

FISICA DE LAS AGUAS COSTERAS DE LA ZONA CENTRAL DE CHILE

Tomás R. Fonseca

Escuela de Ciencias del Mar. Universidad Católica de Valparaíso.
Casilla 4059, Valparaíso, Chile.

RESUMEN

Una buena cantidad de información oceanográfica y climatológica ha sido recolectada en los últimos años en la costa cercana a Valparaíso. En este trabajo se hace un análisis físico de las fluctuaciones que experimentan las diferentes variables medidas y de los fenómenos que las producen. Para ello se recolectó información histórica concerniente a vientos, radiación solar, temperatura, salinidad, corrientes y nivel del mar.

Se encontró que las fluctuaciones de temperatura del mar, la estratificación de las aguas y la salinidad presentan un ciclo anual claro asociado al ciclo solar. Este ciclo anual junto a la surgencia costera, producto del viento SW, son las principales causas de la variabilidad.

Las corrientes superficiales también tienen un ciclo anual, que coincide con las fluctuaciones del nivel medio del mar en la costa. De enero a mayo se dirigirían predominantemente al Sur, mientras que de julio a noviembre lo harían hacia el Norte.

La surgencia costera parece ser más intensa de septiembre a diciembre. Este fenómeno afecta las corrientes en toda la columna de agua generándose un flujo —o chorro costero— al Ecuador, debido al gradiente de presión negativo introducido por el viento. También aparece (o se intensifica) una contracorriente subsuperficial al polo, lo que se relaciona con la surgencia a través del gradiente horizontal de densidad. Se muestra, además, que la curvatura de la costa puede intensificar la surgencia, debido a la adición de vorticidad.

ABSTRACT

On the physics of the coastal waters of central Chile

A good amount of oceanographic and climatological information has been collected around Valparaíso (Chile). This paper presents a physical analysis of the fluctuation of several variables and associated phenomena. Historical information on winds, solar radiation, temperature, salinity and sea level is considered.

Ocean temperatures, stratification and salinity show a clear annual cycle associated with solar radiation. This cycle and the coastal upwelling, due to SW winds, are the main sources of variability.

Surface currents also have an annual cycle, coincident with mean sea level at the coast. From January through May the flow is predominantly poleward and from July to November is equatorward.

Coastal upwelling seems to be more intense from September through December. It affects currents in the entire water column by generating an equatorward surface jet and a subsurface countercurrent, the latter being associated with upwelling through the horizontal density gradient. It is shown that increasing vorticity due to the curvature of the shoreline intensifies coastal upwelling.

1. INTRODUCCION

Aun cuando la profundidad media de los océanos es del orden de 4 km, a los oceanógrafos les ha preocupado mayormente los estudios de la zona poco profunda adyacente a los continentes. Esta zona se conoce, en oceanografía, como plataforma continental. Su profundidad media es de 100 m a 200 m, y su ancho aproximado es de 10 a 20 km (Fig. 1).

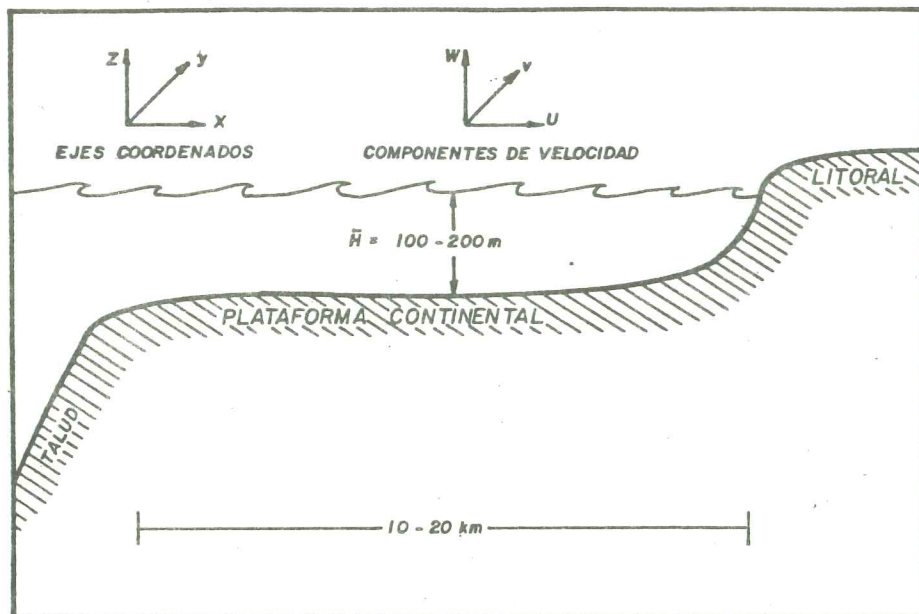


Fig. 1 Definición de términos

Debido a la importancia pesquera y geográfica de la zona costera, tanto organismos del Estado de Chile como las Universidades, han financiado numerosos cruceros de recolección de datos oceanográficos. Varios de estos estudios se han centrado especialmente en el litoral de Valparaíso, en la zona central de Chile, generándose una gran cantidad de información oceanográfica en el área.

Hasta el momento estos estudios han permitido obtener una descripción general de algunas variables oceanográficas. Sin embargo, parece ser el momento de buscar explicaciones teóricas que permitan entender los fenómenos y generalizarlos en el contexto de la física del océano. También es necesario clarificar la variabilidad de las condiciones oceánicas durante el año. En efecto, en la mayoría de los cruceros, tanto en la planificación como en la descripción de las variables, se ha asumido que las fluctuaciones están asociadas a las cuatro estaciones del año, lo que ha sido probado sólo en los estudios de plancton (Palma, 1976), pero no en lo que a variables físicas se refiere.

El objetivo de este trabajo es estudiar la variabilidad de las condiciones oceanográficas en la zona y plantear explicaciones físicas sencillas para algunas de las observaciones. En especial, se discute la variabilidad anual y proceso de surgencia, por su importancia biológica-pesquera y por su rol preponderante en alterar el campo de masa y de flujo.

2. FUENTES DE INFORMACION

La información utilizada fue recolectada en diferentes bancos de datos y en publicaciones oceanográficas. Tanto la metodología para obtenerla, como su análisis general, se encuentran en las referencias indicadas en la Tabla 1.

Los datos oceanográficos de los cruceros del B/E Tiberiades se encuentran en el Centro Nacional de Datos Oceanográficos (CENDOC). La información de circulación (botellas de Deriva y Correntometría) fue extraída directamente de las publicaciones mencionadas en la Tabla 1. La información climatológica se obtuvo de Reyes y Romero (1977), mientras que la información de nivel del mar fue extraída de Konow (1976).

TABLA 1
Información Oceanográfica reprocesada en este Trabajo

CRUCERO (S)	LUGAR (S)	FECHA (S)	FINANCIAMIENTO	Ref. 1ª Publicación
Tiberíades 01-06	Punta Curaumilla 4 km. de la costa	Septiembre 1969 hasta agosto 1970	CORFO* U.C.V.**	SILVA (1973)
Tiberíades 17-25	Punta Curaumilla 4 km. de la costa	Septiembre 1970 hasta julio 1971	DGI/UCV***	No publicado
Tiberíades 26-39	Punta Curaumilla 4 km. de la costa	Mayo 1974 hasta abril 1975	DGI/UCV***	SIEVERS y SILVA (1979)
"Botellas de Pisco"	Litoral de Valparaíso	Abril 1975 hasta octubre 1975	Privados	HICKMANN (1976)
"P.C.M."	Punta Curaumilla entre 2 y 15 km. de la costa	1 al 5 diciembre 1975	Armada de Chile U. Estatal - Oregon	FONSECA (1977)
Teararoa Rakei	Punta Curaumilla y Quintero	Diciembre 1975 hasta enero 1976	DGI/UCV***	No publicado

* CORFO: Corporación de Fomento a la Producción, Estado de Chile

** U.C.V.: Universidad Católica de Valparaíso

*** DGI/UCV: Dirección General de Investigaciones de la Universidad Católica de Valparaíso

3. OBSERVACIONES OCEANOGRÁFICAS EN LA ZONA CENTRAL

3.1. Variabilidad

La radiación solar presenta un ciclo anual claro y definido. Los valores son mínimos en junio-julio mientras que en diciembre y enero alcanza valores máximos (Fig. 2a). La forma de la curva se asemeja a una función coseno.

A partir de numerosas investigaciones climatológicas se sabe que los vientos en la costa central de Chile son predominantemente del sur-oeste (Peña y Romero, 1976; Reyes y Romero, 1977), y por lo tanto tienen un mayor efecto en forzar las corrientes locales que el resto de las componentes.

En la Fig. 2b se observa que la componente SW del viento es más frecuente en los meses de octubre-enero que en el resto del año. En esos mismos meses alcanza velocidades mayores.

Al igual que la radiación solar y los vientos, la temperatura y la salinidad de las aguas costeras presentan un ciclo anual claro (Fig. 3). Los datos de 6 años indican que la temperatura superficial es más baja en los meses de agosto y septiembre y más alta en enero y febrero. El ciclo anual de la temperatura es mucho más marcado en superficie que en el fondo. Además, nótese que el ciclo anual de la temperatura superficial puede representar por una expresión del tipo:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 13.4 + 2.5 \cos \left[\frac{2\pi (\text{Día} - 58)}{365} \right],$$

lo que permite estimar la temperatura superficial en cualesquiera de los 365 días del año (línea continua delgada, Fig. 3a). También se observó que las aguas están fuertemente estratificadas en los meses de diciembre a marzo (diferencias de 2°C a 3°C), mientras que en un período frío la diferencia entre superficie y fondo es del orden de 1°C.

Es posible notar también que si se superpone la curva de radiación solar (línea continua gruesa, Fig. 3a) la que representa la temperatura superficial (línea continua delgada), entre septiembre y diciembre esta

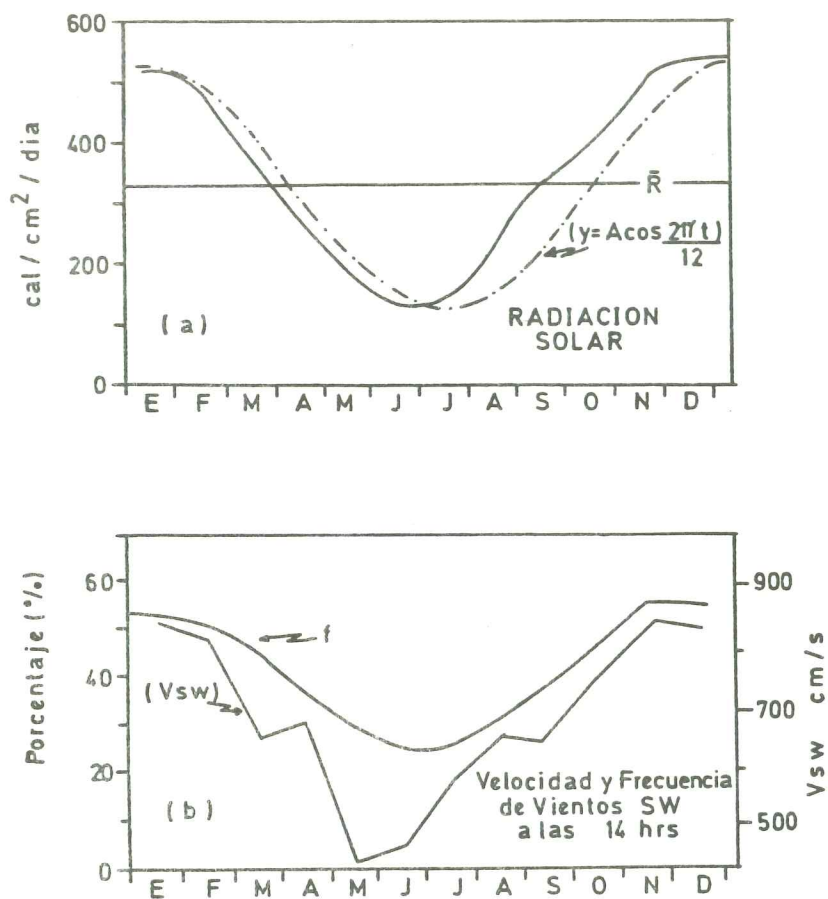


Fig. 2 (a) Promedios mensuales (1963-1967) de variación de la radiación solar global y (b) velocidad y frecuencia de vientos del SW en la bahía de Valparaíso. (Modificado de Reyes y Romero 1977). Junto a la curva de radiación solar, se dibujó una función coseno (línea de rayas y puntos).

dos curvas no coinciden (zona achurada), mientras que en el resto del año sí lo hacen.

En la parte inferior de la Fig. 3 se observan los cambios en el contenido de sales en el agua de mar. En la superficie el agua es menos salina que en la capa profunda. Los valores mínimos de salinidad en superficie, se presentan en junio-julio, mientras que en la capa profunda no se observa un mínimo pronunciado. La forma de las curvas indica que el ciclo de la salinidad también es anual, advirtiéndose un desfase entre los mínimos superficiales de salinidad y el de temperatura.

A pesar de que la información disponible en la zona, referente a circulación, es escasa, existe información de mediciones con botellas de deriva. Estas indicaron que entre abril y mayo de 1975 el flujo superficial paralelo a la costa fue predominantemente hacia el sur (Fig. 4), mientras que entre agosto y octubre del mismo año el flujo fue hacia el Norte.

Por otra parte, el nivel del mar en Valparaíso, referido a su nivel medio anual, es más bajo entre julio y noviembre que en el resto del año (Fig. 5). Los niveles más altos sobre la media se alcanzan en enero y febrero.

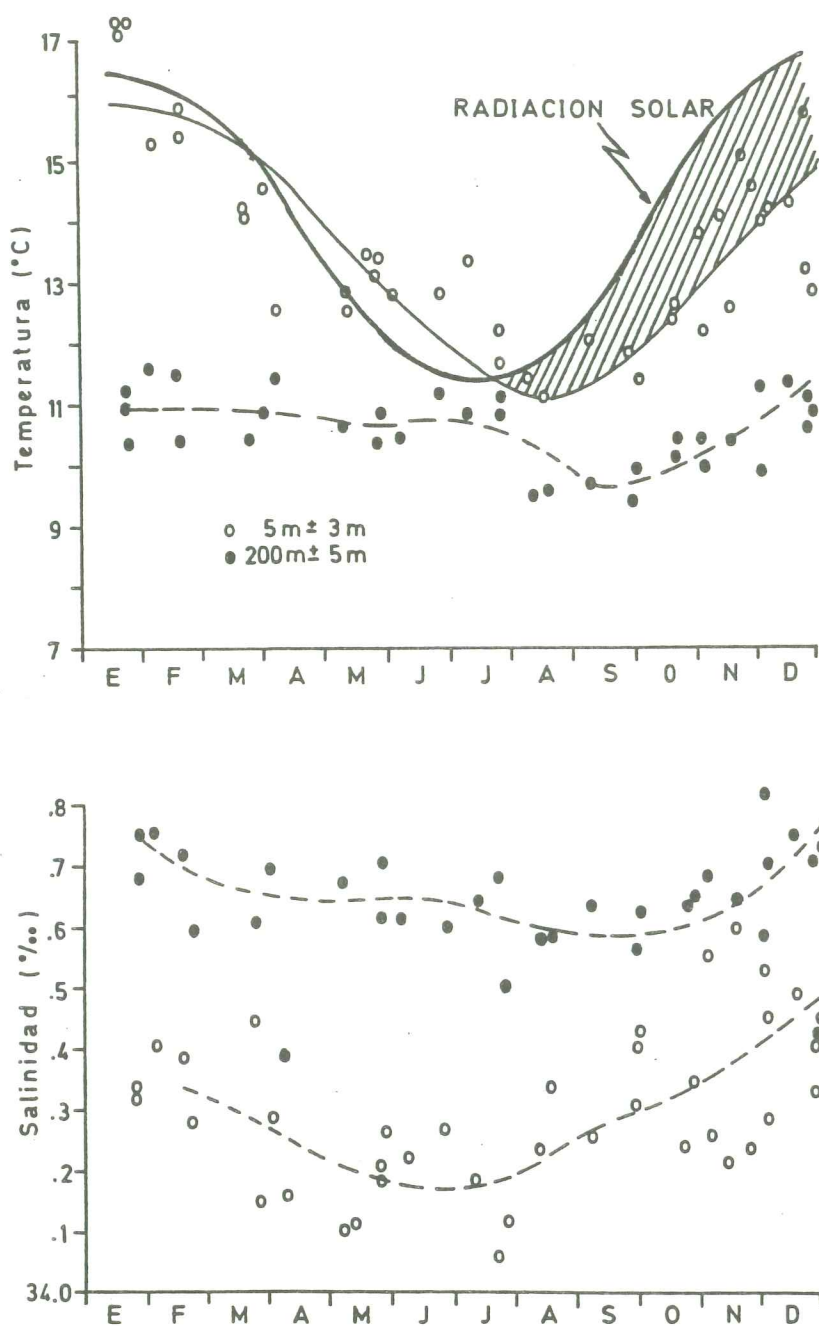


Figura 3 Variabilidad de la radiación solar. La temperatura y la salinidad a 4 km. de Pta. Curaumilla. La temperatura superficial, según ecuación predictor, se representa por línea continua delgada. Las líneas segmentadas corresponden a estimaciones visuales de la variabilidad.

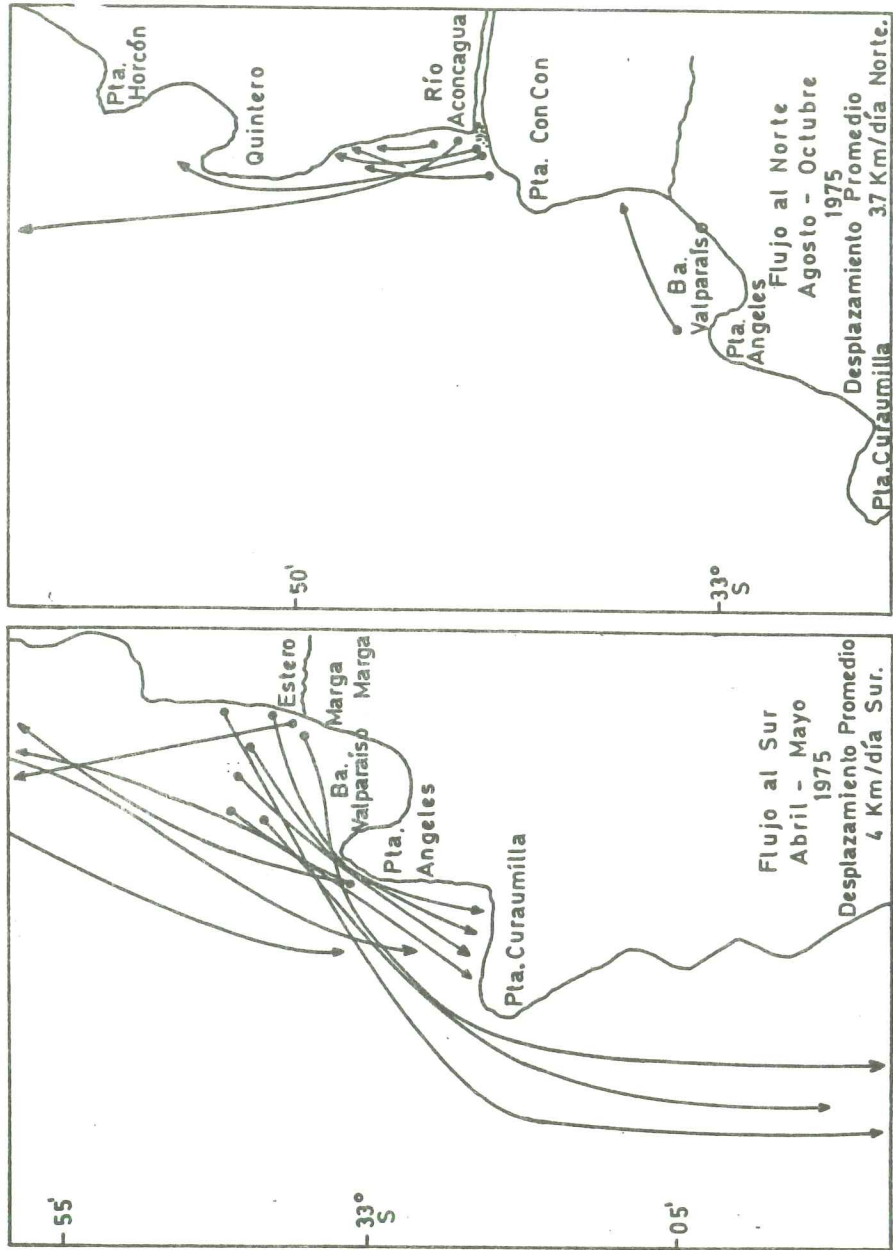


Figura 4 Variaciones anuales del flujo costero frente a Valparaíso según información de botellas de deriva.

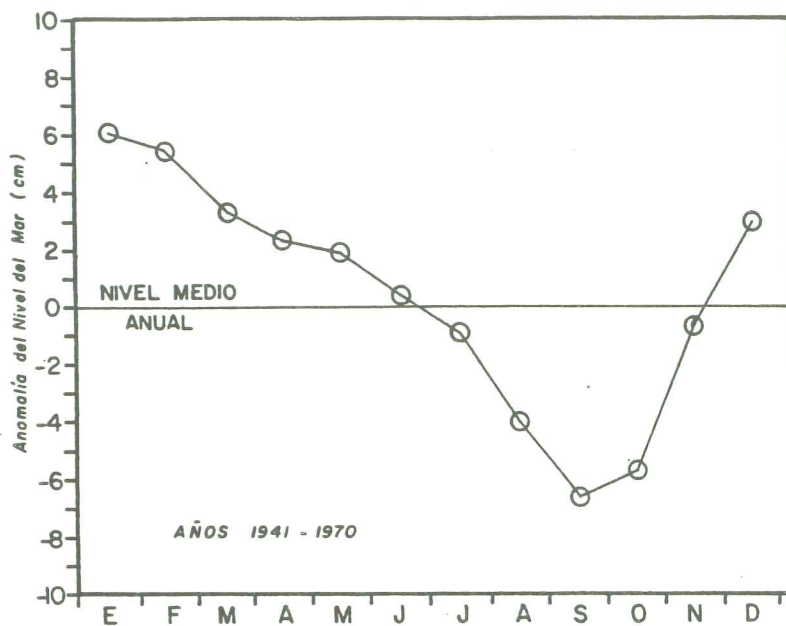


Fig. 5 Diferencia entre nivel medio mensual y el nivel medio anual del mar en Valparaíso (modificado de Konow, 1976).

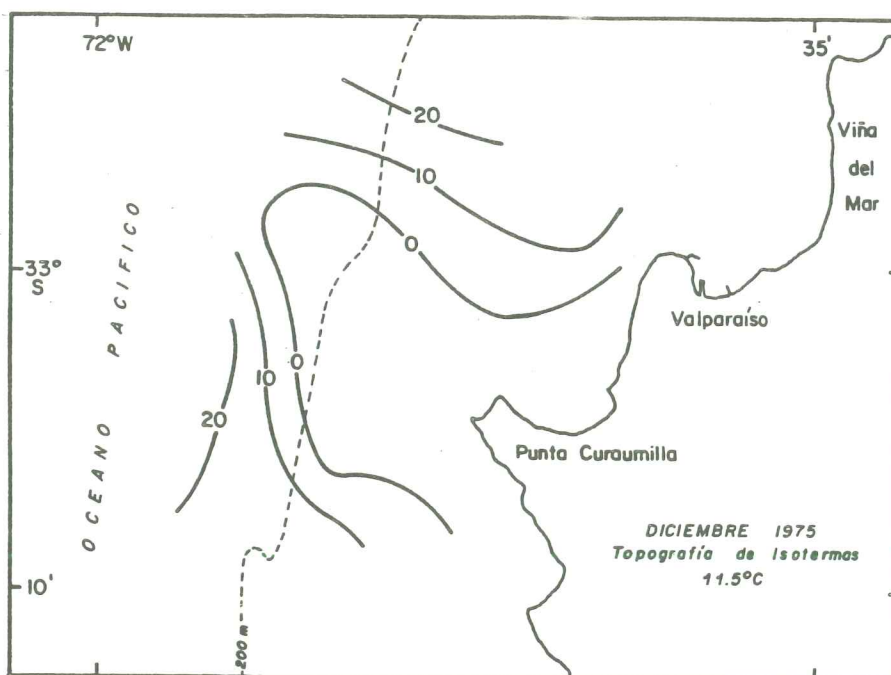


Fig. 6 Topografía de la isoterma de 11.5°C (Modificado de Johnson et al., 1980).

3.2. Surgencia Costera y Circulación Asociada

Como se observó en la Fig. 3, la temperatura cerca del fondo es más baja que la temperatura superficial. En efecto, en la mayoría de los casos la temperatura del mar decrece con la profundidad. Por ello, y en el caso de existir surgencia costera, se producirá un enfriamiento superficial debido a que a la superficie llega agua fría.

Esto es lo que frecuentemente se ha observado en las costas frente a Punta Curaumilla en el litoral de Valparaíso (Brandhorst, 1963; Silva, 1973; Fonseca, 1975; Sievers y Silva, 1979). Un ejemplo de esta situación se presenta en la Fig. 6, en la cual se aprecia cómo la isoterma de 11.5°C irrumpe en superficie cerca de la costa. Pero a medida que las observaciones se alejan de la punta, la isoterma de 11.5°C se profundiza desde 0 m hasta 20 m. Esta situación ocurrió en un radio de aproximadamente 10 a 15 km, y con viento del sur a 500 cm/s (Fonseca, 1975).

El sistema de corrientes en un período de surgencia también presenta algunas anomalías interesantes. Para estudiarlas es usual expresar el vector corriente en sus componentes ortogonales (Fig. 1), con una componente perpendicular a la costa (eje x) y la otra componente paralela a la costa (eje y).

En diciembre de 1975, con viento desde el sur, el flujo superficial en P. Curaumilla estuvo dirigido principalmente hacia el Nor-Oeste, mientras que bajo los 40 m de profundidad el flujo fue hacia el Sur-Este, opuesto a las corrientes superficiales. Dicho de otra manera, en la capa superficial la corriente es hacia afuera de la costa y hacia el Ecuador, mientras que bajo los 40 m es hacia la costa y hacia el polo (Fig. 7). Este sistema de corrientes tiene una particularidad adicional: la corriente superficial hacia el Ecuador lleva aguas de menor salinidad; en cambio, el flujo al polo lleva hacia el sur aguas de mayor salinidad (Fig. 8).

En diciembre de 1976, con viento favorable a la surgencia en toda la costa de Valparaíso (viento sur), se estudiaron las condiciones oceanográficas frente a Punta Curaumilla (33°5'S) y Quintero (32°50'S). La ubicación de estos lugares y la conformación de la costa se aprecian en la Fig. 4. Las observaciones, en especial las de salinidad, indicaron un levantamiento general de las isolíneas en la costa (Fig. 9). En Quintero sólo la isohalinas de 34.6‰ a 34.3‰ sugieren una elevación hacia la costa, mientras que las restantes son horizontales o están deprimidas (34.7‰).

4. INTERPRETACION DE LAS OBSERVACIONES

La explicación física a las observaciones anteriores se deriva, principalmente, de las ecuaciones de NAVIER-STOKES, modificadas por la rotación de la tierra. En primer término, y por comodidad en las derivaciones teóricas, se estudiará el efecto del viento y la surgencia sobre las variables oceánicas, y, a continuación, se discutirán las fluctuaciones anuales de las mismas variables.

4.1. Fundamentos de la Dinámica No-Friccional de un Fluido sobre una Esfera Rotatoria

Las ecuaciones que explican la dinámica de un fluido newtoniano que se mueva en el espacio son las de NAVIER-STOKES (Pedlosky, 1979) que, modificadas para considerar el efecto de la rotación terrestre, tienen la siguiente forma:

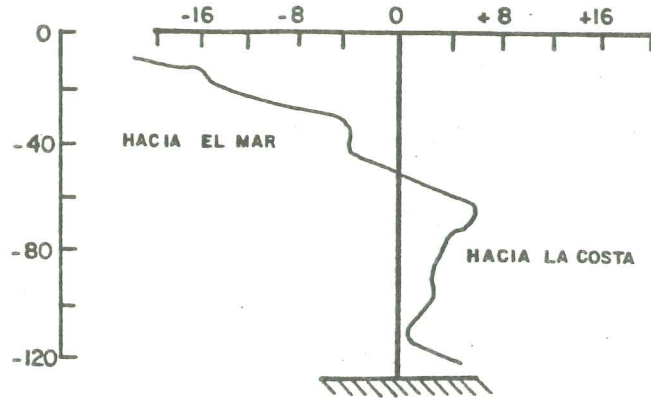
$$\rho \left[\frac{D\vec{V}}{Dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{V} \right] = -\nabla P + \rho \nabla \phi + \vec{F} \quad (1)$$

El paréntesis de la izquierda contiene un término de aceleración relativa ($D\vec{V}/Dt$) y una aceleración debida a la rotación de la tierra ($2\vec{\Omega} \times \vec{V}$), o término de Coriolis, siendo $\vec{\Omega}$ la velocidad angular de la tierra.

En el lado derecho de la ecuación (1) están representadas las fuerzas que regulan el movimiento: presión, gravedad efectiva y fricción, respectivamente. El significado de las variables se define en la figura 1.

Evaluando el número de Rossby (Pedlosky, 1979) se puede constatar que, en lo que respecta a la dinámica de la plataforma continental, la fuerza de Coriolis es importante en el balance de momentum. De la misma forma, evaluando el número de Ekman (Pedlosky, 1979) se comprueba que la fricción en el interior del fluido (bajo la capa de influencia del viento) es despreciable. Con esas dos consideraciones, y restringiéndose a la dimensión horizontal, se llega a la representación cartesiana de (1), expresiones que se conocen como

COMPONENTE PERPENDICULAR A LA COSTA (cm/s)



COMPONENTE PARALELA A LA COSTA (cm/s)

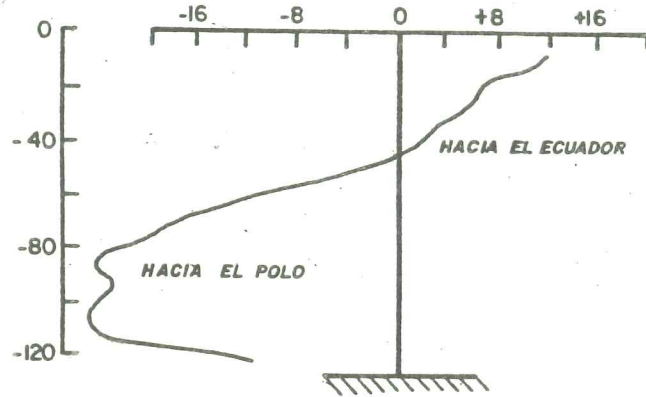


Fig. 7 Perfiles de las componentes u y v de la corriente a 3.5 kilómetros frente a Pta. Curaumilla.

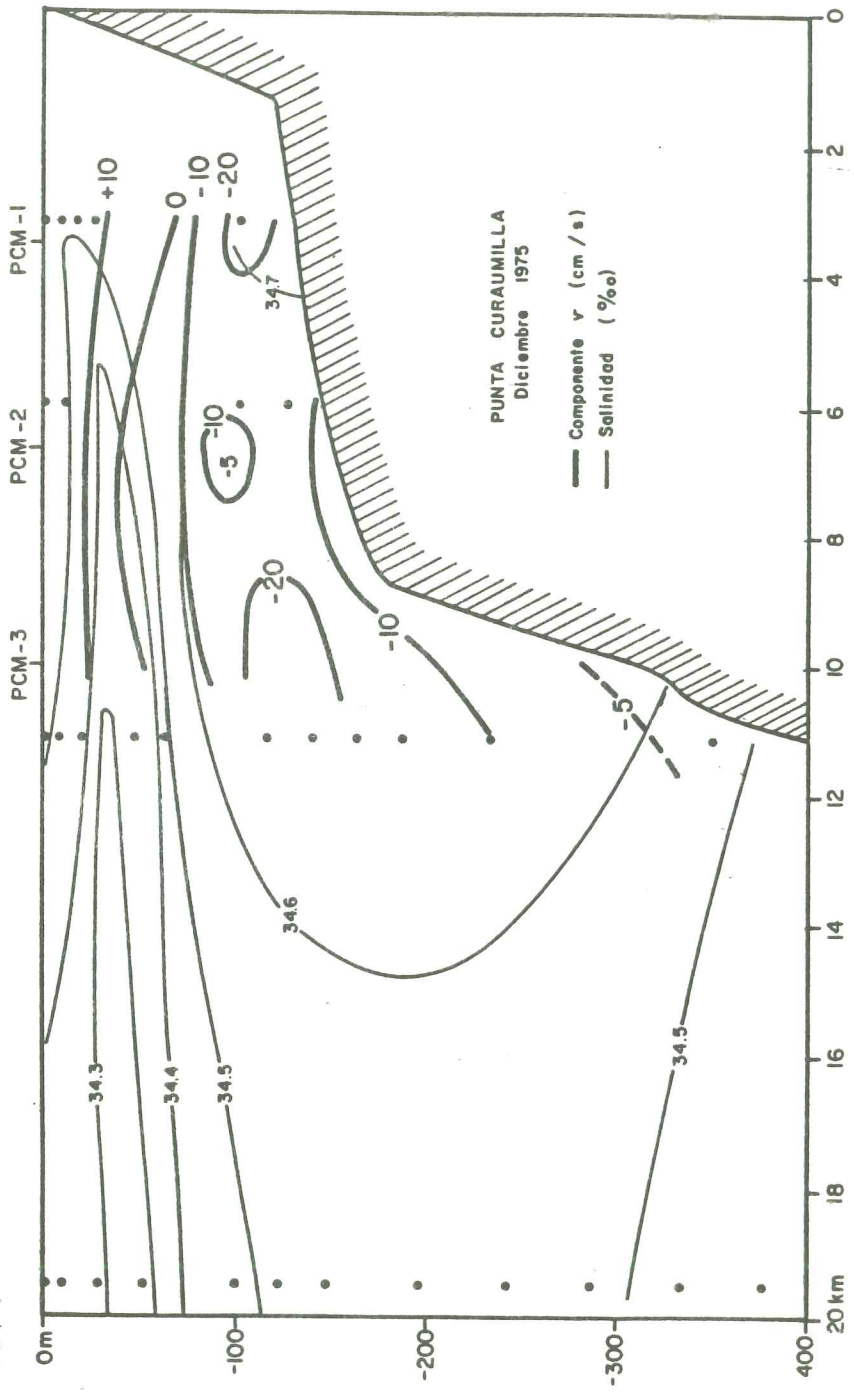


Fig. 8 Flujo a lo largo de la costa (componente v) sobrepuesto a isohalinas frente a Pta. Curaumilla. (Johnson et al., 1980).

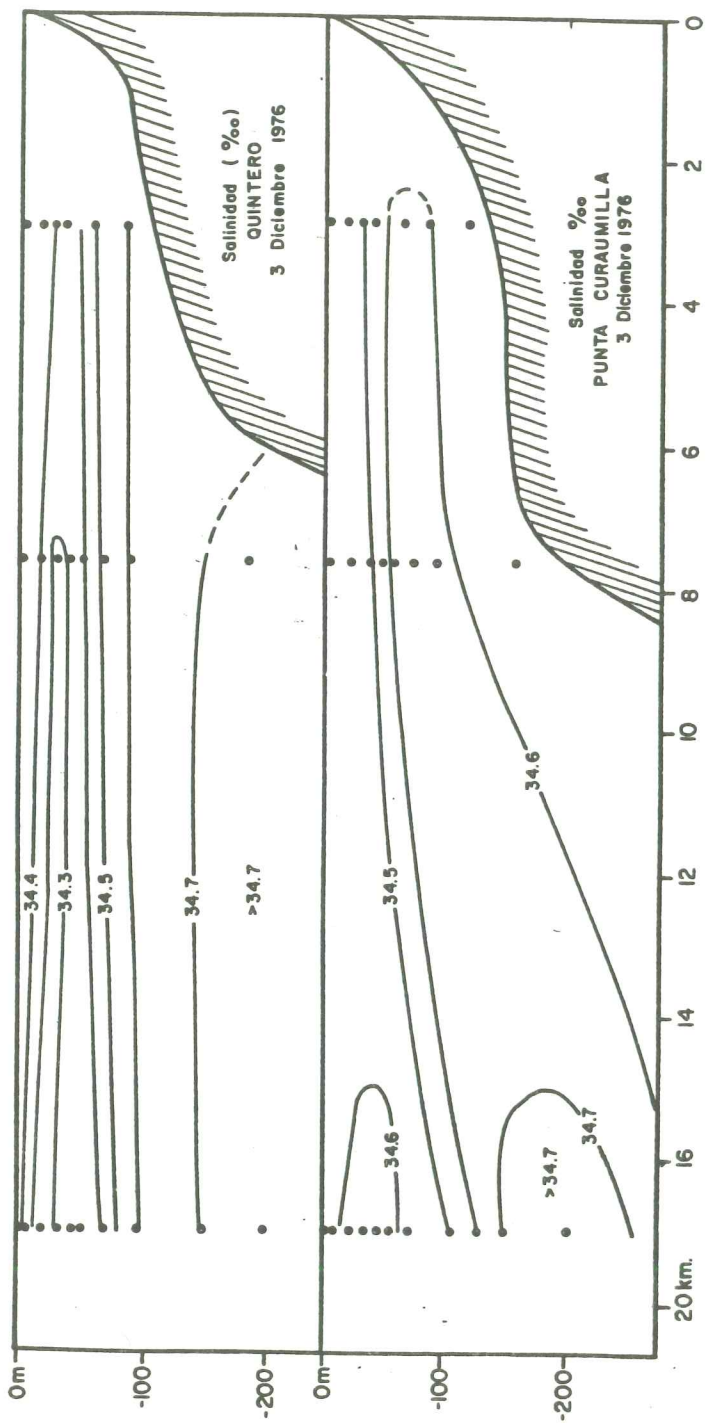


Fig. 9 Isohalinas frente a Quintero y a Pta. Curaumilla. (02-03 de diciembre de 1976).

ecuaciones del movimiento horizontal:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f_v \\ \frac{dv}{dt} &= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f_u \end{aligned} \quad (2)$$

Los términos f_v y f_u , representan el efecto de Coriolis (Pond y Pickard, 1978) donde f es el parámetro de Coriolis ($2\Omega \sin(L)$), siendo L la latitud que, por definición, es negativa en el hemisferio sur). De estas dos ecuaciones se puede derivar el modelo de circulación oceánico más elemental, llamado modelo geostrófico. El modelo geostrófico asume también que el movimiento es no acelerado ($du/dt = dv/dt = 0$);

$$f_v = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (3a)$$

$$f_u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (3b)$$

Estas ecuaciones indican que la corriente marina se mantiene debido al gradiente horizontal de presión, el que a su vez es numéricamente igual a la fuerza de Coriolis. En este caso se habla de corriente geostrófica.

Con el tiempo se han desarrollado variados métodos numéricos para estimar $\partial p/\partial x$ y $\partial p/\partial y$, los que asumen que en alguna profundidad el gradiente de presión es despreciable y, por lo tanto, lo es también el flujo. Sin embargo, la estimación de este nivel de "no movimiento" es casi imposible, puesto que es difícil medir gradientes de presión tan pequeños en el océano, y, en consecuencia, el error del método es grande. Es por ello que las estimaciones de corrientes oceánicas por el llamado "método dinámico o geostrófico" no son más que una simple herramienta de diagnóstico (Pedlosky, 1979). En la actualidad las mediciones de corrientes se efectúan con correntómetros, o bien por otros métodos directos que miden desplazamientos o velocidad (Pillsbury et al., 1969).

Afortunadamente, el flujo geostrófico también puede ser estimado por el nivel del mar en la costa. Reid y Mantyla (1976), Huyer (1977) y Huyer (1980) mostraron que la superficie del mar oscila en las cercanías de la costa. Esta oscilación está en fase con el flujo geostrófico al interior del fluido, y es coherente al menos sobre la plataforma. Así entonces, se puede relacionar una diferencia de altura en el nivel del mar (n) con el gradiente de presión por medio de:

$$\frac{dp}{dx} = \rho g \frac{\Delta n}{\Delta x} \quad (4)$$

Un nivel del mar más bajo, en la costa de Valparaíso, indicará un flujo geostrófico hacia el Norte sobre la plataforma, y viceversa (véase Ec. 3a).

4.2. Inclusión del arrastre del viento y dinámica de la surgencia

Considerando el arrastre del viento en la superficie ($\vec{\tau} = \tau^x \hat{i} + \tau^y \hat{j}$), se explican dos fenómenos importantes en la capa superior del mar: el transporte Ekman y la surgencia costera. Estos procesos en algunos periodos del año pueden ser dominantes en los primeros metros de la columna de agua.

La fuerza friccional del viento (Ec. 1) puede ser evaluada para un volumen de control (véase, por ejemplo, Pond y Pickard, 1978). Suponiendo, además, que el coeficiente de intercambio de momentum turbulento es constante con la profundidad, que la corriente y el viento son estacionarios y que no existe un gradiente de presión horizontal, Ekman (1905) derivó:

$$\begin{aligned} \rho f v + \frac{\partial \tau^x}{\partial z} &= 0 \\ -\rho f u + \frac{\partial \tau^y}{\partial z} &= 0 \end{aligned}$$

La ecuación (5) puede ser integrada desde una profundidad D , donde el viento ya no tiene efecto friccional ($\tau_D^x = 0$) hasta la superficie. Esto produce una expresión para el transporte en la capa superior (Ekman). En efecto, si el transporte de agua se denomina T^x y T^y , al este y al norte, respectivamente, se llega a:

$$\begin{aligned} T^x &= \int_{-D}^0 \rho u dz = -\tau_0^y / f \\ T^y &= \int_{-D}^0 \rho v dz = \tau_0^x / f \end{aligned} \quad (9)$$

Este par de ecuaciones relacionan el transporte en la capa Ekman y la coacción del viento. Considérese, por ejemplo, la costa de la Fig. 10b, si el viento sopla de sur a norte y paralelo a la costa, T^x será negativo. Esto significa que el transporte de agua en la capa Ekman será hacia el Oeste (Fig. 10b); en tanto, T^y será despreciable, puesto que el viento no tiene componente en x .

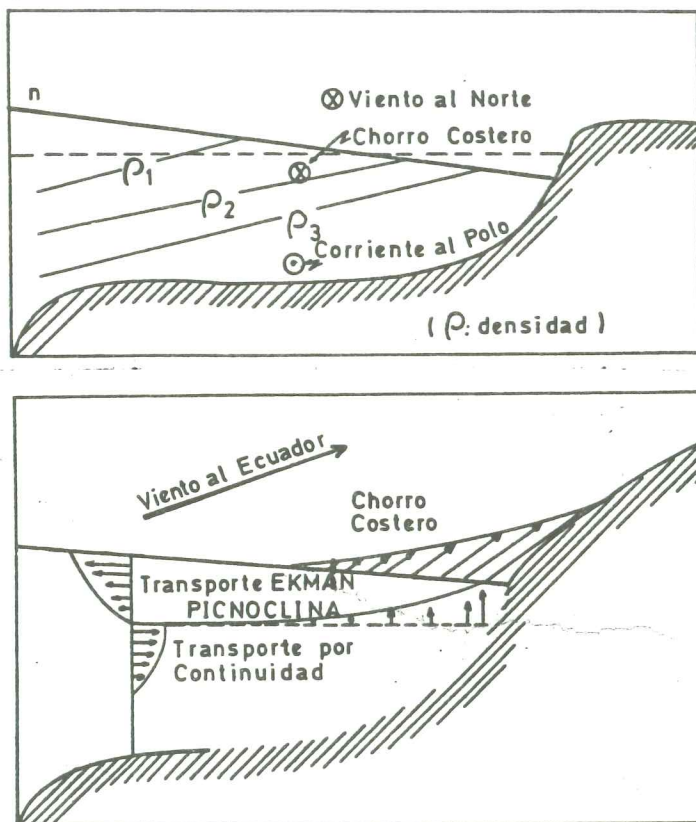


Fig. 10 (a) Inclinación de la superficie del mar (n) y corrientes a lo largo de la costa producto de un viento hacia el Ecuador.
(b) Representación del flujo perpendicular a la costa, de la pincoclina y del chorro costero durante la surgencia.

¿Qué ocurriría en la costa si el agua superficial es transportada hacia el Oeste? Como se ha observado en las costas Orientales de los océanos Pacífico y Atlántico, la velocidad de la corriente a lo largo de la costa no cambia significativamente en sentido norte-sur, lo cual implica que $dv/dy = 0$, y la ecuación de continuidad será:

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{\partial u}{\partial x} \quad (7)$$

Esto significa que, siendo $\partial u/\partial x$ una consecuencia del transporte del viento, existirá un movimiento ascendente en la costa. Este ascenso se denomina surgencia costera (Fig. 10b). En la base de la capa Ekman $z = -D$, la velocidad de surgencia será:

$$W_d = \int_{-D}^0 \left(\frac{\partial v}{\partial x} \right) dz \quad (8)$$

La Fig. 10b muestra cómo se produce la surgencia, lo que concuerda con lo observado en Punta Curaumilla (Fig. 6).

La información disponible en Punta Curaumilla indica que la surgencia costera es más notoria en los meses de septiembre a diciembre. En este período el arrastre del viento SW aumenta en frecuencia e intensidad (Fig. 2b), y la salinidad superficial aumenta, lo que indica ascenso de aguas (Fig. 3b). También se observó que la curva de temperatura superficial tiene la forma de una curva coseno, similar a la de radiación solar. Entre enero y agosto las dos curvas son coincidentes, pero de septiembre a diciembre los valores de temperatura son al menos 1°C menores de lo que se esperaría de una respuesta local a la radiación solar. Esto puede deberse a un desfase natural en el proceso de calentamiento, advección a lo largo de la costa, o bien ser un índice de que la surgencia es más intensa en esos meses.

Por otra parte, YOSHIDA (1955) derivó una expresión para estimar el ancho de la zona de surgencia, expresión que se conoce como radio de deformación de Rossby. Según cálculos hechos para Curaumilla (Fonseca, 1977) el ancho de la zona de surgencia en este sector debería ser de 10 a 20 km. Esto último también es coincidente con las observaciones (Fig. 6).

Durante la surgencia se observó un intenso flujo al norte en superficie. Para explicarlo se puede recurrir a la Ec. (3). Nótese que el agua que asciende hacia la costa es más densa (más fría), lo cual implica que el nivel del mar en la costa debe bajar (isostasia). Siendo el nivel del mar más bajo en la costa que hacia afuera, existirá entonces un gradiente de presión horizontal ($\Delta p/\Delta x$) negativo y por lo tanto un flujo geostrófico hacia el norte asociado a la surgencia (Fig. 7). De acuerdo a la denominación de ALLEN (1973), este flujo se conoce con el nombre de chorro costero (Fig. 10b).

La corriente subsuperficial al polo, bajo 40 m, observada durante la surgencia, se relaciona con ésta a través de la distribución de masa. La ecuación:

$$\frac{dv}{dz} = \frac{-g}{f\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (9)$$

se conoce como "ecuación del viento térmico" (Pond y Pickard, 1978). En el hemisferio sur, durante la surgencia, la densidad aumenta en el sentido creciente de x y, por lo tanto, el gradiente vertical de v será positivo (Fig. 10a). Esto explica que, eventualmente, se pueda generar una corriente de dirección contraria a la superficial, como ocurre en Punta Curaumilla.

La corriente al polo sobre las plataformas continentales de zonas de surgencia ha sido ampliamente estudiada. La Ec. (9) explica la existencia del flujo. Sughinohara (1974) presentó un modelo más detallado de la dinámica de la contracorriente, mientras que la importancia biológico-pesquera de esta corriente, en las costas de Chile, ha sido documentada por Brandhorst (1963).

Debido a la predominancia del viento SW a lo largo de la zona central de Chile, las condiciones de surgencia deberían, teóricamente, estar presentes en toda esta zona en algún período del año. Sin embargo hasta el momento no existen confirmaciones observacionales ni teóricas de la presencia y magnitud de la surgencia a lo largo del litoral chileno. Este proceso no sólo produce cambios en las condiciones físicas del medio, sino que tiene importancia para las pesquerías ya que también arrastra hacia la superficie nutrientes que elevan la productividad de la zona (Smith, 1968). Esto da aún más relevancia al estudio de las condiciones oceanográficas de las aguas costeras. Registros continuos de nivel del mar, de temperatura superficial y de vientos podrían ser un buen comienzo. Estudios físico-teóricos podrán dar una base racional de interpretación de esos resultados.

4.3. Vorticidad Inducida por la Costa

En la Fig. 10b, y para derivar la Ec. (8), se asumió que la costa era recta. Esto no es válido para la costa de la zona central de Chile, donde existen "puntas" y "cabos" que afectan la circulación de las aguas.

Para cuantificar el efecto de la curvatura de la costa en la velocidad de surgencia, Johnson, Fonseca y Sievers (1980) utilizaron las ecuaciones de vorticidad, que para el caso de las aguas costeras fueron derivadas por Arthur (1965), y encontraron una expresión para la velocidad vertical que mantiene los fundamentos físicos involucrados en la Ec. (8), pero que considera además la adición de vorticidad debido a la curvatura de la costa. En esta expresión la velocidad vertical (W) en la base de la capa Ekman ($D = -h$) es:

$$W_{-h} = \frac{H}{2f} [(\bar{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v)] + \frac{h}{2f} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_0^y}{\rho h} \right) \quad (10)$$

donde:

- H = Profundidad del lugar
- h = Espesor de la capa Ekman
- \bar{V} = Promedio en toda la columna de agua de la corriente paralela a la costa.
- ζ = vorticidad relativa $\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$
- β = $\frac{\partial f}{\partial y}$
- v = componente de la velocidad en el eje y
- τ_0^y = arrastre del viento de superficie en el eje y

En la Ec. (10), el efecto de la curvatura de la costa y del viento se pueden separar y evaluar independientemente, utilizando órdenes de magnitud (Johnson, Fonseca y Sievers; 1980):

$$\text{Efecto de la Costa: } \frac{H}{2f} (\bar{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v) = O\left(H \bar{V} \frac{\bar{V}}{R^2}\right)$$

$$\text{Efecto del Viento: } \frac{h}{2f} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_0^y}{h} \right) = O\left(\frac{H}{L} \frac{\tau}{H}\right),$$

donde L es el radio de deformación de Rossby, R es el radio de curvatura del flujo en torno a la punta, y $O(\)$ significa "del orden de".

TABLA 2
Estimación de los parámetros en la expresión (11)

	Pta. Curaumilla	Quintero
H	130 m	100 m
\bar{V}	20 cm^{-1}	20 cm^{-1}
L	10 km	10 km
R	20 km	27 km
τ	$0.7 \text{ dinas cm}^{-2}$	$0.7 \text{ dinas cm}^{-2}$

De las dos ecuaciones anteriores se puede establecer un cociente que cuantifique la proporción en que la curvatura de la costa y el viento contribuyen a la surgencia:

$$\frac{\text{Aceleración producto de la costa}}{\text{Aceleración producto del viento}} = \frac{H \bar{V}^2 L}{R^2 \tau} \quad (11)$$

Las isohalinas en Punta Curaumilla sugieren que la surgencia fue más intensa que en Quintero, aunque las

condiciones de viento fueron las mismas. Para buscar una explicación a esta situación se puede evaluar (11) en ambos puntos (Tabla 2).

En Punta Curaumilla (11) tiene un valor $O(2)$, mientras que en Quintero es $O(1)$. Esto significa que para una misma intensidad del viento, en Punta Curaumilla la surgencia es doblemente más intensa que en Quintero (Fig. 9).

4.4. Variabilidad Anual

En las páginas anteriores se estudió la variabilidad en las condiciones oceanográficas debido al efecto del viento y de la conformación de la costa. Ambos procesos, aunque importantes, ocurren en una escala de tiempo y espacio del orden de semanas y de 10-100 km. Sin embargo, existe una variabilidad a una escala de tiempo y espacio mucho mayor (del orden de meses y de 1000 km) que aparentemente afecta en mayor grado las condiciones oceanográficas en la zona (i.e., el ciclo anual).

Frente a Punta Curaumilla, gran parte de la variabilidad parece responder al ciclo solar (Fig. 2 y 3), y se presenta como una fluctuación anual clara. Estudios de balance de calor efectuados en diferentes partes del océano han mostrado que gran parte del calentamiento o enfriamiento del mar se relaciona con el flujo local de calor entre el mar y la atmósfera (Huyer, 1977) lo que explicaría el ciclo anual observado en Punta Curaumilla (Fig. 2 a y 3).

Las corrientes superficiales también presentaron un ciclo anual; en un período frío éstas se dirigen al polo, mientras que en un período más cálido lo hacen hacia el Ecuador. Esto es coherente con lo que ocurre con el nivel del mar, el que es más bajo entre julio y noviembre y más alto en el resto del año. Esto último induce a buscar una explicación del cambio de dirección de las corrientes en la ecuación de geostrofia. Al respecto, estudios efectuados en otras regiones costeras han mostrado que las corrientes sobre la plataforma continental están en balance geostrofico con el gradiente de presión generado por las inclinaciones en el nivel del mar (Ecs. 3 a y 4). Huyer (1980) mostró que el nivel del mar oscila sobre la plataforma continental, y es coherente al menos en un radio de deformación de Rossby. Resultados similares se han encontrado recientemente en la corriente de California, lo que implica que, conociendo el nivel del mar en la costa, se pueda predecir el flujo al menos con un 70% de confiabilidad (Winant, com. personal).

En el caso de la costa de Valparaíso, el nivel del mar superior al promedio, observado entre enero y mayo, permite predecir un gradiente de presión positivo y un flujo al sur, lo que coincide con las observaciones (Fig. 4). En cambio, de julio a noviembre, los bajos valores de nivel del mar permiten predecir un flujo al norte, lo que en términos generales es coincidente con las observaciones (Fig. 4). Estudios correntométricos, de al menos un año de duración, podrían confirmar el modelo propuesto.

Finalmente, es necesario hacer notar que los resultados anteriores y su explicación física muestran la conveniencia del tratamiento físico-matemático de los problemas de circulación marina, evitando el desperdicio de esfuerzos que pueden constituir los cruceros oceanográficos que no conducen a probar hipótesis previamente planteadas. La física de los fluidos planetarios entrega elementos suficientes para plantear dichas hipótesis, lo cual debe servir de base para los estudios futuros de la física del mar costero de Chile.

5. CONCLUSIONES

- a) La radiación solar, la temperatura del mar, la estratificación de las aguas y la salinidad presentan un ciclo anual claro. Los valores más bajos se encuentran entre mayo y agosto (período frío) y los valores más altos entre octubre y marzo (período cálido).
- b) El período cálido del año también se caracteriza por la intensificación y mayor frecuencia del viento del SW. Se mostró, además, de qué modo esta componente del viento produce una divergencia en la capa superficial (capa Ekman), transportando las aguas hacia el oeste, y generando un ascenso o surgencia de carácter compensatorio (Fig. 10b y Ec. 8).
- c) El nivel medio del mar también presenta un ciclo anual claro. Los valores son bajos entre julio y noviembre (Fig. 5).
- d) Consideraciones físicas (Ecs. 3a y 4) permiten explicar y predecir cambios anuales en las corrientes superficiales; en efecto, las fluctuaciones en el nivel medio del mar en la costa permiten teóricamente

conocer las variaciones en el flujo norte-sur. De diciembre a mayo, el gradiente de presión sobre la plataforma sería positivo y, en consecuencia, el flujo sería al sur. De julio a noviembre, el gradiente de presión sería negativo, y el flujo al Norte. En ambos casos hay observaciones que coinciden con lo esperado (Figs. 4 y 5).

- e) En la zona de este estudio existe surgencia costera que parece ser más intensa de septiembre a diciembre, manifestándose principalmente por bajas temperaturas en zonas adyacentes a la costa (Figs. 3 y 6). El sistema de corrientes paralelo a la costa también se ve afectado de superficie al fondo durante la surgencia. En efecto, aparece un "chorro costero" al Ecuador que se explica por la ecuación geostrófica (Ecs. 3a y 4), y una corriente subsuperficial al polo que se relaciona con el ascenso de aguas frías por medio de la ecuación del viento térmico (Ec. 9), y que es un producto del gradiente horizontal de densidad introducido por la surgencia.
- f) La comparación de la intensidad de la surgencia entre dos lugares, y el posterior análisis matemático, permiten entender la relación entre la conformación de la costa y la intensidad de la surgencia. Se mostró que la adición de vorticidad por efecto de la costa (Ecs. 16 y 17) es responsable de la intensificación de la surgencia en torno a costas curvadas (Punta Curaumilla) con respecto a la de las costas más parejas (Quintero).

6. REFERENCIAS

- ALLEN, J.S. 1973. Upwelling and coastal jets in a continuously stratified fluid. *J. Phys. Oceanogr.*, 3, 245-257.
- ARTHUR, R.S. 1965. On the calculation of vertical motion in eastern boundary currents from determination of horizontal motion. *J. Geophys. Res.*, 70, 2799-2803.
- BRANDHORST, WILHELM, 1963. Descripción de las condiciones oceanográficas de las aguas costeras entre Valparaíso y el Golfo de Arauco, con especial referencia al contenido de oxígeno y su relación con la pesca. (Resultados de la expedición AGRIMAR, 1959). Min. Agricul. Dir. Agr. y Pesca, pp. 3-55, Santiago, Chile.
- EKMAN, W. 1905. On the influence of the Earth rotation on ocean currents, *Arkiv. Mat. Astrom. Fysik*, 12, 1-52.
- FONSECA, T.R. 1977. Proceso de surgencia en Punta Curaumilla con especial referencia a la circulación. Tesis Esc. de Pesquerías y Alimentos, U.C.V., 90 pp.
- HICKMANN, F.V. 1976. Corrientes superficiales de la bahía de Valparaíso y zona adyacente, determinadas por el sistema de Botellas de Deriva. Tesis Escuela de Pesquerías y Alimentos, Universidad Católica de Valparaíso, 126 pp.
- HUYER, A. 1977. Seasonal variation in temperature, salinity and density over the continental shelf off Oregon. *Limnol. Oceanogr.* 22: 442-443.
- HUYER, A. 1980. The off-shore structure and subsurface extension of sea level variations off Perú, 1976-1977. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 1755-1768.
- JOHNSON, S.R., T. FONSECA Y H. SIEVERS, 1980. Upwelling in the Humboldt Coastal Current near Valparaíso, Chile. *J. of Marine Res.*, 38 (1): 1-16.
- KONOW, D. 1976. Variaciones estacionales del transporte de volumen y velocidad geostrófica entre Valparaíso (71°40'W) y los 78°W. Tesis Escuela de Pesquerías y Alimentos, Universidad Católica de Valparaíso: 130 pp.
- PALMA, S. 1976. Meroplankton de la región de Valparaíso. *Cienc. y Tecn. del Mar, CONA*; 2: 99-116.
- PEDLOSKY, J. 1979. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag. New York Inc., 624 pp.
- PEÑA, O. y H. ROMERO, 1976. Rutas ciclónicas en el Pacífico Sur: situaciones de primavera y verano. *Rev. Com. Perm. Pacífico Sur*. 5: 113-127.
- PILLSBURY, R.D., R.L. SMITH and R.C. TIPPER. 1969. A reliable low cost mooring system for oceanographic instrumentation. *Limnol. Oceanogr.*, 14 (2): 307-311.

- POND, S. and G. PICKARD, 1978. Introductory Dynamic oceanography. Pergamon Press, London: 240 pp.
- REID, J.L., JR. and A.W. MONTYLA, 1976. The effect of geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 81: 3100-3110.
- REYES, E. y H. ROMERO, 1977. Climatología e Interacción oceano-atmósfera en la Bahía de Valparaíso. *Rev. de Biología Marina*. 16 (2): 125-161.
- SIEVERS, H. y N. SILVA, 1979. Variación temporal de las condiciones oceanográficas frente a Punta Cu-raumilla, Valparaíso, Chile. (Mayo de 1974 - Abril de 1975). *Inv. Mar.*, Valparaíso, 7 (1): 3-20.
- SILVA, S., N. 1973. Variaciones estacionales de temperatura, salinidad y contenido de oxígeno en la zona costera de Valparaíso (Septiembre de 1969 - Agosto de 1970) *Inv. Mar.*, (3): 89-112.
- SMITH, R.L. 1968. Upwelling. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*: 6: 11-47.
- SUGHINOHARA, N. 1974. On set of coastal upwelling in a two-layer ocean by wind stress with longshore variations. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.* 30, 23-33.
- WYRTKI, K. 1967. Circulation and Water Masses in the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Int. J. Oceanol. and Limnol.* 1(2): 117-147.