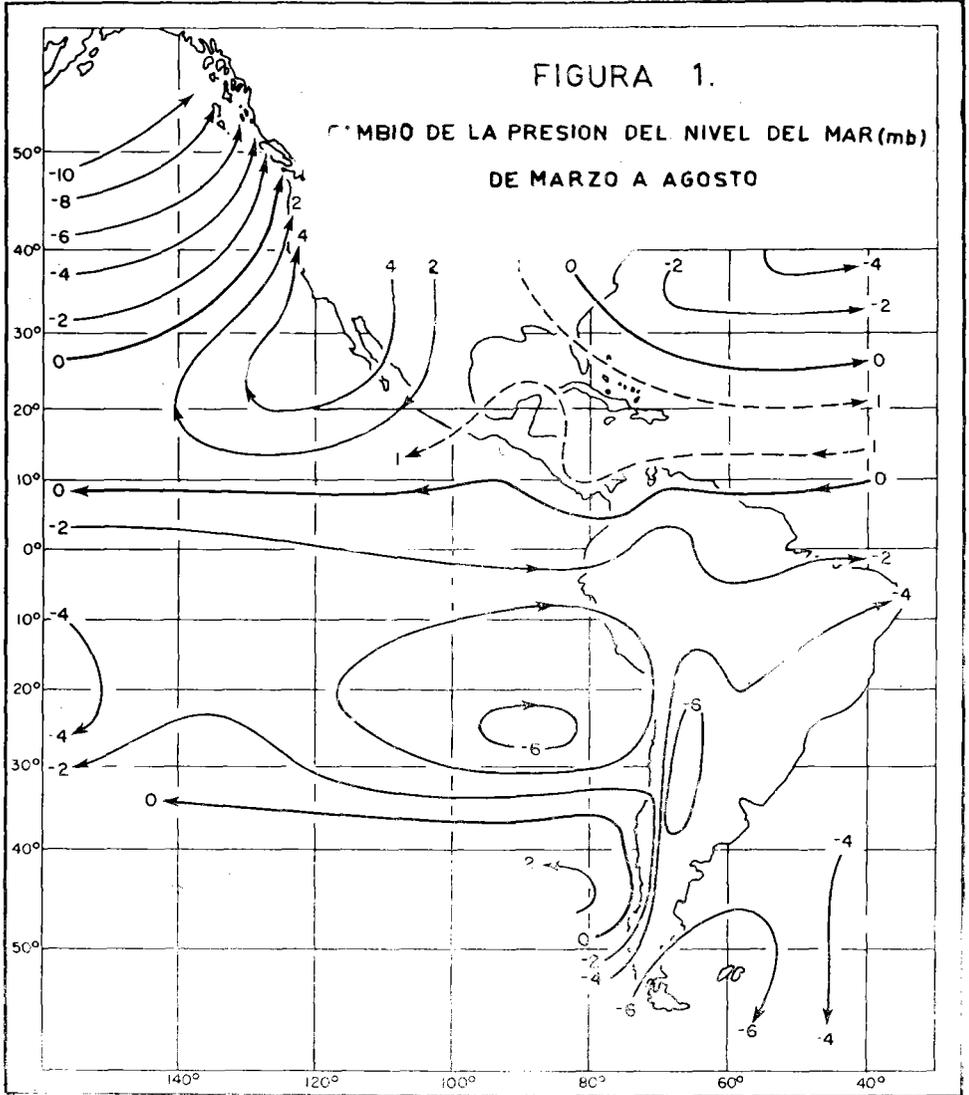
La Contracorriente Ecuatorial que se mueve hacia el este en el hemisferio norte es visible todo el año en la superficie, pero es un fenómeno de mucho más extensión y prominencia a fines del verano del norte que a fines del invierno en el mismo hemisferio. La parte de la contracorriente que muestra el mapa de agosto (Figura 9) ocupa toda la faja de los 4° N. a los 9° N. situada bajo los vientos suaves del monzón del sur (Figura 2). Sin embargo, a fines del invierno, la mayor parte de esta misma faja se encuentra bajo la influencia del arrastre de los vientos alisios del nor-

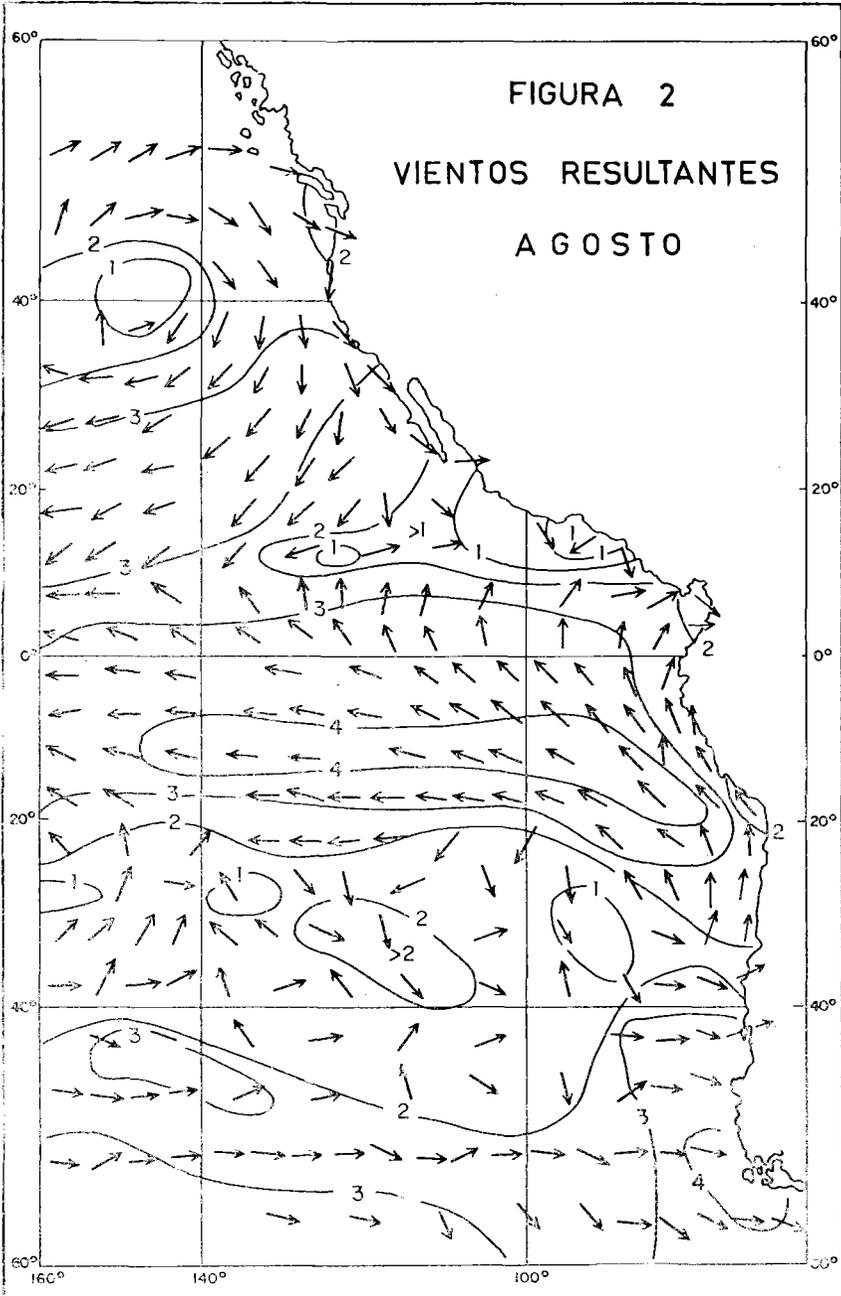
este (Figura 3) que elimina todo el flujo este en la superficie, al oeste de los 93° W. Al este de esta longitud, los vientos alisios son más débiles localmente a sotavento de la América Central, y permite que se mantenga el flujo de superficie con dirección este (Figura 10).

El agua cálida al norte del ecuador participa así en el mes de agosto en el flujo zonal de superficie hacia el oeste cerca del ecuador y hacia el este entre los 4° N. y 9° N., mientras que, en marzo, el flujo de superficie gira alrededor de un centro anticiclónico cerca de los 5° N., 87° W. El centro anticiclónico coincide también con una depresión de la termoclina de más de 50 m. de profundidad (Cromwell, 1958). La correspondiente característica de la termoclina en agosto es una concavidad zonal cerca de los 4° N., o sea en el mismo lugar en que el campo del movimiento en la superficie muestra la fricción anticlónica entre el flujo hacia el oeste y el flujo hacia el este.

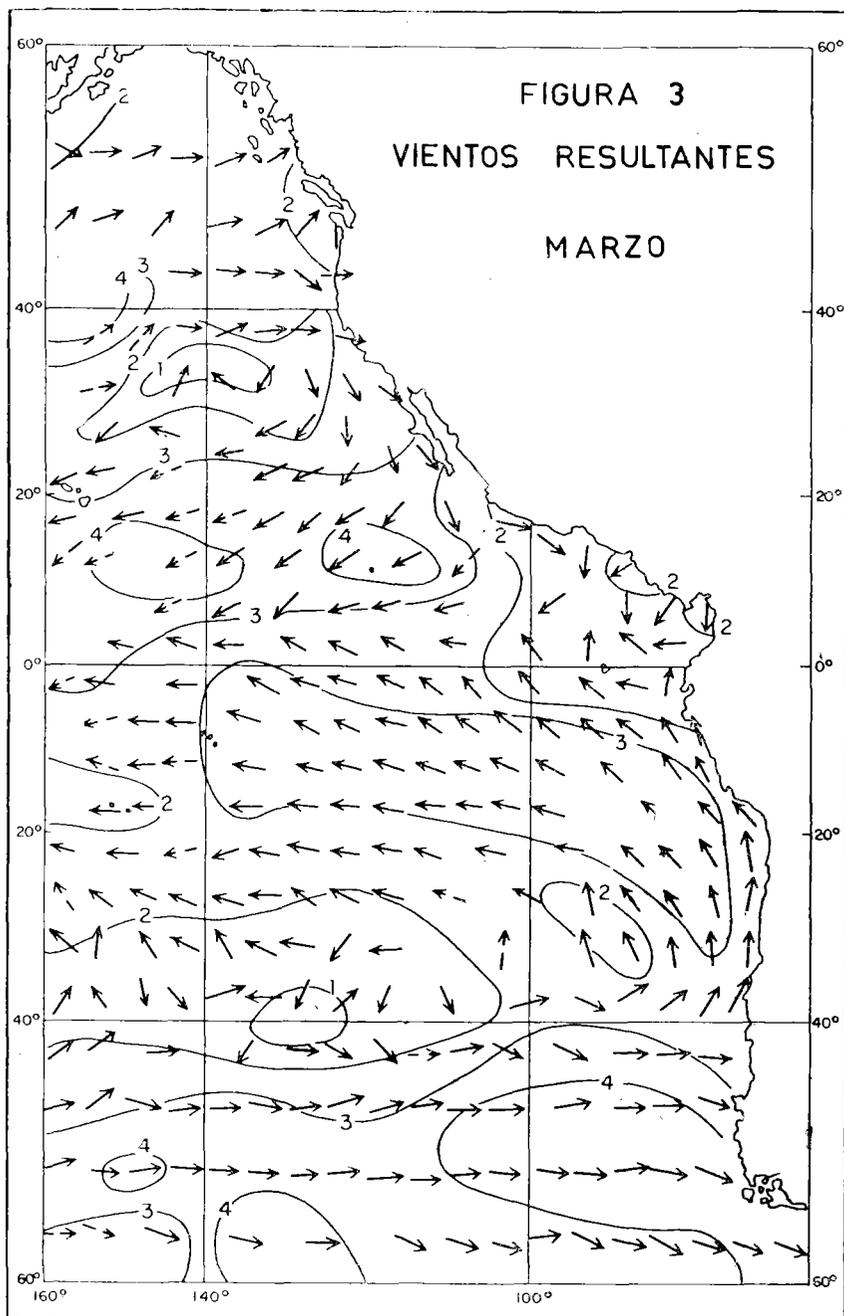
El agua cálida de la región ecuatorial del hemisferio norte colinda con el agua fría de la Corriente del Perú, un poco al norte del ecuador en promedio. En el invierno del sur, la Corriente del Perú atraviesa el ecuador entre la costa y los 84° W., como se ve en la Figura 9. Lo mismo ocurre durante cualquier mes de marzo normal, aunque en escala menor. La mayor parte del agua de superficie que llega a las Islas Galápagos en el invierno del sur debe de tener su origen en la Corriente del Perú; pero hacia fines del invierno, lenguas de agua cálida procedentes del norte comienzan a inundar la corriente fría al este de las Galápagos, continuando este fenómeno en una escala expansiva durante el verano del sur. Dicho fenómeno, que será ilustrado con los mapas de temperatura del mar en el próximo capítulo, es también un factor de importancia para la presencia de agua de "El Niño" fuera de las frías aguas costaneras del Perú.

(Continuará)





LAS ISOPLETAS NUMERADAS INDICAN LA FUERZA MEDIA SEGUN LA ESCALA DE BEAUFORT (METEOROLOGICAL OFFICE, LONDON 1978).



LAS ISOPLETAS NUMERADAS INDICAN LA FUERZA MEDIA SEGUN LA ESCALA DE BEAUFORT (METEOROLOGICAL OFFICE, LONDON, 1956)

