

U N A M
Facultad de Ciencias
Tesis Profesional

"CALCULO DEL TRANSPORTE GEOSTROFICO EN LA PARTE
SUROESTE DEL GOLFO DE MEXICO, POR EL METODO
DINAMICO"

Angel Rafael Jimenez Illescas

Tesis presentada para obtener
el título de Fisico

Mexico,D.F.

1977



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

A mis padres.

A todas las personas que directa o indirectamente
brindaron su valiosa ayuda en la elaboracion de esta tesis.

Al M.en C. Raúl E. Ocampo Torrea
en agradecimiento por la dirección
y ayuda brindada.

I N D I C E

INTRODUCCION	1
OBJETIVO	2
I - DESCRIPCION DE LA OBTENCION DE DATOS	3
II DESCRIPCION Y DESARROLLO DEL METODO DINAMICO. 8	
III CALCULO DE CORRIENTES EN AGUAS BAJAS	19
IV FACTORES QUE INFLUYEN EN LA CONFIABILIDAD DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS POR EL METODO DINAMICO	21
V METODOS PARA CALCULAR LA SUPERFICIE CERO	23
VI CALCULO DE LA VELOCIDAD DE LA CORRIENTE EN EL CASO DE UNA SUPERFICIE CERO NO-HO RIZONTAL O DE FORMA COMPLEJA.	28
VII PROCEDIMIENTOS UTILIZADOS EN LA SISTEMA- TIZACION DE DATOS.	32
VIII RESULTADOS Y CONCLUSIONES	38
IX PERFILES OCEANOGRAFICOS	44
X A P E N D I C E	57
XI BIBLIOGRAFIA	76

I N T R O D U C C I O N

El Golfo de México es una de las regiones más importantes para nuestro país sobre todo en el aspecto de su circulación. Un estudio de este tipo en las aguas superficiales del Golfo es de gran importancia, especialmente para el pronóstico meteorológico, que puede representar un ahorro notable en tiempo y consumo para la navegación. Analizando todo el sistema de circulación se puede llegar a conocer el mecanismo de renovación de sus aguas, así como la localización de alguna región tal que sus características fisico-químicas sean factores ideales en el sistema ecológico de alguna especie, facilitando el control de su migración, reproducción pesca y conservación de manera equilibrada.

El análisis de la circulación en una región determinada del océano mundial, considerando todos los factores que influyen en ella es prácticamente imposible, por lo cual se discriminan los factores que tienen menos influencia y se toman en cuenta solo los factores dominantes; más concretamente, en este estudio aplicaremos el Método Dinámico para el cálculo de corrientes geostróficas estables, que se basa en el análisis de distribución de la densidad por medio del estudio de la inclinación de las superficies isobáricas (de igual presión), considerando a los vientos dominantes estables como un factor con influencia directa en la circulación, ya que se considera que éste es decisivo en la estabilidad de dicha inclinación y del campo de densidad. En el caso del Golfo de México, el talúd es prácticamente vertical, por lo cual se elimina el problema de "aguas bajas", pues sobre la plataforma continental la profundidad es tan poca, que se puede considerar el transporte nulo y en el resto del Golfo se consideran aguas profundas, es decir, se desprecia la influencia del fondo y de la costa. Otro factor que se desprecia es la fricción, ya que el impulso de la corriente es tan pequeño que el error involucrado se encuentra dentro del rango del error experimental, sucediendo lo mismo para la fuerza centrífuga, pues el radio de curvatura de la corriente es tan grande y por lo tanto, la influencia es tan pequeña, que el no considerarla no tiene importancia.

A pesar de todo esto, el análisis de los factores dominantes, en los que se basa el método, da una imagen bastante apegada a los datos observados directamente, con la ventaja de que se obtiene la circulación para toda la región y no solo datos superficiales o de un sitio en particular.

O B J E T I V O

La finalidad de esta tesis es el estudio de parte de la circulación de las aguas del Golfo de México, la Medición - del campo de velocidades en este lugar por medio del Método Dinámico y la obtención del transporte total, limitada por - perfiles oceanográficos, por la costa y la capa cero.

I DESCRIPCION DE LA OBTENCION DE DATOS.

En un lugar en tierra, es fácil tomar un punto fijo como referencia, pero si uno se encuentra situado lejos de la costa, el problema se complica, ya que los sistemas para fijar la posición de un barco no alcanzan la precisión deseada como para tomarlos como punto de referencia, además de que se ve transportado por las masas de agua en movimiento, cuya velocidad se desea medir. En un estrecho se puede fijar un punto con respecto a la orilla, aunque resulta difícil, pues los cambios de la velocidad son bastante notables en estos lugares y muy difíciles de detectar con rapidez, porque para mantenerse en el punto elegido como referencia, el barco se vale de las anclas y las máquinas, pero el error en la posición fijada, ya sea por sistemas ópticos o de radio es casi imposible evitar, pues son muchos los factores que influyen en la variación de la posición, como son: el empuje del viento, los cambios direccionales de la corriente, las variaciones de nivel por las mareas o las mareas de viento; estos factores hacen cambiar el ángulo entre la línea del ancla y el fondo en el plano vertical, o el ángulo en el plano horizontal, por ésto, a la posición de un barco se le asigna un área y no un punto y en alta mar el error en la posición es mayor, es decir, el área asignada como posición es mayor.

Es por esto que para obtener las velocidades absolutas en un sistema de corrientes, se tuvo que buscar un método más confiable, introduciendo así la utilización de la capa o nivel cero, es decir, después de un largo período de observación se llegó a la conclusión de que en el mar, necesariamente a alguna profundidad (dependiendo del mar que se tratara), había una capa en la que la velocidad de la corriente era cero y con respecto a la cual se podía construir una carta de corrientes con más aproximación a las reales; este método evitaba el problema de fijar un punto en la superficie.

Cuando se llevan a cabo las mediciones correspondientes a una estación hidrológica, se recomienda que se efectúen en el menor tiempo posible, para evitar variaciones notables en la posición, posibles cambios en el estado dinámico de las aguas o influencias de factores meteorológicos.

Por medio de un perfil oceanográfico se puede describir la distribución de diferentes parámetros, como son: Temperatura, salinidad, densidad, volúmen específico, velocidad, etc.

Para hacer un perfil, el primer paso es efectuar el 'esqueleto' del perfil, que consiste en el trazado del corte vertical de la cuenca oceánica, tal que la línea de la superficie pase por una serie de estaciones hidrológicas, de las cuales se obtienen los datos del parámetro a diversas profundidades, para hacer la descripción de su distribución en dicho corte. El esqueleto se efectúa a una escala adecuada en sentido vertical y otra en sentido horizontal, dependiendo de las magnitudes del material con que se cuenta; generalmente para la localización del perfil y la situación de las estaciones, se basa uno en un mapa de la región, tomando en cuenta el tipo de proyección con que fue diseñado (en nuestro caso contamos con un mapa de proyección Mercator).

Habiendo hecho el esqueleto, con la posición de las estaciones hidrológicas, se hacen las anotaciones de los datos de las profundidades correspondientes y por último, se unen con líneas curvas suaves (sin picos), entre los valores iguales de los parámetros, es decir, una línea que atravieza el perfil para cada valor convencional del parámetro descrito.

El investigador debe conocer la región por analizar, es decir, las características más notables de la circulación en la región y tomar en cuenta los factores que influyen -- principalmente para la correcta obtención de los datos de velocidades; en estas condiciones, determina la localización de los transectos o perfiles que puedan describir mejor la circulación de la zona. Es esta la manera de fijar el derrotero del crucero oceanológico, es decir, la ruta a seguir con el barco oceanográfico para efectuar las estaciones oceanológicas consecutivas y de referencia.

En el caso de que el investigador no conozca los rasgos generales de la circulación podrá utilizar en primer término, alguno de los métodos llamados Lagrangianos, que consisten en determinar las direcciones de las corrientes, siguiendo las trayectorias de las partículas de agua durante un período de tiempo bastante largo; ejemplos de este tipo de métodos son: seguir tintes, observando su concentración y trayectoria; seguir boyas con reflectores de radar y un paracaídas a una determinada profundidad; seguir sonoboyas con radio receptores; o simplemente observar la redistribución de objetos flotantes de una región determinada del océano.

Los Métodos en los que se miden las velocidades de las corrientes con respecto a puntos fijos en el océano, son ...

denominados Eulerianos; uno de los más rudimentarios es el - del péndulo, en el cual se mide la corriente suponiendo que la velocidad de ésta es proporcional a la inclinación de una boya, cuya parte inferior se encuentra sujeta al fondo por - una cuerda y un ancla; el electrocinetógrafo-geomagnético - (GEK) mide la velocidad de la corriente en un punto, basándose en las variaciones del campo eléctrico en dos direcciones perpendiculares, obteniendo por medio de las dos componentes el vector velocidad; estas variaciones se deben a que el agua marina es un electrolito y al moverse entre dos electrodos arrastrados por el barco, produce una diferencia de potencial en ellos. De este tipo es el método dinámico, - en el cual se calcula en forma indirecta la velocidad de la corriente entre dos estaciones fijas; en forma directa y con un método Euleriano se usan los corrientógrafos de propela, cuyas mediciones pueden ser transmitidas o grabadas en intervalos iguales de tiempo.

Los corrientógrafos que miden la corriente por medio del enfriamiento de termistores y los que se basan en las diferencias de fase producidas en ondas ultrasónicas por el desplazamiento del agua en la que se transmiten, son también -- Eulerianos.

Las estaciones oceanológicas se efectúan de la siguiente manera: Se preparan en una " Línea" (cable), una serie de botellas reversibles, en las cuales van montados unos termómetros también reversibles y muy precisos, ya que las variaciones de la temperatura con la profundidad son muy pequeñas especialmente a grandes profundidades. Las botellas se colocan a distancias standard, para tomar muestras de agua y las temperaturas correspondientes al lugar donde se obtuvo dicha muestra, con los intervalos de profundidad aproximadamente iguales para todas las estaciones de la red oceanológica trazada.

El error máximo permitido en este tipo de lecturas de la temperatura, a grandes profundidades, es de: $0:01^{\circ}$ y en ocasiones menor; los termómetros reversibles actualmente -- usados, dan un rango de error de : $0:01^{\circ}\text{C}$, y tienen una capacidad térmica bastante baja para alcanzar el equilibrio rápidamente.

La escala internacionalmente usada para estas mediciones es la Celsius, o sea la temperatura se mide en grados centígrados.

La manera de medir la temperatura es la siguiente: El termómetro reversible deber ser checado para evitar

errores de calibración con otro de conocida exactitud; las observaciones superficiales tomadas por medio de recipientes deber ser efectuadas inmediatamente después de obtener la muestra, ya que pueden haber cambios en la temperatura por radiación, conducción o evaporación; si se toman desde un barco, se debe procurar que sea lo más lejos del casco y de escapes que se pueda, pero si el barco está en movimiento, deberá ser cerca de la proa para evitar las variaciones que se producen en la estela.

Para calcular la profundidad a la cual se toma la muestra de agua con la botella y a la que se toma la temperatura, los oceanólogos se han valido de la diferencia de lecturas entre un termómetro protegido con la cámara al vacío y otro no protegido completamente, es decir, solo tiene una cubierta de protección, pero no es cerrada, para permitir la influencia de la presión hidrostática; la diferencia entre las lecturas es de aproximadamente : $0:01\frac{^{\circ}}{m}$.

El error obtenido en la profundidad medido por medio de termómetros es el orden de 5 metros para profundidades menores a 1000 metros y para profundidades mayores tendrá un incremento de alrededor de 0.5 % de la profundidad extra de la línea de botellas.

Se han desarrollado técnicas de medición de temperaturas para obtener una lectura continua de este parámetro con respecto a la profundidad con aparatos llamados Termógrafos o Batitermógrafos, generalmente con funcionamiento electrónico pero la mayoría solo están diseñados para ser utilizados en las capas superficiales, es decir, en los 150 metros continuos a la superficie, para mayores profundidades se usan las Termosondas.

Una manera de obtener las muestras de agua, y de éstas la medición de salinidad, es : Utilizar las botellas reversibles, que son recipientes hechos de P.V.C., evitando así la contaminación de la muestra por corrosión del aparato -- utilizado para muestrear.

En la obtención de los datos de salinidad se pueden utilizar varios métodos:

1) LA TITULACION (Método Químico)

- En este método se utiliza una solución de Nitrato de Plata ($AgNO_3$), general con una concentración

de 37 gr. por litro de agua destilada. El indicador es Cromato de Potasio K_2CrO_4 con una concentración de 3.5 grs. por litro de agua destilada.

- Se colocan 15 ml. de muestra en un recipiente y se mezclan con 15 ml. de indicador, la solución de Nitrato de Plata se inyecta a presión, en un recipiente, del cual se irá agregando la solución gota a gota a la mezcla, formandose una mancha roja, la cual se dispersará por toda la mezcla cuando se esté alcanzando el " Punto Final " y cambiará a un color amarillo verdoso; cuando se llegue al " Punto Final ", tomará un color amarillo intenso; al exceder dicho punto tomará un color rojo pálido definitivo. El Burette de la solución se encuentra calibrado y de esta medida, salvo correcciones de temperatura y estandarización se obtiene la Clorosidad y de ésta. la salinidad por medio de Tablas.

2) SALINOMETRO DE INDUCCION

- Este Método fue utilizado para obtener los datos de salinidad en este estudio, y es muy usado hasta la fecha
- Este aparato funciona de la siguiente manera:

La muestra es colocada en un recipiente, dentro del cual se encuentran dos bobinas aisladas especialmente contra el agua marina; se hace pasar corriente eléctrica por la primera e induce corriente en la segunda, dependiendo de la conductividad de la muestra. La salinidad se obtiene por medio de una fórmula a partir de la conductividad.

- 3) El S.T.D., es un aparato electrónico del que se obtienen registros en forma continua en función de la profundidad, para lo cual es descendido desde la cubierta del barco hasta la profundidad deseada o límite en las especificaciones del aparato.

La interpolación a profundidades standard de los datos obtenidos, fué efectuada en nuestro caso para sistematizar el cálculo, por medio de la ecuación de Lagrange y en intervalos cerrados pequeños, por interpolación lineal.

La fórmula que utilizaron Helland-Hansen y Sandstrom - para el cálculo de corrientes entre superficies particulares a partir de la distribución de la densidad del agua marina - fue :

$$v_1 - v_2 = \frac{D_a - D_b}{2 \omega L \sin \varphi} \quad (1)$$

donde:

$v_1 - v_2$ = La diferencia de promedios de las componentes horizontales de velocidades con dirección perpendicular a la línea que une las dos estaciones consideradas.

a, b = Las dos estaciones hidrológicas en las cuales se conoce por medio de mediciones de salinidad y temperatura, la distribución de la densidad del agua marina.

ω = La velocidad angular de rotación de la tierra.

L = La distancia entre las dos estaciones hidrológicas.

φ = La latitud promedio del área estudiada.

D = La altura dinámica de la superficie isobárica P_1 con respecto a la superficie isobárica P_2 , la cual está dada por la relación:

$$D = \int_{P_2}^{P_1} \alpha \, dp \quad \text{donde :}$$

α = Volúmen específico del agua marina

p = Presión

En este cálculo de componentes de corrientes no se considera la influencia de fuerzas de fricción en el movimiento del fluido en estado estacionario. La componente de la corriente se considera geostrofica, es decir, el gradiente de presión horizontal se equilibra con la fuerza de Coriolis que actúa durante el movimiento.

Una fórmula similar a la anterior fue obtenida por N.N. Zubov⁽¹⁾ en 1929 a partir de consideraciones geométricas, esta simplicidad produjo una gran aceptación hasta convertirse en el Método más común para el análisis de datos. Shtokman* en una publicación (1937), dijo que esta simplicidad daba al método una apariencia de validez universal.

Zubov efectuó estudios analizando las corrientes en un canal y basa sus argumentos en la distribución de densidad - como un indicador, sin considerar las fuerzas que producen - las corrientes.

Zubov y Mamaev* en 1956, establecen que la velocidad de una corriente, independientemente de su origen, puede ser - calculada por medio del análisis del campo de densidad, si - tal corriente " ocupa una posición estable respecto a la configuración del fondo, costas y sistemas de corrientes vecinos"

H. Sverdrup * en 1942, al tratar con el campo de presión en el mar, representa al gradiente de presión horizontal como la suma de dos componentes: Una causada por la pendiente de la superficie del mar, sin cambios en la vertical y en la otra componente, la irregularidad en la distribución del campo de densidad del agua marina, produce cambios en el campo de la presión interna, causando esta componente que depende de la coordenada vertical, pero más tarde, Sverdrup concluye que la única componente que es posible calcular por el método dinámico es la provocada por la distribución desigual de los -- campos de temperatura y salinidad, o sea, de la eterogeneidad del campo de densidad, pero la componente de gradiente de la velocidad de la corriente causada de la superficie del mar no se puede calcular (en su opinión), por el método dinámico.

Según Sverdrup, la velocidad de la corriente es la suma de dos componentes análogas :

1) La componente de gradiente causada por la pendiente de la superficie, penetra a cualquier profundidad, por lo - cual tendrá el mismo orden de magnitud en el fondo y en la - superficie;

2) La componente causada por la eterogeneidad del campo de densidad, decrece con la profundidad hasta alcanzar el - cero en alguna superficie. Estas dos conclusiones implican que deberá existir siempre una corriente de gradiente -- estable a grandes profundidades, ya que la superficie del mar casi nunca es horizontal.

(1) Véase la pág. 18-B

Más tarde Sverdrup, asegura que la componente causada por la inclinación de la superficie libre del mar, no se puede calcular por medio del Método Dinámico, sino solo la causada por la desigualdad en la distribución de la densidad en el agua marina.

Aparentemente no está argumentada la causa por la cual la eterogeneidad horizontal de la densidad deba decrecer con la profundidad, pues además parecería que en un campo gravitacional, el gradiente de presión horizontal creado por la pendiente de las superficies isopícnicas aumentaría desde cero en la superficie, hasta un máximo en el fondo si la pendiente isopícnica es la misma en el perfil y la variación de la componente de gradiente debida al campo de densidad -- variaría en igual forma.

Los puntos de vista de Zubov y Sverdrup son contrarios y en el de Sverdrup hay una aparente contradicción, por esto, a partir de la estructura del campo de densidad, trataremos de determinar la componente de la velocidad de la corriente que se calcula por el Método Dinámico.

La fórmula que se utiliza en el método Dinámico fue calculada por medio del teorema de circulación de Bjerknes, pero con la ayuda de ecuaciones simplificadas para el movimiento geostrofico de fluidos, Fomin en 1964 * publica su trabajo acerca de este método, obteniendo conclusiones que se ocultan en la simple presentación de la fórmula.

La componente de la velocidad de la corriente normal a la sección transversal vertical (perfil) en estado estacionario y sin considerar las fuerzas de fricción, se expresa por la siguiente relación:

$$\Omega v \rho = \frac{\partial p}{\partial x} \quad (3)$$

(véase la pág. 18-A)

La segunda ecuación que se utilizará será la ecuación hidrostática, cuya deducción se encuentra al final de este capítulo: (pag. No. 18)

$$dp = g \rho dz \quad (4) \quad \text{donde:}$$

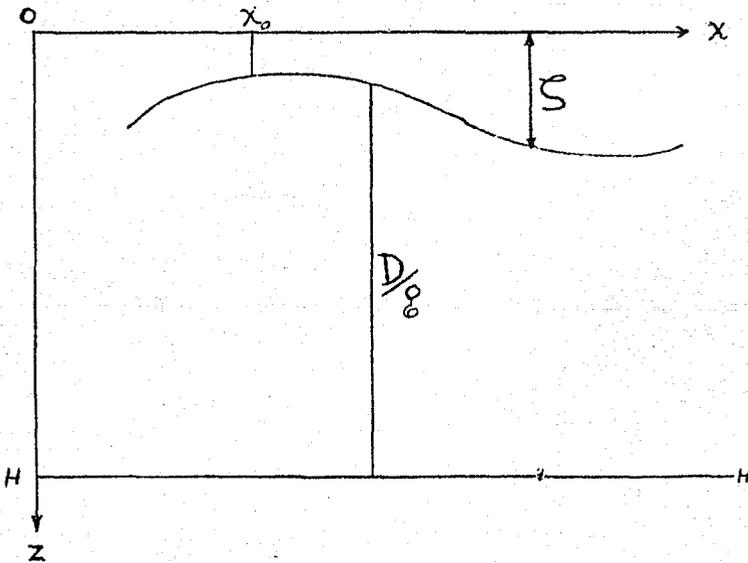
$$\Omega = 2\omega \sin \varphi = \text{parámetro de la fuerza de Coriolis.}$$

- ρ = Densidad del agua marina.
- φ = Latitud promedio de la región observada.
- g = Aceleración de la gravedad.

Para consideraciones prácticas, la presión atmosférica P_a integrando la ecuación hidrostática (4) obtenemos:

$$P - P_a = g \int_0^z \rho dz \quad (5)$$

El sistema de coordenadas que se utilizará es el siguiente:



donde: $z = \zeta(x)$ es la ecuación del trazo de la superficie libre del mar.

$z = H$ representa la capa de no-movimiento.

Y usando la regla de Liebnitz para diferenciar integrales, que dice:

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{a(x)}^{b(x)} F(x, z) dz = \int_{a(x)}^{b(x)} \frac{\partial F(x, z)}{\partial x} dz + F(x, z) \Big|_{z=b(x)} \frac{db(x)}{dx} - F(x, z) \Big|_{z=a(x)} \frac{da(x)}{dx}$$

Aplicandola a la ecuación (5) obtenemos:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = g \int_{\xi}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz - g \rho(\xi) \frac{\partial \xi}{\partial x} \quad (6) \quad \text{donde:}$$

$\rho(\xi) =$ Densidad en la superficie.

La ecuación anterior muestra que el gradiente de presión horizontal tiene 2 componentes: una causada por la eterogeneidad horizontal del campo de densidad y que depende mucho de la coordenada vertical, mientras que el término de la componente causada por la inclinación de la superficie del mar no depende de la coordenada vertical.

Iguando (6) con (3) se obtiene:

$$u_v = \frac{g}{\rho} \int_{\xi}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz - g \frac{\rho(\xi) \partial \xi}{\rho \partial x} \quad (7)$$

A una profundidad $z=H$ el gradiente de presión horizontal y la velocidad de la corriente son cero, o sea, la superficie isobárica "cero" está colocada en la región $z=H$, por esto de (7) se obtiene :

$$\int_{\xi}^H \frac{\partial \rho}{\partial x} dz = \rho(\xi) \frac{\partial \xi}{\partial x} \quad (8)$$

Se transforma el primer miembro de la ecuación (8) sustituyendo la densidad por el volúmen específico $\rho = 1/\alpha$ e integrando con respecto a la presión p en lugar de integrar con respecto a z , para lo cual se sustituye de la ecuación (4) la expresión:

$$dz = \frac{dp}{g \rho}$$

... 14

$$\int_{\xi}^H \frac{\partial p}{\partial x} dz = \frac{\bar{\rho}}{g} \frac{\partial}{\partial x} \int_{P_a}^{P_H} \alpha dp \quad (9)$$

Esta ecuación se pudo simplificar introduciendo las siguientes condiciones:

$$\frac{\partial P_a}{\partial x} = 0 = \frac{\partial P_H}{\partial x} \quad (10)$$

Esto es válido dado que la presión prácticamente no cambia en la horizontal para estas superficies.

En la ecuación (9), $\bar{\rho}$ es la densidad promedio del agua marina en la sección P_a , P_H es la presión en la superficie y P_H en la capa "cero".

La integral del miembro derecho de la ecuación (9) es -- por definición de altura dinámica de la superficie marina -- (-D) pues:

$$D = \int_{P_H}^{P_a} \alpha dp \quad (11)$$

Por lo cual, si igualamos los miembros derechos de (8) y (9) :

$$- \frac{\partial}{\partial x} D = g \frac{\rho(\xi)}{\bar{\rho}} \frac{\partial \xi}{\partial x} \quad (12)$$

Pero como: $\frac{\rho(\xi)}{\bar{\rho}} \approx 1$ entonces:

$$- \frac{\partial}{\partial x} D = g \frac{\partial \xi}{\partial x} \quad (13)$$

Si en la ecuación (7) z lo hacemos $z = \xi$ se anula el primer término del segundo miembro, quedando:

$$\rho(\xi) \approx 1$$

Comparando las ecuaciones (14) con (12) obtenemos una fórmula sencilla para calcular la velocidad superficial:

$$\Omega v = \frac{\partial D}{\partial x} \quad (15) \text{ donde:}$$

D = Altura dinámica, como se indica en la ecuación (11)

Ahora si integramos la ecuación (13) con respecto a x se tiene :

$$\int (x) = -\frac{D}{g} + \text{constante} \quad (16)$$

Pero si convenimos en que para $x = x_0$, $D = D_0$, y $\zeta = 0$, la relación (16) se convierte en :

$$\zeta(x) = \frac{D_0 - D}{g} \quad (17)$$

Eliminando de esta manera la indeterminación de la constante arbitraria.

Dado que en el cálculo para obtener la fórmula del Método Dinámico, utilizamos la ecuación para el movimiento geostrofico de un fluido, lo que implica que la corriente medida por el método Dinámico, es geostrofica y está asociada con el gradiente horizontal de presión que se equilibra con la fuerza de Coriolis. A partir de la ecuación (6) podemos observar que el gradiente de presión horizontal se expresa por dos términos: uno es el causado por la inclinación de la superficie del mar y el otro por la eterogeneidad horizontal del campo de densidad del agua marina.

Debe quedar bien claro que la corriente de gradiente es la consecuencia de la inclinación (transversal de la corriente) de las superficies isobáricas y no la inclinación, consecuencia de la corriente. En el párrafo anterior se menciona que la corriente medida por el Método Dinámico está asociada con el gradiente horizontal de la presión, pero no solo está asociado, sino que esta corriente está directamente incluida por éste y después afectada por la fuerza de Coriolis Ωv , por lo cual esta corriente es de gradiente por naturaleza.

de la corriente debida a la eterogeneidad del campo de densidad es falsa, pues la corriente calculada por el Método Dinámico se debe al gradiente de presión horizontal y éste se considera, además de la desigualdad en la distribución del campo de densidad, la inclinación de la superficie marina.

Dado que en este Método se deprecia la fricción, no se puede considerar la componente de deriva de la velocidad de una corriente estable, empujada o forzada por el viento, ni calcularla por medio del campo de densidad. Esta componente es la que crea y sostiene la inclinación de las superficies isobáricas y en particular la de la superficie del mar; o sea, en el Método no se consideran las verdaderas causas de las corrientes de gradiente, sino solo las causas inmediatas de su movimiento.

En la ecuación (6) para el gradiente de presión horizontal, el primer término se hace cero en las siguientes condiciones:

1. En la superficie libre de un mar baroclínico.
2. A cualquier profundidad de un mar homogéneo.

En estos casos el movimiento se induce solo por la inclinación de la superficie del mar. En un mar baroclínico, donde la velocidad de la corriente y el gradiente de presión horizontal alcanzan cero en alguna profundidad, el primero y segundo términos del segundo miembro de la ecuación (6) se hacen iguales y de signo opuesto, sin dejar de tomar en cuenta que $\frac{\partial \xi}{\partial x}$ y el gradiente de presión horizontal correspondiente a esta derivada, tienen siempre signos opuestos. El segundo término no depende de la coordenada vertical, mientras que el primero se incrementa en valor absoluto con el incremento en la profundidad; esto indica que al incrementar la profundidad, el efecto de la inclinación o pendiente de la superficie del mar se ve compensado por el efecto de la desigualdad del campo de densidad del agua marina, mientras que el gradiente de presión horizontal total se va decrementando a lo largo de la vertical, al igual que la componente de la velocidad de la corriente causada por éste, hasta alcanzar cero en alguna profundidad, como se puede observar generalmente; además si los dos términos tuvieran el mismo signo, la velocidad de la corriente se incrementaría con la profundidad y en el fondo tendría una velocidad mayor que en la superficie, lo cual nunca se observa.

Siguiendo esta interpretación, podemos utilizar las ecuaciones (7) y (8) para definir el concepto físico de la superficie " cero " :

" Es aquella superficie en la cual hay una completa compensación mutua de las dos componentes horizontales del gradiente de presión: La componente causada por la inclinación de la superficie libre del mar y la que se debe a la eterogeneidad del campo de densidad del agua marina, o sea, del campo de masa.

Se estableció que $z = \zeta(x)$ era el trazo de la superficie libre del mar sobre el perfil considerado, con la condición de que la presión atmosférica P_a fuese constante, esto implica que dicha superficie se consideró como isobárica, o sea, que $z = \zeta(x)$ puede ser el trazo de cualquier superficie isobárica, por lo cual, el anterior desarrollo es válido para calcular la componente de gradiente de la velocidad de la corriente para cualquier superficie isobárica con respecto a la superficie " cero ", por el método Dinámico. Todo este desarrollo puede generalizarse para un sistema de coordenadas rectangular X, Y, Z, y utilizar propiamente superficies y no trazos de éstas en un perfil, pero para simplificar el análisis y facilitar la descripción, se efectúa en perfiles o secciones transversales perpendiculares a la velocidad supuesta del flujo principal de la corriente.

En la ecuación (17) se puede observar que un relieve dinámico y uno geométrico de una superficie isobárica son esencialmente iguales, solo que en diferente escala; si las unidades dinámicas son divididas entre la aceleración de la gravedad g , obtenemos las geométricas.

Basándose en el análisis anterior se puede deducir que una muy importante característica de un mar baroclínico, es la distribución estacionaria de la densidad, por la cual se pueden medir corrientes estables de gradiente mediante el Método Dinámico: " el gradiente de presión horizontal producido en un mar baroclínico por las diferencias del campo de densidad entre un lugar y otro, y la inclinación de la superficie libre del mar en la capa que se encuentra sobre la superficie isobárica considerada, es igual en valor absoluto al gradiente de presión horizontal producido por la eterogeneidad del campo de densidad en la capa situada bajo la superficie isobárica considerada y la superficie "cero". Si esto no sucediera así, el error podría encontrarse en la elección inadecuada de la superficie "cero".

Además, si la compensación de estos dos gradientes de presión no se llevará a cabo al ir acercándose al fondo, indicaría que la corriente de gradiente geostrófica penetraría hasta el fondo. En otras palabras, la aplicabilidad del Método Dinámico depende de la estabilidad del campo de densidad y del de corrientes, pues por medio de éste se calculan las corrientes de gradiente estables de una región particular del océano mundial.

Derivación de la Ecuación Hidrostática

En un océano en el que no hay circulación en sentido vertical, como en nuestro caso, en un elemento de volumen infinitesimal la suma de fuerzas en sentido vertical, es decir, el peso del elemento de volumen se ve compensado por un empuje hacia arriba, dado por la diferencia de presiones en las caras superior e inferior como sigue :

El peso del elemento es igual a : $m g$ Donde:

m = Masa del elemento de volumen.

g = Aceleración de la gravedad.

Pero el peso en función de la densidad y el volumen es:

$$m g = (\rho V) g = (\rho dx dy dz) g = \rho g dx dy dz$$

La presión en la cara superior es: $P_z = p dx dy$ donde: p es la presión en esta cara.

$$\text{La presión en la cara inferior es: } P_z + P_{dz} = \left[p + \frac{dp}{dz} dz \right] dx dy$$

$\frac{dp}{dz}$ = Cambio de la presión en sentido vertical entre la cara superior e inferior del elemento de volumen .

El balance de fuerzas será:

$$m g = \left[P_z + P_{dz} \right] - P_z \quad \text{y sustituyendo las relaciones anteriores.}$$

$$g \rho dx dy dz = \left[p + \frac{dp}{dz} dz \right] dx dy - p dx dy$$

$$g \rho (dx dy) dz = \frac{dp}{dz} (dx dy) dz + p (dx dy) - p (dx dy)$$

Y simplificando: $dp = g \rho dz$ a lo cual se le llama Ecuación Hidrostática

Deducción de la ecuación para el movimiento geostrofico de fluidos

En el sistema de referencia utilizado se debe tomar en cuenta la fuerza de Coriolis, pues es un sistema anclado a la superficie de la Tierra, la cual tiene una velocidad angular ω ; las aceleraciones correspondientes a un cuerpo que se desplaza con velocidad $c = (u, v, w)$, se expresan como sigue:

$$C_x = 2\omega \operatorname{sen} \varphi \cdot v - 2\omega \operatorname{cos} \varphi \cdot w$$

$$C_y = -2\omega \operatorname{sen} \varphi \cdot u$$

$$C_z = -2\omega \operatorname{cos} \varphi \cdot u$$

Sumando las ecuaciones Eulerianas de movimiento y las fuerzas disipativas (fricción), resulta:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega \operatorname{sen} \varphi \cdot v - 2\omega \operatorname{cos} \varphi \cdot w + F_x$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\omega \operatorname{sen} \varphi \cdot u + F_y$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - 2\omega \operatorname{cos} \varphi \cdot u + F_z$$

En los océanos la corriente vertical es despreciable con respecto a la horizontal, las fuerzas disipativas no se toman en cuenta y como es un estado estacionario: du/dt , dv/dt y dw/dt son cero; por lo cual, de $du/dt = 0$ se obtiene:

$$0 = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega \operatorname{sen} \varphi \cdot v \quad \text{que es una de las ecuaciones}$$

simplificadas para el movimiento geostrofico de fluidos:

$$\rho v = \frac{\partial p}{\partial x} \quad (3)$$

Y de $dw/dt = 0$ resulta la siguiente ecuación:

$$0 = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g - 2\omega \operatorname{cos} \varphi \cdot u \quad \Leftrightarrow$$

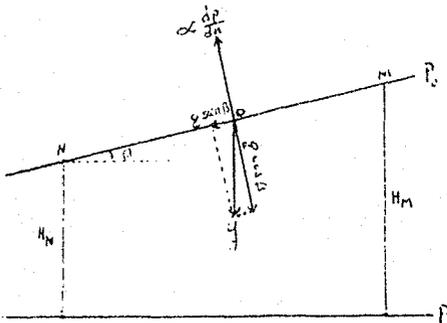
$$\frac{\partial p}{\partial z} = g \rho \left(1 - \frac{2u\omega}{g} \operatorname{cos} \varphi \right)$$

Despreciando el segundo término del segundo miembro, correspondiente a la Fuerza de Coriolis, se obtiene la ecuación hidrostática:

$$\frac{dp}{dz} = g \rho \quad (4)$$

Deducción de la Ecuación para el Cálculo de la Velocidad de la corriente por medio de consideraciones geométricas

Zubov planteó la ecuación para calcular la componente de la velocidad de la corriente perpendicular al perfil, a partir de consideraciones geométricas:

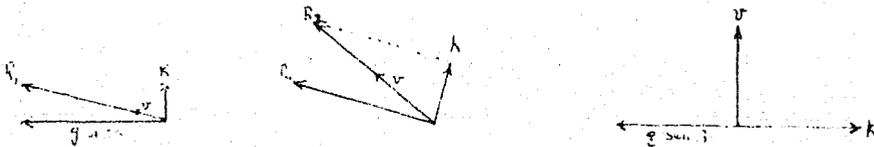


Sobre la partícula O actúan inicialmente dos fuerzas: la gravedad g en sentido vertical y la presión hidrostática, perpendicular a P_0 .

P_0 y P son superficies isobáricas, pero P es el nivel de referencia y coincide con una isotopotencial, es decir, de esta manera se garantiza que no hay aceleraciones en ella.

El vector g se puede descomponer en dos: $g \cos \beta$, paralela a dp/dn y $g \cdot \sin \beta$ que es paralela a P_0 . Como la partícula no tiene movimiento vertical, $\propto dp/dn$ y $g \cos \beta$ se equilibran, por lo cual, $g \cdot \sin \beta$ es la fuerza que inicia el movimiento; tan pronto la velocidad de la partícula es distinta de cero, la fuerza de Coriolis actúa en dirección normal a $g \sin \beta$ desviando la partícula hacia la derecha. K depende de v , cuya dirección está determinada por la resultante R_1 , pero esto es instantáneo, ya que K actúa siempre perpendicularmente a la velocidad del móvil y tiene la característica de desviar un movimiento, no de producirlo. La partícula recibirá una aceleración hasta que la acción de $g \sin \beta$, que no cambia de dirección, sea compensada por K , por lo cual la velocidad de la partícula tendrá una dirección perpendicular a $g \sin \beta$ y K , produciéndose así un equilibrio dinámico (geostrofico) que se expresa como sigue:

$$g \sin \beta = 2 \omega v \sin \psi \quad \Leftrightarrow$$



$$\Leftrightarrow v = \frac{g \sin \beta}{2 \omega \sin \psi}$$

del esquema (1) de esta pág. se deduce: $\sin \beta = (1/L) \cdot (H_M - H_N)$, \bar{v} sustituyéndolo:

$$v = \frac{g (H_M - H_N)}{2 \omega L \sin \psi}$$

pero: $\sigma H_M = D_M \quad \gamma$

$\sigma H_N = D_N$

Deduciéndose de esta manera la ecuación para calcular la componente de la velocidad de la corriente perpendicular al perfil, en función de las alturas dinámicas, la distancia entre estaciones y el parámetro de Coriolis:

$$v = \frac{D_M - D_N}{2 \omega L \operatorname{sen} \varphi}$$

III

CALCULO DE CORRIENTES EN AGUAS BAJAS

Se han desarrollado distintos métodos dependiendo de las suposiciones que se hacen en ellos, los primeros y más rudimentarios sustituyen una parte de tierra por una sección de agua sin movimiento, pues suponen que la corriente es nula en el fondo por condiciones de adherencia, pero hay serias objeciones a estas suposiciones. El primero fue propuesto por Jacobsen-Jensen en 1926*, donde sustituye la parte sólida de la cuenca oceánica (en el perfil), limitada por la línea vertical correspondiente a la estación hidrológica, la superficie cero y la línea del fondo; esta parte sólida es sustituida por agua sin movimiento, es decir, si en el perfil describimos el estado dinámico del agua por medio de isosteras, cuando una de estas líneas toca el fondo en un punto que esté situado entre la intersección de éste con la superficie cero y la intersección con la línea vertical de la estación, se continúa horizontalmente la isostera por la región sólida que fue sustituida por agua, la cual quedará sin movimiento; y conociendo la distribución de volumen específico podemos calcular la velocidad de la corriente por el Método Dinámico.

El segundo método, primeramente descrito por Mohn * y desarrollado por Helland-Hansen, el que se utiliza cuando la superficie cero no queda por debajo del fondo, sino que lo toca en el punto donde llega la vertical de estación con menor profundidad, la vertical de la otra estación se continua hasta el fondo y se sustituye la parte sólida comprendida entre la vertical y la estación con menos profundidad y la horizontal que pasa por la intersección del fondo con la vertical de la estación con más profundidad, por una serie de líneas isopícnicas horizontales separadas por la misma distancia, introduciendo con estas suposiciones un término de corrección (Δ) a las diferencias en alturas dinámicas calculadas a partir de la superficie cero, que se expresa -- como sigue:

$$\Delta = 1/2 h \left(\infty_{B_1} - \infty_{A_0} \right) \text{ donde:}$$

h = Diferencia de Profundidades entre estaciones.

∞_{B_1} = Volúmen específico en la intersección de la capa -- cero y la vertical de la estación con mayor profundidad.

∞_{A_0} = Volúmen específico en la intersección del fondo con la superficie cero.

Con esta corrección se usa el Método Dinámico y se calculan las corrientes.

Estos dos métodos se basan en la suposición de que la velocidad de la corriente es cero cerca del fondo y por lo tanto el gradiente de presión horizontal será cero en esta región; pero estas suposiciones no tienen fundamento, pues no se ve por qué se tenga que esperar un cambio tan notable en la estructura vertical del agua en esa área, o sea que dicho gradiente no puede alcanzar cero bruscamente y no debe suponer la velocidad como cero en la frontera sólida, pues se tendrían que introducir factores de fricción que en el Método Dinámico no se pueden introducir.

Los siguientes metodos usan una extrapolación grafica para complementar con agua imaginaria una región que necesitan para el cálculo, sustituyendo de esta manera la porción sólida; esta extrapolación puede depender del criterio del investigador, pero para que los investigadores se pongan de acuerdo P. Groen *, uniforme el criterio de extrapolación de la siguiente manera: Cuando una isopicna llega al fondo inclinado en un punto, se traza una horizontal sobre lo que representa la parte sólida y se trazan pequeñas líneas que indiquen la pendiente con que la isopicna tocó el fondo y cuando otra isopicna extrapolada pase por esta línea, lo hará con la misma pendiente; en estas condiciones, como se conoce la distribución de densidad, se aplica el Método Dinámico para obtener las corrientes.

A pesar de que estos dos últimos métodos dan mejores resultados, no dejan de tener inconvenientes; como mejor funcionan es cuando la parte sólida sustituida corresponde a un pico submarino, en el centro de la región estudiada.

Este no es nuestro caso, pues las costas del Golfo de México, tienen una plataforma continental muy somera y termina en un pronunciado talud casi vertical, por lo cual no se necesita usar ningún método de cálculo de corrientes en aguas bajas, pues en la plataforma, por tener ésta tan poca profundidad, las corrientes y el transporte que pueda haber son despreciables y fuera de ésta, el talud es tan abrupto que se consideran aguas profundas.

IV FACTORES QUE INFLUYEN EN LA CONFIABILIDAD DE LOS
 RESULTADOS OBTENIDOS POR EL METODO DINAMICO.

Cuando se estudia una región en particular del océano mundial, resultaría aventurado asegurar que el método dinámico daría resultados satisfactorios, pero aunque éstos no concuerden exactamente con los datos experimentales, proporcionan una imagen de todo el sistema de circulación de la región considerada. En general el método dinámico funciona, pero se plantearán una serie de conclusiones basándose en la teoría del método y en experiencias obtenidas durante su aplicación para aumentar la confiabilidad de los resultados:

- 1.- Las corrientes a estudiar deben ser estables y con una velocidad relativamente alta pues de esta manera los errores introducidos por factores aleatorios como las desviaciones ocasionales de algunas isosteras con respecto a la localización de las demás, son prácticamente despreciables.
- 2.- La profundidad de la región debe ser grande pues de esta manera se puede efectuar una elección más adecuada de la superficie 'cero' que es el factor del cual depende la mayor o menor aproximación en la obtención de las velocidades de las corrientes, a sus valores reales.
- 3.- Se recomienda que la región observada sea cubierta por una red suficientemente cerrada de estaciones hidrodógicas para obtener lo siguiente:
 - a) Para distribuir en ésta los errores obtenidos al sumar las diferencias en alturas dinámicas de las estaciones en un circuito pequeño cerrado.
 - b) Para tener estaciones de referencia efectuadas varias veces en distintas ocasiones.
 - c) Para obtener una estructura más clara de la circulación al tener cerca un perfil de otro.
- 4.- Es necesario que el período de tiempo en que se efectúe la red de estaciones sea corto, para evitar variaciones notables en las condiciones dinámicas de las masas de agua. Estas variaciones se avalúan por medio de las estaciones de referencia, repetidas con un intervalo de tiempo grande con respecto al que llevó efectuar la red; generalmente estas superficies de referencia son las iniciales y las que se encuentran en el centro de la red.
- 5.- Los transectos o perfiles se deben efectuar perpendicularmente a la dirección supuesta de la corriente permanente, pues por el Método Dinámico se calcula

la componente de la velocidad de la corriente perpendicular al perfil. Sirviendo de referencia las estaciones hidrológicas, en una gráfica del perfil se trazan isolíneas, es decir, líneas que unen puntos de las verticales que determinan las estaciones hidrológicas con igual valor de un parámetro determinado, obteniendo así para cada variable oceanológica de interés, un perfil oceanográfico, como pueden ser: la temperatura, salinidad, densidad, corrientes, etc.

- 6.- Para evaluar las variaciones diurnas causadas por las corrientes de marea y las ondas internas, como variaciones verticales en las capas profundas, se deben efectuar además de las estaciones consecutivas, estaciones diurnas acompañadas de mediciones directas para observar las variaciones en las corrientes. Este tipo de estaciones permite además de la comparación con la componente de la corriente permanente medida por el Método Dinámico, el cálculo de la influencia de la fricción en la circulación.
- 7.- La elección adecuada de la superficie "cero" es la base del éxito en la obtención de los valores más aproximados a la realidad de las velocidades de las corrientes medidas, pues a partir de ésta se calcula la velocidad de la corriente y se constituye la carta dinámica.
- 8.- Una carta dinámica obtenida de la primera serie de observaciones, es poco confiable, pues casi nunca los primeros perfiles son efectuados perpendicularmente a la dirección promedio del flujo de la corriente en la región considerada del mar estudiado. Pero tomando en cuenta las condiciones dinámicas de la región a partir de la primera serie de observaciones, se puede plantear una segunda serie y de ésta obtener una carta dinámica más confiable. Las observaciones repetidas en una región en diversas épocas del año, permiten la elaboración de cartas dinámicas estacionales, aclarando las influencias de las condiciones climáticas locales sobre el estado dinámico de las masas de agua del mar considerado.
- 9.- La fórmula que se utiliza en el Método Dinámico tiene en el denominador el parámetro de Coriolis: $2\omega \sin \varphi$. A muy bajas latitudes, este parámetro tiende a cero y en consecuencia la velocidad tiende a infinito, esto limita la aplicación del Método Dinámico para las regiones cercanas al ecuador.

Es casi imposible que un mar cumpla con todas las condiciones de estabilidad impuestas y que alguna serie de observaciones llene los requisitos mencionados, por lo cual, la aplicación del método requiere una decisión del investigador basada en el criterio que tenga para utilizar o no el método en una región particular del océano mundial.

V METODOS PARA CALCULAR LA SUPERFICIE CERO

Como ya se ha mencionado, la capa cero, nivel cero o -capa de no movimiento es aquella en la que la velocidad de la corriente es cero o tan pequeña que sea despreciable comsiderando los errores en las mediciones y en el cálculo de la velocidad de la corriente, es decir, que el error en la velocidad calculada absorba el valor de la misma. Esta superficie es el factor de mayor influencia en la obtención de los valores más cercanos a la distribución real de la velocidad de las corrientes ; si su elección no fuera correcta, las velocidades calculadas con respecto a esa superficie de referencia, tendrían todas una velocidad relativa tal que diferiría en un valor constante de su velocidad absoluta, aunque dieran una imagen aproximada de la circulación de las masas de agua en esa región, es decir, de la distribución de velocidades en el perfil.

Para la determinación de la capa de no movimiento, se han desarrollado distintos métodos, que se basan cada uno en una serie de argumentos para afirmar que la velocidad de la corriente es cero en tal o cual nivel y la confiabilidad del método depende de que el argumento en el que se basa tenga firmes bases teóricas para fijar adecuadamente este nivel de referencia. A continuación se exponen los principales Métodos y una breve crítica de sus bases teóricas, determinando así el grado de confiabilidad del mismo.

1.- Dietrich en 1937 * desarrolló un método tal que asegura que la capa de no movimiento está determinada o coincide con la capa de mínimo oxígeno disuelto en el agua marina la cual se encuentra entre las profundidades de 100 y 950 m.-- El argumento en el que se basa es el siguiente: Para toda profundidad del océano muncial, la oxidación de las aguas es la misma, por lo cual, si existe una capa de mínimo oxígeno disuelto, indica una ausencia de circulación en la misma, o sea que la circulación crea y renueva el nivel de oxígeno,...

pues casi todos los sistemas de circulación son cerrados y en la capa donde no hay circulación, habrá mínimo oxígeno disuelto, pues oxida el agua marina, ya que contiene todos los elementos que existen en la naturaleza en estado natural, en mayor o menor concentración. Este argumento no es suficiente para asegurar que en dicha capa no hay movimiento, pues se puede dar el caso de que la capa de mínimo oxígeno disuelto tenga una velocidad prácticamente igual a la de las capas vecinas y que además, dado que las condiciones de las dos capas son distintas, no haya mezcla entre ellas y siga existiendo la capa de mínimo oxígeno disuelto, pero en movimiento, lo cual no coincide con la definición de capa cero.

2.- Parr * propuso un método en 1938 en el que argumenta que las perturbaciones en el campo de la densidad determinan la distribución vertical de las velocidades de las corrientes de la siguiente manera: La velocidad de la corriente es proporcional al cambio de la distancia entre las isopícnas al variar la profundidad. Se llama picnómera a la capa tal que esté acotada por dos superficies isopícnas. Como una variación en el campo de masa implica una variación en el campo de densidad y ésta una variación en el campo de velocidades de la siguiente manera: El grosor de una picnómera es proporcional a la velocidad de la corriente, por lo cual, donde éste sea mínimo, la velocidad de la corriente será mínima, determinando así la capa de no movimiento. Los inconvenientes del método son: este método solo toma en cuenta el campo de densidad y por observación se ha constatado que en algunas capas, mientras el cambio en el volumen específico es mínimo, los cambios de la velocidad en el plano vertical son máximos, además de que en la atenuación de la velocidad de las corrientes con la profundidad, tiene ocasiones mayor influencia el gradiente de presión vertical que la distribución de la densidad y el tercer inconveniente se observa para aguas profundas, pues en éstas los cambios de volumen específico y por lo tanto de densidad, son tan pequeños que llegan a ser del mismo orden de magnitud del error en el cálculo de los mismos, por lo que el método pierde validez en este caso, pero para aguas bajas se utiliza con frecuencia, con un grado de confiabilidad más o menos aceptable.

3.-- Hidada * afirma en su trabajo de 1950, que el movimiento del agua implica un cambio en las propiedades físico-químicas de la misma, inducido por la turbulencia y sus intercambios correspondientes, determinando así cambios en la distribución de la salinidad, los cuales producen cambios en la distribución de las velocidades. En 1949, Hidada publica un trabajo en el cual el intercambio turbulento de la salinidad está determinado por una ecuación en la que se considera finito aún en el caso de no existir corriente y

considera el nivel cero en el punto en el cual la segunda -- derivada de la salinidad se hace mínima con respecto a la vertical. Los inconvenientes son: la difusión causada por la turbulencia es función de la velocidad de la corriente y no se mantiene finita independientemente de que la velocidad sea cero, además la distribución de la salinidad cambia de estación a estación del año, que son cambios que influirían en los resultados de la obtención de la capa cero, sin tener que ver con la velocidad de la corriente.

Se han desarrollado otros métodos para calcular la capa cero, pero todos tienen una serie de inconveniencias y poca confiabilidad, exceptuando el de Defant, cuyo inconveniente consiste en la cantidad de cálculos que se tienen que hacer, pero este problema se soluciona efectuando un análisis y diseño del sistema seguido de la elaboración de un programa - en computadora, como se verá más adelante.

4.- Defant * publica su método en 1941. Es el que más se acopla a la teoría del Método Dinámico y en que posee fundamentos teóricos más fuertes, ya que se basa en el análisis de las diferencias en alturas dinámicas entre superficies -- isobáricas y propone que en la capa donde las diferencias -- sean constantes, no habrá aceleraciones, como indica el Método Dinámico; esta capa generalmente es gruesa y aunque al no haber aceleraciones no asegura que la velocidad sea cero, se darán una serie de argumentos para identificar correctamente la capa cero:

El hecho de que las diferencias en profundidades dinámicas sea cero en una capa de la región estudiada, indica que la componente de gradiente de la velocidad de la corriente es constante a lo largo de la vertical en esta capa. Defant cree que al existir en esta capa un gradiente débil de la velocidad de la corriente, justifica un valor insignificante de la velocidad de éste. Además, si se supone que la capa con diferencias similares en profundidades dinámicas se encuentra entre dos corrientes de direcciones distintas u opuestas, entonces en esta capa habrá un gradiente vertical débil de la velocidad de la corriente; sería dudoso este argumento si encima y debajo de la superficie cero la dirección de la velocidad fuera la misma, pero los resultados de las investigaciones de las corrientes profundas nos dicen que en este caso es altamente probable que existan corrientes cerca del fondo con dirección contraria a las superficiales e intermedias y en ocasiones del mismo orden de magnitud que las superficiales. Los argumentos matemáticos son los siguientes: si en una capa las diferencias en profundidades dinámicas son las mismas, el incremento en profundidades dinámicas

entre las isobaras que la limitan, será el mismo para dos - estaciones vecinas A y B como se muestra:

$$\Delta D_A = \Delta D_B \quad \text{o lo que es lo mismo:}$$

$$\left[\int_{P_n}^{P_{n+1}} \omega \, dp \right]_A = \left[\int_{P_n}^{P_{n+1}} \omega \, dp \right]_B \quad \text{donde:}$$

$$\omega = \text{Volúmen específico del agua marina.}$$

La interpretación geométrica de la ecuación anterior es: las áreas formadas por las curvas de la distribución vertical de volúmen específico entre las superficies isobáricas P_n y P_{n+1} son iguales en las estaciones A y B. En estas condiciones, habrá al menos una profundidad en el intervalo P_n, P_{n+1} donde el volúmen específico del agua sea el mismo para la estación A y la B. Si la distancia entre estaciones hidrológicas es pequeña, hay al menos una isostera horizontal en el intervalo P_n, P_{n+1} y las pendientes de las superficies isostéricas deberán ser opuestas en signo -- arriba y abajo de la horizontal. Esto se puede argumentar más rigurosamente: de la ecuación (9) obtenida en el desarrollo de la teoría del Método Dinámico, que dice:

$$\int_S^H \frac{\partial \rho}{\partial x} \, dz = \frac{\bar{\rho}}{g} \frac{\partial}{\partial x} \int_{P_a}^{P_H} \omega \, dp \quad \text{se puede obtener:}$$

$$\int_S^H \frac{\partial \rho}{\partial x} \, dz = \frac{\bar{\rho}}{g} \frac{\partial D}{\partial x}$$

De acuerdo al método de Defant, la diferencia en profundidades dinámicas de superficies isobáricas, es constante a lo largo de la vertical, en la capa donde la velocidad de la corriente es cero.

Si diferenciamos la ecuación anterior con respecto a z y la igualamos a cero, se obtiene:

$$\frac{\partial \rho}{\partial x} = \frac{f}{g} \frac{\partial^2 D}{\partial x \partial z} = 0$$

De esta ecuación se puede deducir que la densidad es -- constante en esa capa en la dirección x , es decir:

$$\rho(x) = \text{Constante.}$$

De esta manera es más fácil asegurar que para calcular la superficie cero, es suficiente analizar la distribución de densidad o volúmen específico en toda la sección vertical transversal (perfil) y marcar las profundidades a las cuales el gradiente de densidad horizontal cambia de signo; aunque esto puede suceder varias veces, ($\partial \rho / \partial x = 0$) para eliminar esta discrepancia tomaremos el nivel más bajo donde suceda. -- Defant propuso que para construir una superficie cero lisa, se trazará en profundidades dinámicas similares elegidas. -- Para propósitos del cálculo sistematizado, propusimos para cada par de estaciones, el nivel cero como una horizontal pasando por el punto central de la capa elegida con diferencia en profundidades dinámicas iguales, quedando (para la red hidrológica) como una superficie escalonada.

Como se había hecho notar, la suposición de que las diferencias en profundidades dinámicas de superficies isobáricas son iguales en una capa determinada, no asegura que la velocidad sea cero sino constante, pero si lo analizamos según la estratificación del agua, el problema se esclarece: si esta capa la consideramos en una región de débil estratificación, casi homogénea, el pequeño cambio en la velocidad con respecto a la vertical parece natural, pues la débil estratificación no afecta notablemente al gradiente de presión horizontal y la componente de gradiente de la velocidad de la corriente no puede cambiar sustancialmente a lo largo de la vertical; pero se torna muy diferente el caso si la estratificación del agua es muy acentuada, pues los ajustes mutuos de los campos de densidad y de corrientes, desde el punto de vista mecánico, implican un cambio vertical de la velocidad de la corriente en este tipo de estratificación y la capa de diferencias constantes de profundidades dinámicas, donde la velocidad de la corriente no cambia verticalmente, se puede considerar como la capa sin corriente, con mucho más justificación que con débil estratificación.

Mamaev * en 1955 propuso que en lugar de analizar las diferencias en profundidades dinámicas, analizar las diferencias en volúmen específico, relacionando la capa cero con el mínimo cambio en el volúmen específico, con la ventaja de que ésta es más fácil de encontrar que la capa donde las diferencias en profundidades dinámicas son iguales.

VI CALCULO DE LA VELOCIDAD DE LA CORRIENTE EN EL CASO DE UNA SUPERFICIE CERO NO-HORIZONTAL, O SEA, DE -- FORMA COMPLEJA.

En los primeros intentos de obtener un método adecuado para el cálculo de corrientes, se consideraba una región cuya superficie cero era horizontal, pues no había un método confiable para la obtención de la misma con exactitud. Para aplicar el método Dinámico se necesita poder disponer de un método confiable y poco complicado para la obtención de una capa cero de forma compleja, ya que así se presenta en la mayoría de los casos, por lo cual se había limitado la utilización del método.

De manera similar al método de la nivelación geodésica, Dietrich * en 1937 propone un método para obtener una superficie cero compleja. Si tenemos tres estaciones hidrológicas en un perfil : A, B y C, conociendo la distribución vertical de la densidad de éstas y una capa cero inclinada bajo éstas, y calculando las profundidades dinámicas tratamos de obtener la velocidad de la corriente, obtendremos resultados que se encuentran muy lejos de la realidad, es por eso que - Dietrich en su método sustituye las secciones inclinadas de la superficie cero por partes horizontales, seleccionando la profundidad de éstos por medio del promedio aritmético de las profundidades de las secciones inclinadas y para asegurarse que esta superficie cero representará adecuadamente las condiciones de la región, se hacen los cálculos de las diferencias de profundidades dinámicas entre estaciones vecinas, - seleccionando una estación como referencia para el cálculo de las superficies isobáricas; se recomienda que la estación de referencia esté en el centro de la red, en estas condiciones se van sumando las diferencias en alturas dinámicas en forma sucesiva para un circuito cerrado, más la altura dinámica de la estación central D_A , calculando las alturas dinámicas de las estaciones sucesivas : i, j, sumando la discrepancia correspondiente: $\oint ij$, como sigue:

$$D_B = D_A + \delta_{AB} \quad ; \quad D_C = D_A + \delta_{AB} + \delta_{BC}$$

Obteniendo así en forma sucesiva:

$$D_N = D_A + \delta_{AB} + \delta_{BC} + \dots + \delta_{MN}$$

$$D_A = D_A + \delta_{AB} + \delta_{BC} + \dots + \delta_{NA}$$

En el caso de estaciones de un circuito cerrado donde :

$$\delta_{AB} + \delta_{BC} + \dots + \delta_{NA} = 0$$

y en el caso donde la discrepancia total no sea cero, se distribuye en partes iguales en las estaciones de la red. La desventaja del método es la gran cantidad de cálculos, pero con máquinas computadoras se elimina ésta .

Otro método es el propuesto por Somov * en 1937, en el que considera la superficie cero de forma compleja y que coincide con la línea de fondo. La ecuación que obtuvo para calcular las velocidades es :

$$v = \frac{1}{2 \omega L \sin \varphi} \left(\Delta D + \int_{P_A}^{P_B} \alpha dp \right) \quad \text{donde:}$$

- D = Diferencia de alturas dinámicas entre estaciones adyacentes.
- P_A = Valor de la presión en la intersección de la vertical de la estación A con la línea de fondo.
- P_B = Valor de la presión en la intersección de la vertical de la estación B con la línea de fondo.
- V = Componente de gradiente de la velocidad de la corriente perpendicular al perfil.

La ecuación de Somov difiere de la del Método Dinámico por el término:

$$\int_{P_A}^{P_B} \alpha dp$$

al que se le llama la " Marca " de la superficie cero, la cual se calcula en forma más sencilla como:

$$\int_{P_A}^{P_B} \alpha' dp = \frac{\alpha_A + \alpha_B}{2} (P_B - P_A) \quad \text{donde:}$$

α_A y α_B = Volúmenes específicos en los puntos donde se midieron P_A y P_B

Para describir las superficies isobáricas calculadas de esta manera, se efectúa el mismo procedimiento que para el método de Dietrich, con la diferencia de que en lugar de considerar las discrepancias, se consideran las "Marcas" de estas estaciones. Este Método da resultados más o menos satisfactorias, pero implica una gran cantidad de cálculos.

Ahora consideraremos el tercer método para el cálculo de corrientes considerando la superficie cero de forma compleja; lo propuso Fomin * en 1964

El sistema de referencia que se usará es: el eje X horizontal, y Z vertical y el origen en un punto de la superficie, la que se expresa como: $z = \zeta(x)$ y que la superficie cero está a una profundidad de: $z = H(x)$ con la única restricción, de que estas ecuaciones sean diferenciables. Como sabemos, en estos cálculos se desprecia la fricción y la ecuación que se utiliza para calcular la corriente es:

$$2 \omega v \sin \varphi = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Y la ecuación hidrostática:

$$g \rho = \frac{\partial p}{\partial z}$$

La cual si la integramos respecto a z por medio de la regla de Liebnitz para diferenciar integrales, obtenemos:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = g \int_{\zeta(x)}^z \frac{\partial p}{\partial x} dz - g \rho (\zeta) \frac{\partial \zeta(x)}{\partial x}$$

Como se hizo al desarrollar la teoría del Método Dinámico. - Pero para la capa cero donde no hay movimiento.

$$0 = g \int_{\xi(x)}^{\rho H(x)} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz - g \rho (H) \frac{\partial \xi(x)}{\partial x} + g \rho (H) \frac{\partial H(x)}{\partial x}$$

Combinando las dos ecuaciones anteriores obtenemos una expresión para el gradiente de presión horizontal en z , como sigue:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = g \int_{H(x)}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz - g \rho (H) \frac{\partial H(x)}{\partial x}$$

Si se sustituye la densidad por el volumen específico y por un cambio de variable, la profundidad por la presión, obtendremos:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \bar{\rho} \frac{\partial D}{\partial x} - \frac{\partial h(x)}{\partial x} \quad \text{donde: } D = \int_{P_H}^P \alpha dp \quad \text{donde:}$$

P_H = La presión de la profundidad $H(x)$.

$h(x)$ = Función que describe la profundidad de la superficie cero en unidades de presión.

Así sustituyendo la anterior ecuación en la que se utiliza para calcular la velocidad de la corriente, obtenemos:

$$v = \frac{1}{2 \omega \sin \varphi} \left(\frac{\bar{\rho}}{\rho} \frac{\partial D}{\partial x} - \alpha \frac{\partial h(x)}{\partial x} \right)$$

Pero para aplicar la ecuación consideraremos la siguiente:

$d \alpha h = \alpha dh + h d \alpha$ donde el segundo término del segundo miembro es cuando mucho 1/1000 del primero, por lo que resulta válida la aproximación:

$$d(\alpha h) = \alpha dh$$

y sustituyéndolo en la ecuación para v :

$$v = \frac{1}{2 \omega \sin \varphi} \left(\frac{\bar{\rho}}{\rho} \frac{\partial D}{\partial x} - \frac{\partial(\alpha h)}{\partial x} \right) \text{ aproximando } \frac{\bar{\rho}}{\rho} = 1$$

sacando del paréntesis de derivación y expresando la ecuación en forma integral.

$$v = \frac{1}{2 \omega \operatorname{sen} \varphi} \frac{\partial}{\partial x} \int_{P_H}^P (\alpha - \alpha_H) dp$$

y sustituyendo la expresión de D:

$$D = \int_{P_H}^P (\alpha - \alpha_H) dp$$

se obtiene :

$$\dot{v} = \frac{D_B - D_A}{2 \omega L \operatorname{sen} \varphi} \quad \text{donde:}$$

α_H = Volúmen específico en la superficie cero.

Al analizar las ecuaciones para describir las superficies isobáricas, según este método, al volúmen específico del agua se le resta el volúmen específico de la superficie cero. Los resultados obtenidos por este Método son bastante aceptables, con la ventaja de que la cantidad de cálculos por efectuar es mucho menor que en los anteriores métodos.

VII PROCEDIMIENTOS UTILIZADOS EN LA SISTEMATIZACION DE LOS DATOS.

En la región Sur-oeste del Golfo de México, el Instituto de Geofísica y la Secretaría de Marina efectuaron el cru cero 7122 en la corbeta oceanográfica Virgilio Uribe, como una parte del programa internacional C.I.C.A.R. Dicho cru cero se llevó a cabo a fines del mes de Octubre y a principios de Noviembre, en cuyos datos se basa este estudio.

Los perfiles que se describen, tomados en forma radial del centro a las orillas, son los siguientes:

De la estación 43 a la 40, de la 54 a la 57, de la 43 a la 47, de 54 a la 50, y de la 43 a la 7. Su localización se describe en el esquema de la pag. 37 ; las distribuciones de salinidad, temperatura y densidad, en los perfiles; y los datos en el apéndice. Estas estaciones fueron efectuadas - entre las 21.5 hrs. del 28 / I / 71 y las 10.7 hrs. del 10 / XI / 71, tomando como referencia el tiempo del meridiano de Greenwich (GTM).

Como en un océano standard, a la profundidad de 1000m - la presión es 1010 dbar., y el error experimental es mayor del 1 %, se hace la aproximación: 1 m. = 1 dbar. Las profundidades standard a las que se interpolan los datos para sistematizar los cálculos son:

0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300 y 1400.

que fué la máxima profundidad a la que se tomaron los datos. Miguel Angel Alatorre y Heriberto Ornelas, implantaron los sistemas para interpolar los datos, calcular la densidad - convencional σ_t y las anomalías de la profundidad dinámica, basándose en el programa para proceso de estaciones hidrológicas SDCOMPU (Station Data Compute Program) del NODC (- National Oceanographic Data Center) de U.S.A., cuyo resultado fue una tabulación de las profundidades dinámicas correspondientes a las profundidades standard, de las cuales partimos para el desarrollo de la aplicación del método Dinámico.

El diagrama de flujo del programa que se utiliza para aplicar el Método Dinámico, se presenta en la Pag. No. 34.

La distancia entre estaciones consecutivas se encuentra por medio de la posición geográfica de las mismas, con la siguiente relación:

$$L_{AB} = R \cos^{-1} (\cos \varphi_A \cos \varphi_B (\cos \theta_A \cos \theta_B + \sin \theta_A \sin \theta_B) + \sin \varphi_A \sin \varphi_B) . \quad R \text{ donde:}$$

L_{AB} = Distancia entre estaciones.

θ_A = Latitud de la estación A.

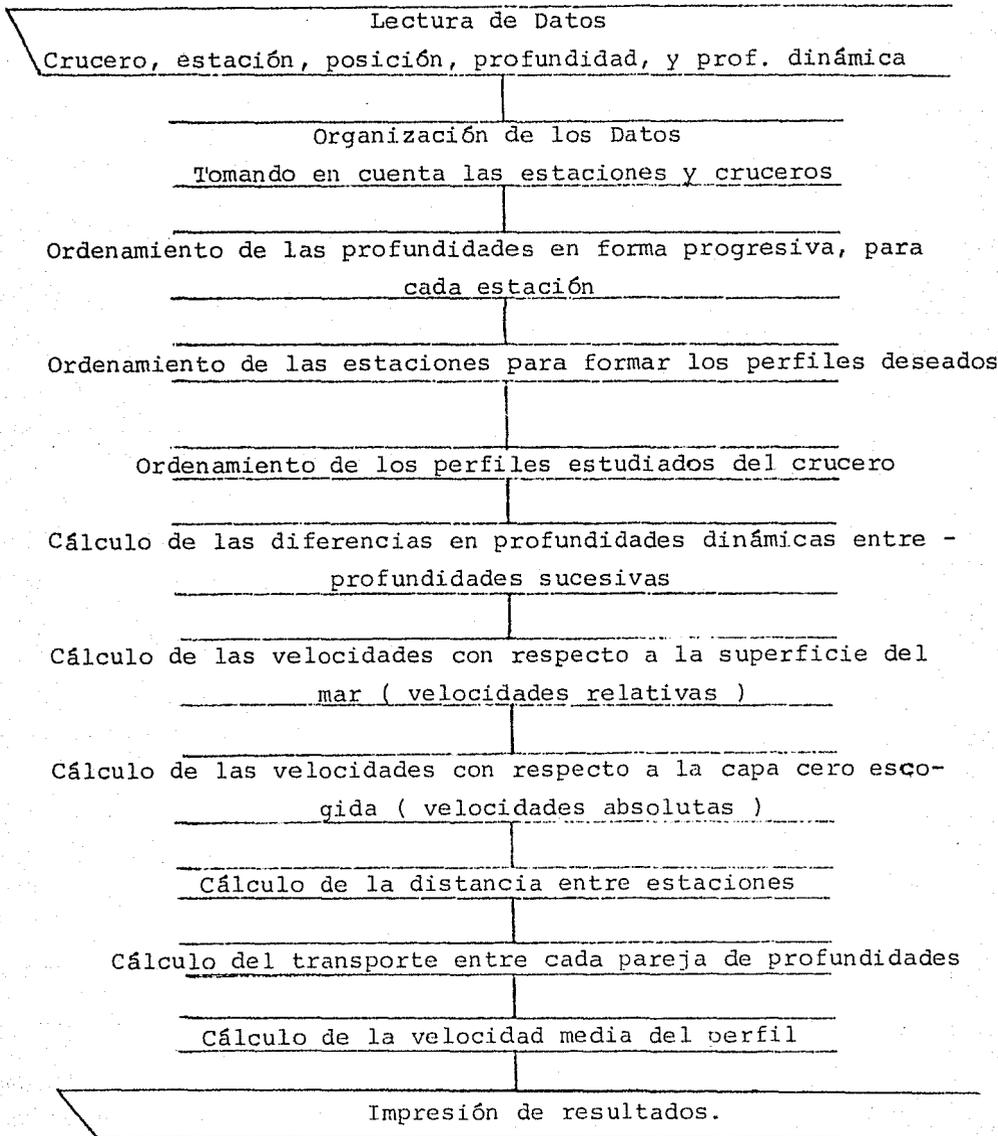
θ_B = Latitud de la estación B.

φ_A = Longitud de la estación A.

φ_B = Longitud de la estación B.

R = 6 371 000 m. = Radio de la tierra

DIAGRAMA DE FLUJO



La componente de la velocidad de la corriente v_{AB} perpendicular al perfil formado por la pareja de estaciones A y B, calculada con respecto a la superficie del mar, se obtiene la siguiente fórmula: (método Dinámico):

$$v_{AB} = \frac{\Delta D_B - \Delta D_A}{2 \omega L_{AB} \cdot \text{sen } \varphi} \quad \text{donde:}$$

- ΔD_A = Diferencia en la profundidad dinámica encontrada entre dos profundidades standard sucesivas a la estación A.
- ΔD_B = Diferencia en profundidad dinámica entre las mismas profundidades standard usadas para la estación A, pero calculadas para la B.
- L_{AB} = Distancia entre estaciones hidrológicas A y B.
- φ = Latitud promedio entre las estaciones A y B.

Para encontrar la capa de no-movimiento, se utiliza el criterio de Defant, o sea, la capa en la que las diferencias en profundidad dinámica entre dos profundidades standard es mínima en valor absoluto por unidad de profundidad (m.); en el caso de que se obtengan dos iguales, se escogerá la más profunda. Ya determinada esta capa, el valor que tenga la velocidad relativa a la superficie en esta capa, será restado a todos los demás datos de dicha velocidad relativa de ese perfil limitado por una pareja de estaciones, obteniéndose así la velocidad relativa a la capa de no-movimiento.

Para el cálculo del transporte, se utilizan las relaciones propuestas por Sverdrup, Johnson y Fleming *

$$Q_{12}^{AB} = \frac{v_1 + v_2}{2} \cdot (L_{AB}) \cdot |P_2 - P_1|$$

donde:

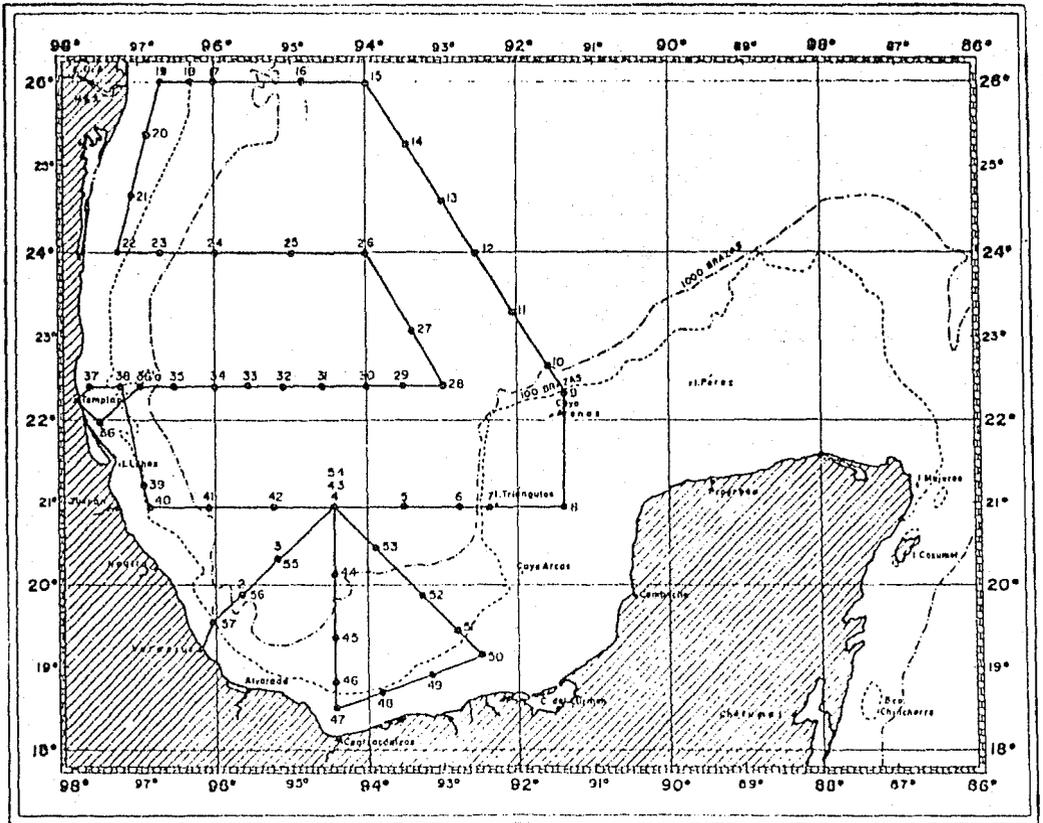
- Q_{12}^{AB} = El transporte entre las estaciones A y B, pero entre las profundidades standard P_1 y P_2 .
- v_1 = Velocidad absoluta a la profundidad P_1 .
- v_2 = Velocidad absoluta a la profundidad P_2 .
- L_{AB} = Distancia entre las estaciones A y B.

Sumando todos los transportes parciales, se encuentra el transporte en el perfil, pero en este caso no hay datos hasta el fondo. por lo cual, para calcular el transporte en cada uno de los perfiles, se suman los transportes parciales que estén sobre la capa cero y sumando los transportes de los perfiles formados por cada pareja de estaciones, se obtiene el transporte total del perfil radial que va desde la estación central, a la costa. Siguiendo este proceso, si se suman en forma vectorial todos los perfiles radiales, se debe obtener cero, lo cual comprobará la conservación de la masa en este sistema de circulación, es decir, todo lo que entre a un circuito cerrado, tiene que salir y conservarse la cantidad de agua en esta región, que en nuestro caso está limitada por la superficie, el perfil Tuxpan-Isla Triángulos, la capa --cero y la costa (los resultados se encuentran en el siguiente capítulo).

El procedimiento que se siguió para encontrar la carta de transportes fue el siguiente:

Se trazaron dos ejes coordenados para cada perfil radial; El vertical indicaba la sumatoria de los transportes para cada pareja de estaciones, partiendo de la estación central hacia la costa, y el horizontal, con la misma escala que el mapa del derrotero, la sumatoria de la distancia entre estaciones, obteniendo una especie de histograma con columnas horizontales y base común en la línea opuesta al eje vertical. En estas condiciones, se trazó una línea suave que siguiera la tendencia de esta gráfica, para después trazar las líneas horizontales correspondientes a 1,2,...,5 Sverdrups y trazar las verticales a partir de los puntos correspondientes a la intersección de la horizontal con la curva, obteniendo así en el eje horizontal los puntos correspondientes a 1,2,...,5 Sverdrups. Efectuando esto para cada perfil radial, se obtiene una línea con las posiciones de las estaciones y entre éstas, los puntos correspondientes a 1,2,...,5 Sverdrups; después de calcular todas estas líneas, se colocan en el mapa de la región según la localización de las estaciones y uniendo con líneas suaves (isolíneas) las indicaciones para 1,2,...,5 Sverdrups, se efectuará la carta de transportes.

para construir las distribuciones de corrientes en los perfiles, a cada profundidad standard se le colocó su valor de velocidad en la línea vertical correspondiente a la pareja de estaciones, o sea, la que parte de la mitad entre ambas; hecho esto, se interpolaron los valores enteros en cm/seg -- para la velocidad, y uniendo los puntos de igual valor con líneas suaves, se construyeron las isotacas, que determinan la distribución de las componentes ortogonales a los perfiles, de la velocidad de las corrientes, que son el propósito de esta tesis.



Derrotero del Crucero COSMA 71-22.

VIII

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

La convención de signos de la velocidad de la corriente es la siguiente: la velocidad será positiva si cuando un observador mira la dirección en la que la numeración de las estaciones aumenta, la corriente circula hacia la izquierda y negativa si circula hacia la derecha. En el caso especial del perfil 43-5, la corriente es positiva y circula hacia el Norte.

La estación central tiene la siguiente posición:

Latitud 21°N y Longitud 94°30' W.

Los transportes en los perfiles son como sigue:

	Transporte	Dirección
Estación Central - Tuxpan	4.882 Sverdrups	S u r
Estación central - Veracruz	5.017 Sverdrups	Sureste
Estación Central - Coatzacoalcos	1.035 Sverdrups	E s t e
Estación Central - Cd. del Carmen	4.984 Sverdrups	Noreste
Estación Central - Isla Triángulos	4.878 Sverdrups	N o r t e

La circulación que presenta esta región es ciclónica, como se ve en los datos de tabla anterior.

En el perfil que va de la estación central a Coatzacoalcos, se necesitan datos a mayor profundidad, pues con los que se cuenta, se obtienen resultados que van completamente en contra de la tendencia general de los demás perfiles y no hay manera de comparar con algún otro crucero; pero como se cuenta con cuatro perfiles que siguen la misma tendencia, éste se elimina y se trazan las isolíneas de transporte en forma suave, obteniendo la gráfica que se muestra en la pag.

El perfil Estación Central - Tuxpan, la capa cero, el perfil Estación Central - Veracruz y la costa, forman con la superficie un volumen cerrado, en el cual se debe conservar la masa, es decir, lo que por un lado entra, debe salir en su totalidad por el otro. Por la superficie cero, la circulación es nula por definición; por la costa, el aporte de los ríos es considerable, pero como los transportes son mucho mayores, este aporte, la evaporación y la precipitación serán

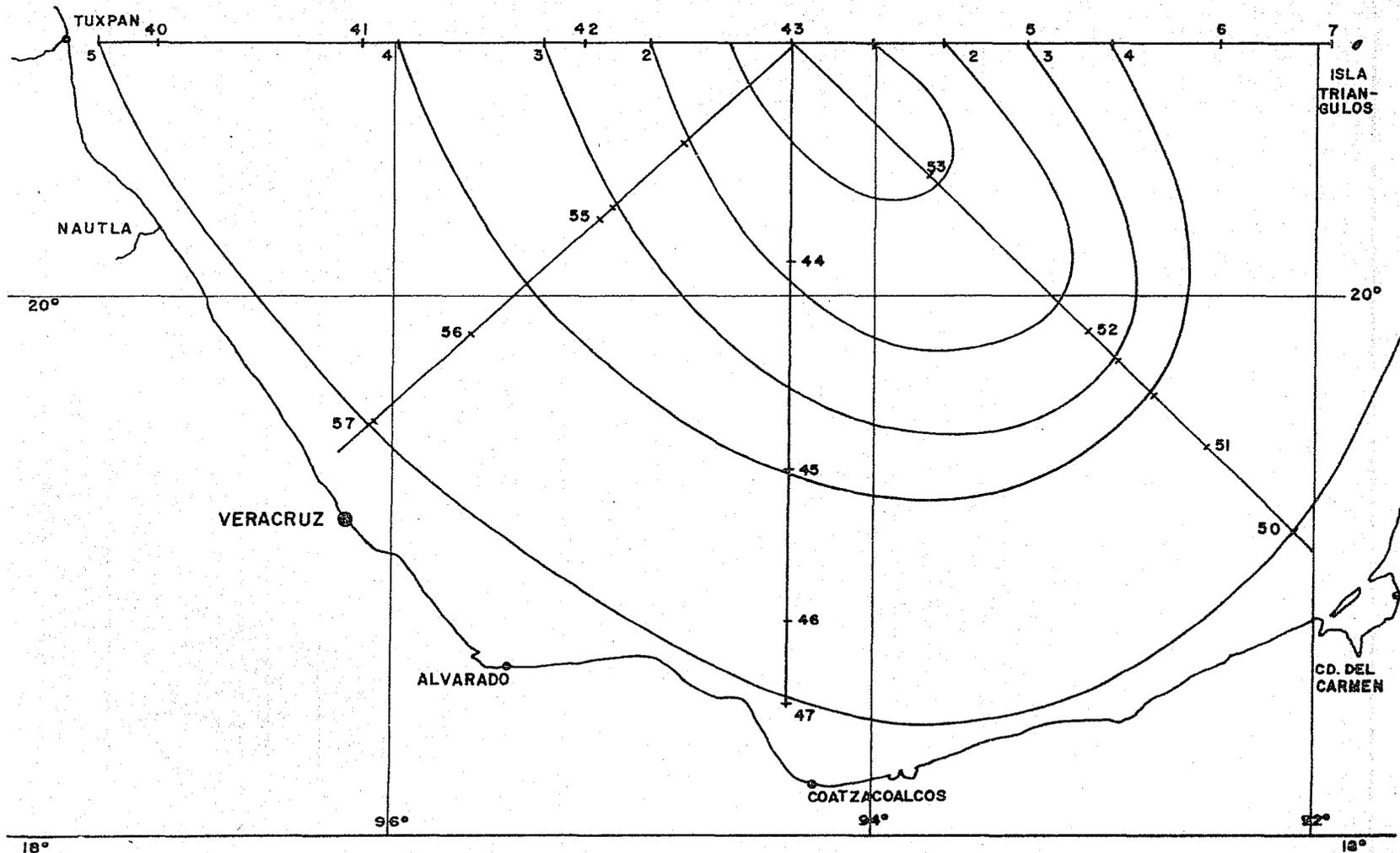


DIAGRAMA DE ISOLINEAS DE TRANSPORTE EN UNA REGION DEL GOLFO DE MEXICO
 (COSMA - 71 - 76)

despreciados para facilitar los cálculos; por lo tanto, la circulación entre los dos perfiles. En el perfil Est. Central - Tuxpan el transporte es de 4.882 Sverdrups (casi $5 \times 10^6 \text{ m}^3 / \text{seg}$) y en el perfil Est. Central - Veracruz, de 5.017 Sverdrups; la diferencia es de 0.135, lo que comparado con el transporte promedio de estos dos perfiles, re presenta un error de 2.72 % , que está perfectamente comprendido dentro de los errores experimentales.

El siguiente volúmen cerrado a considerar es: la capa cero, la costa, la superficie y los perfiles Est. Central - Veracruz y Est. Central - Cd. del Carmen. Los transportes son: 5.017 y 4.984 Sverdrups, la diferencia entre éstos: 0.033, que con respecto al transporte promedio, representa el 0.066 % de error, lo que nos indica que la cantidad de agua que circula es constante en esta región.

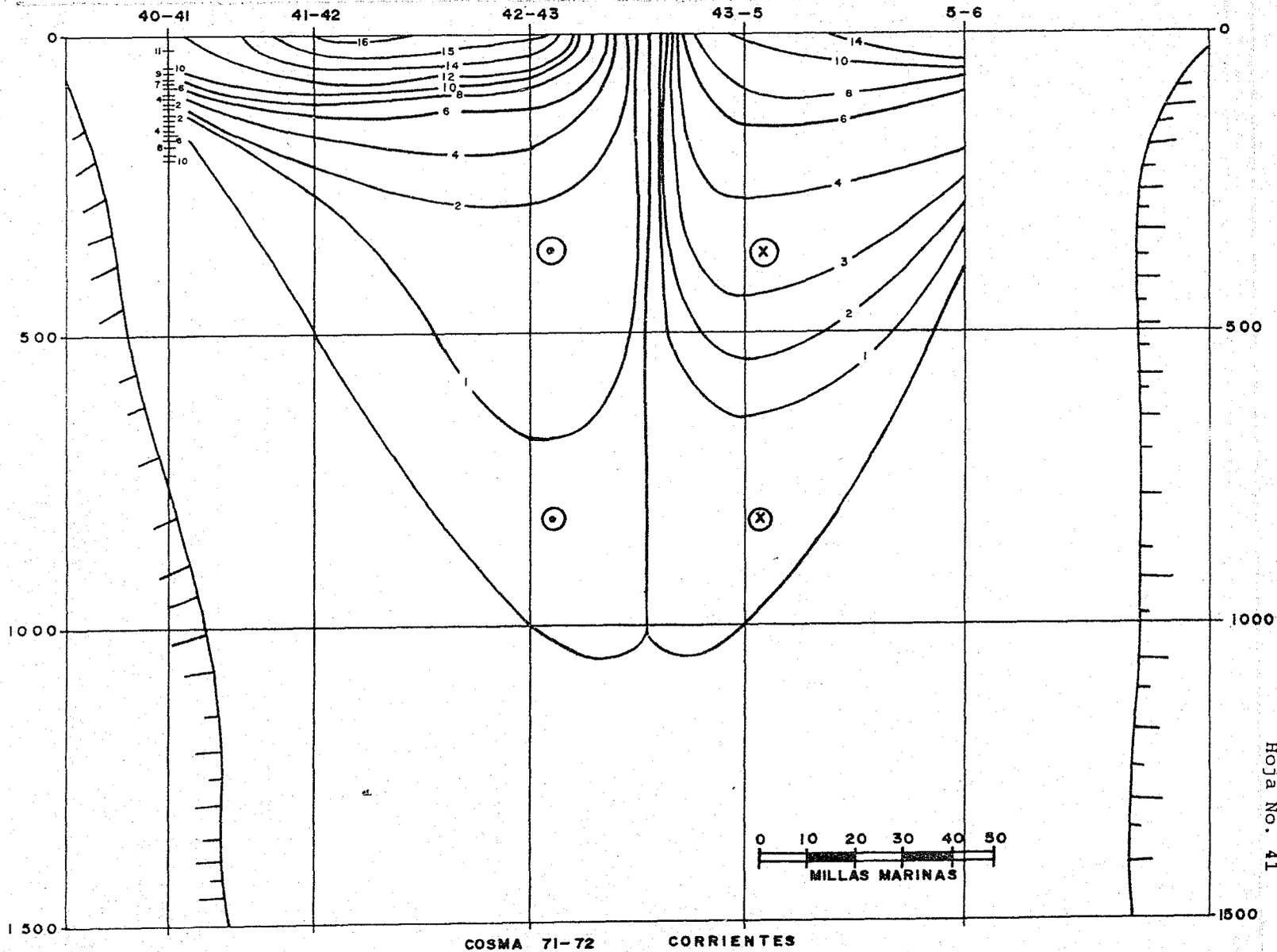
De la misma manera, los perfiles Est. Central - Cd. del Carmen y Est. Central - Isla Triángulos, forman un volúmen cerrado el primero aporta 4.984 a éste y por el segundo salen 4.878 Sverdrups; la diferencia es 0.106 y el error relativo al promedio de transporte es : 2.15 %.

El último volúmen cerrado a considerar es el formado por los perfiles: Est. Central - Tuxpan y Est. Central - Isla Triángulos, cuyos transportes, respectivamente son: 4.882 y 4.878 Sverdrups y cuya diferencia es 0.004 , por lo que el error relativo al transporte promedio es : 0.08 %, de lo cual se deduce que la cantidad de masa circulante en esta región se conserva.

La capa cero es de la misma forma en los cuatro perfiles radiales analizados y todos presentan sus núcleos de corriente más intensos, encima de los 500 metros de profundidad.

Los gradientes más fuertes de la corriente se encuentran cerca de la superficie, debilitándose gradualmente con la profundidad.

A continuación se presentan las distribuciones de las componentes ortogonales de velocidad de las corrientes geostroóficas, dominantes de los perfiles estudiados en la región suroeste del Golfo de México, que eran el fin principal de esta tesis.



COSMA 71-72

CORRIENTES

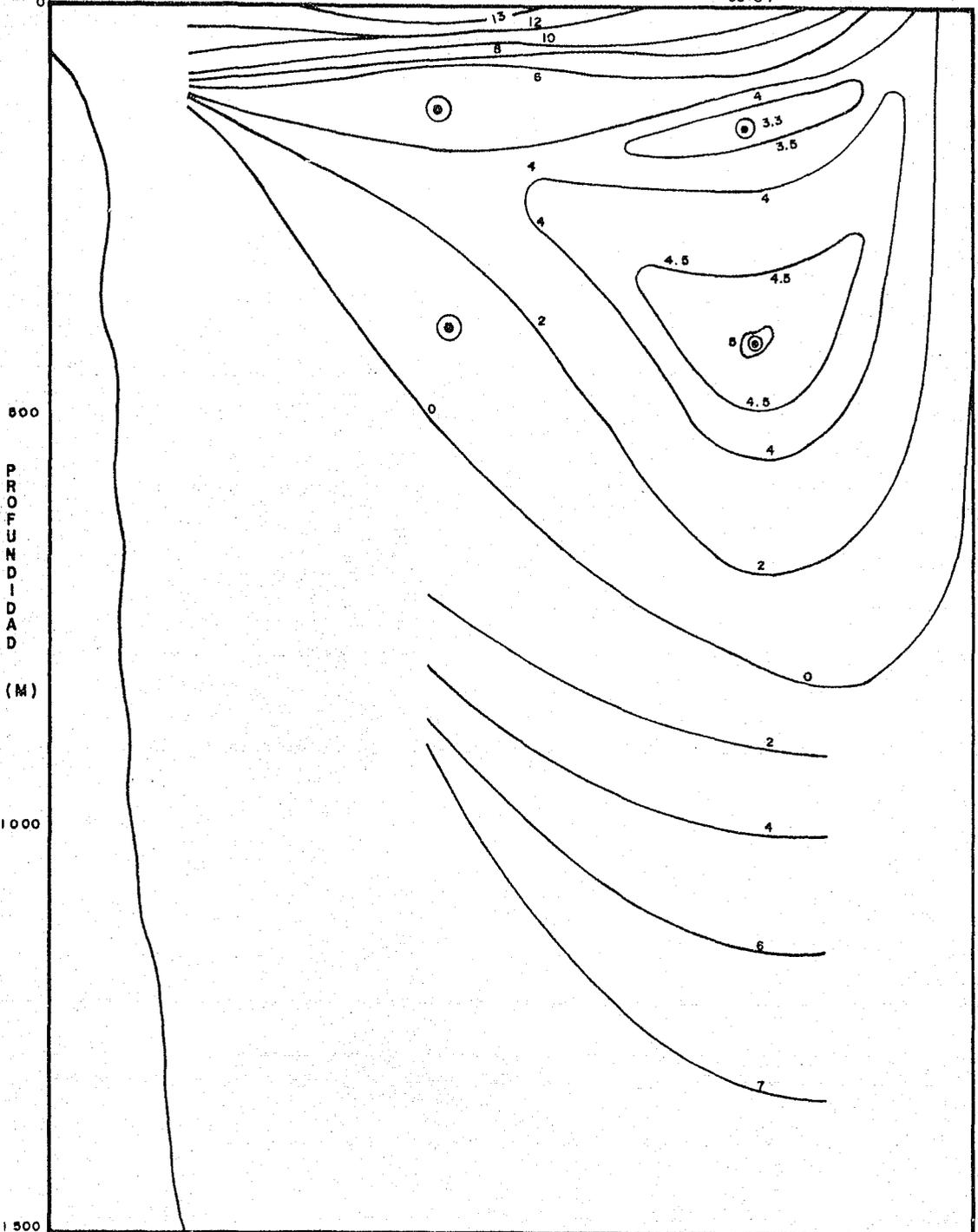
Hoja No. 41

ESTACIONES

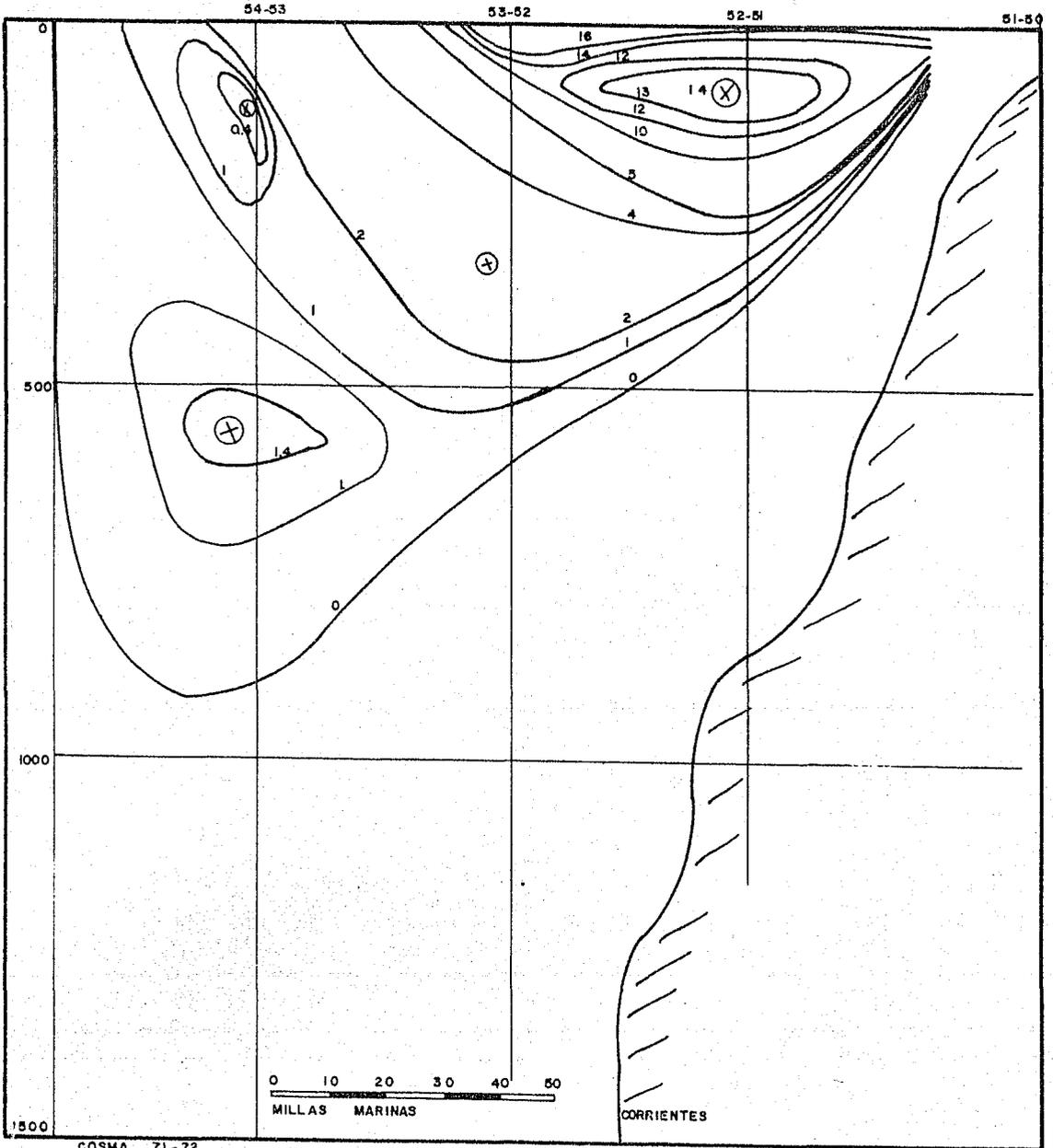
57-56

56-55

55-54



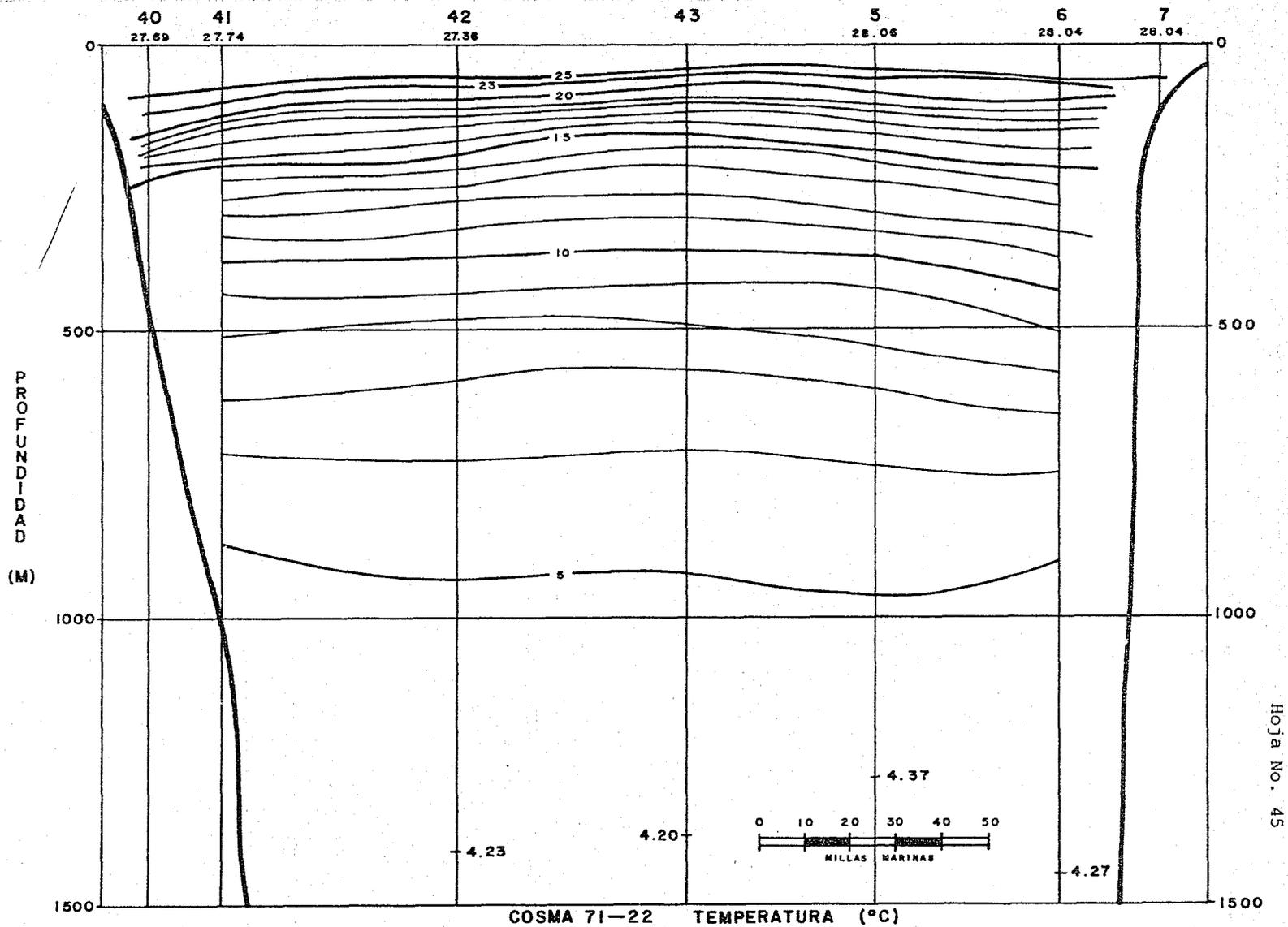
ESTACIONES



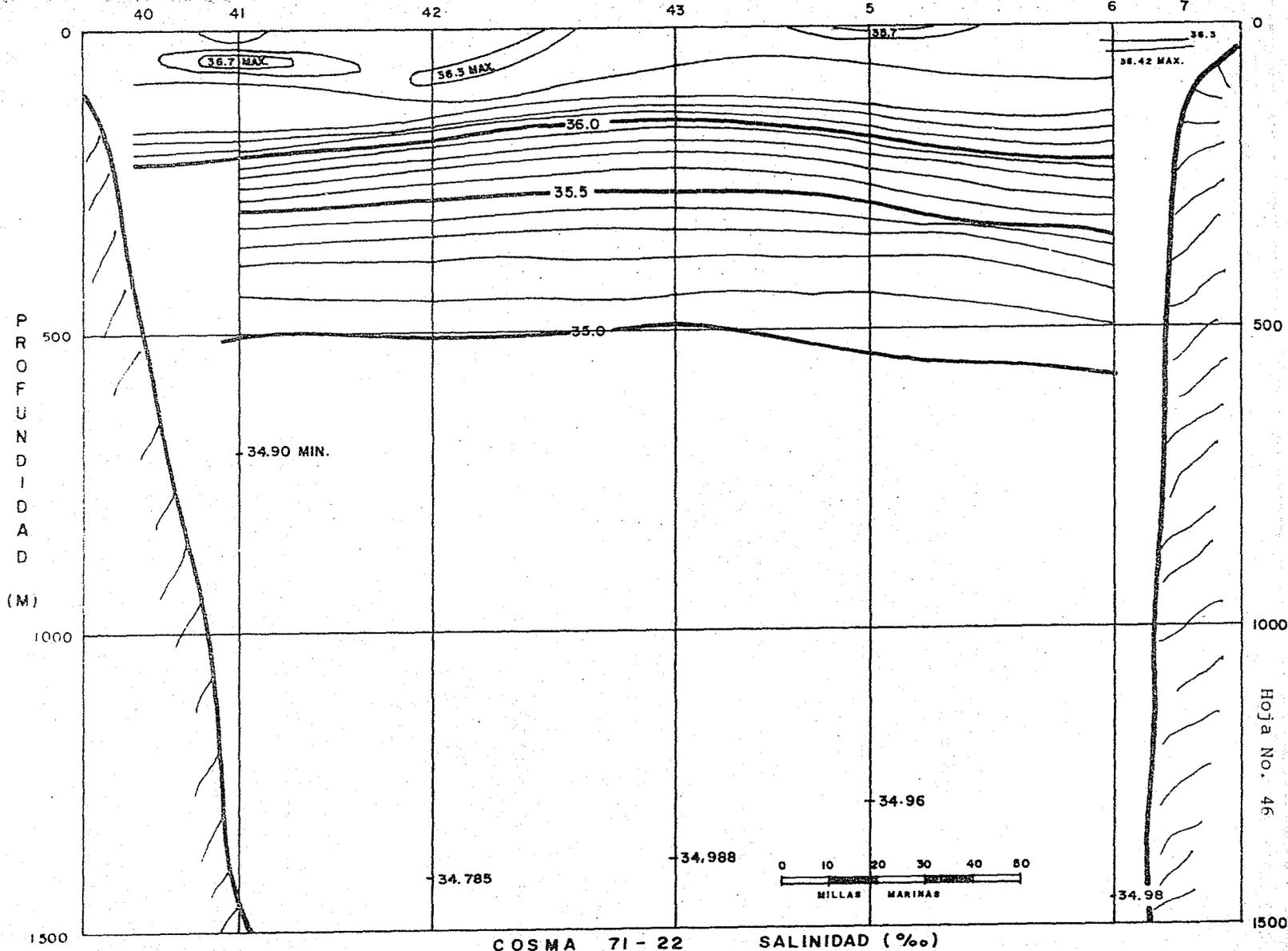
IX

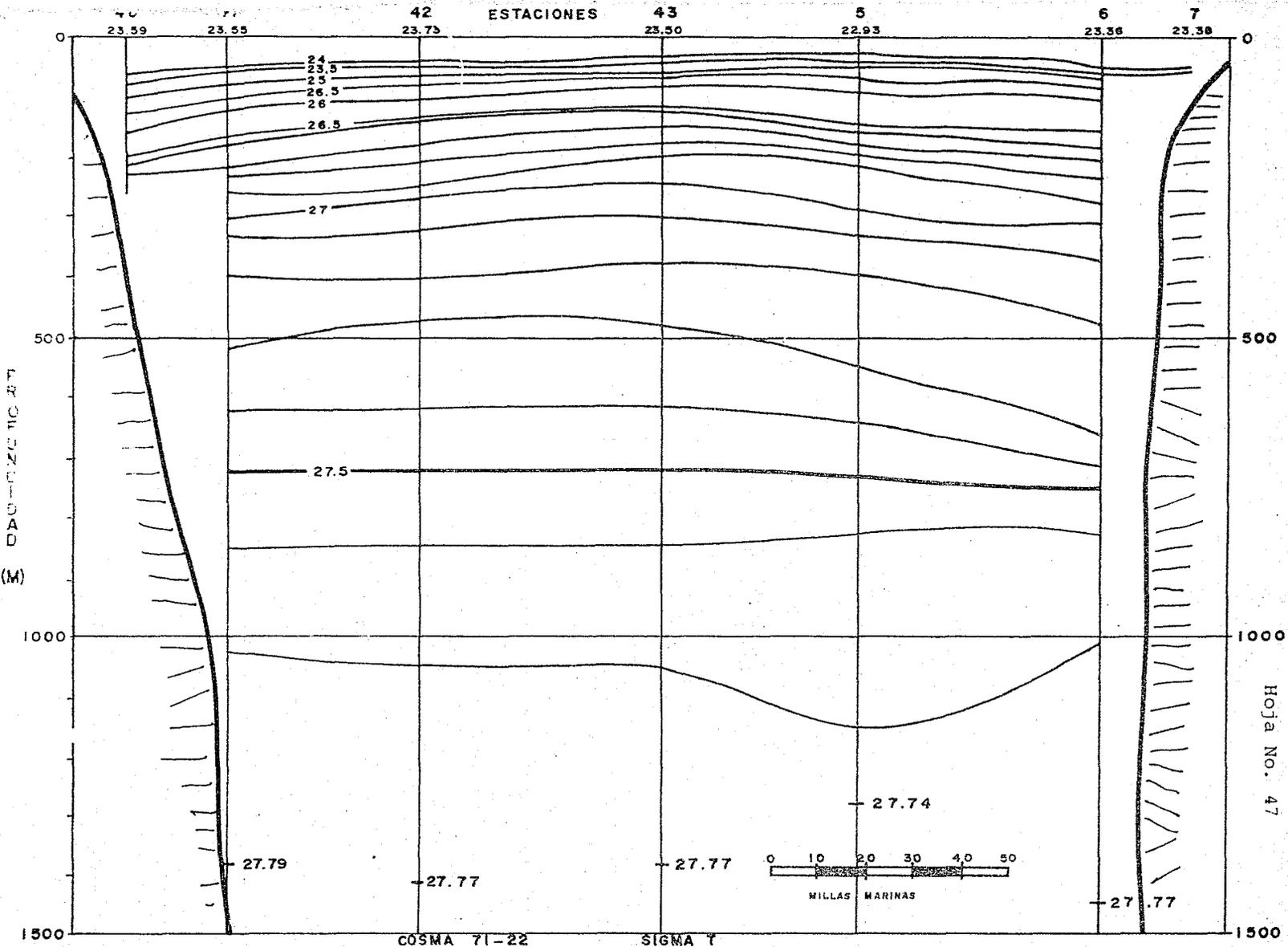
PERFILES OCEANOGRAFICOS

EN ESTA PARTE SE ENCUENTRAN LOS PERFILES QUE DESCRIBEN
LA DISTRIBUCION DE TEMPERATURA, SALINIDAD Y DENSIDAD -
CONVENCIONAL.



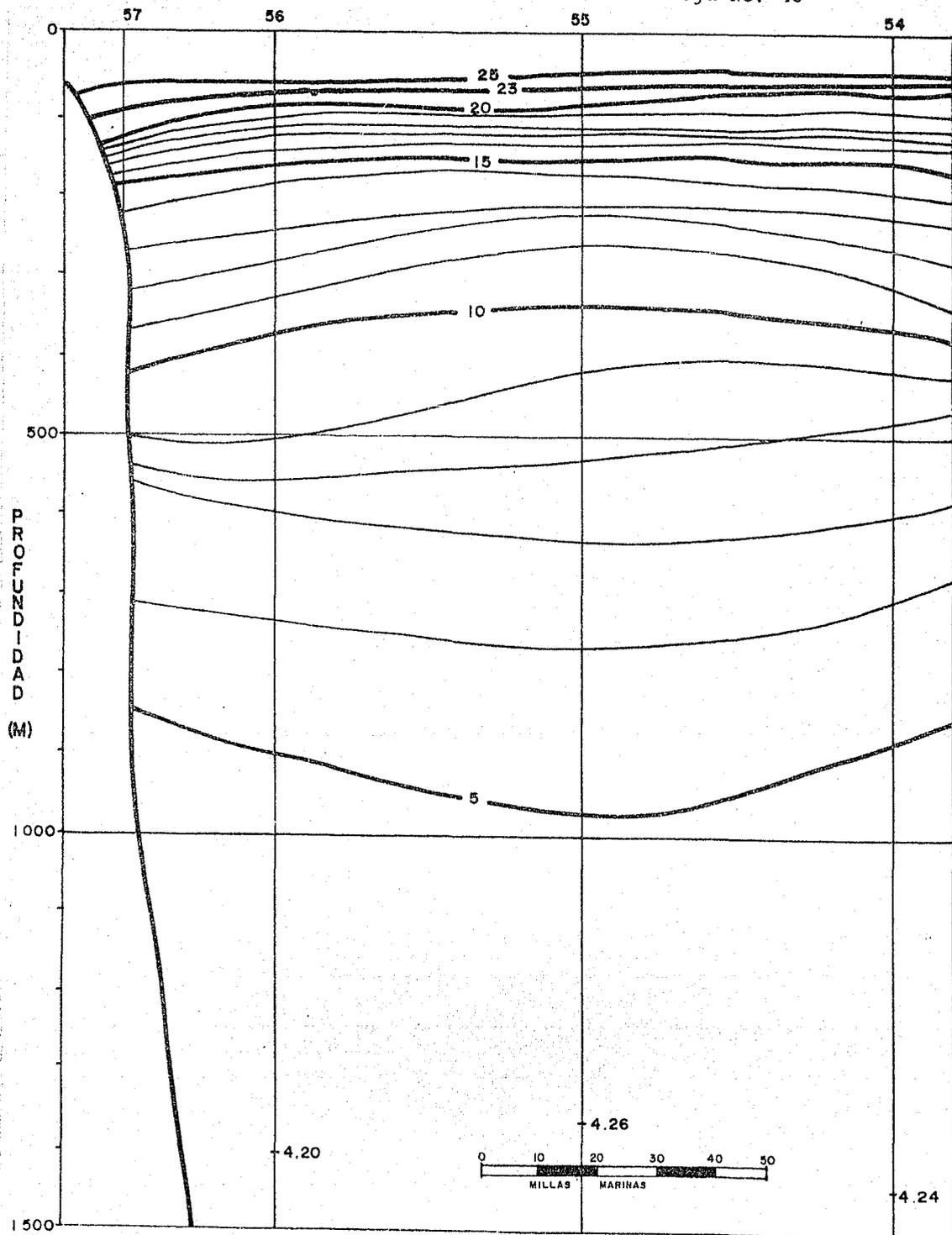
ESTACIONES





ESTACIONES

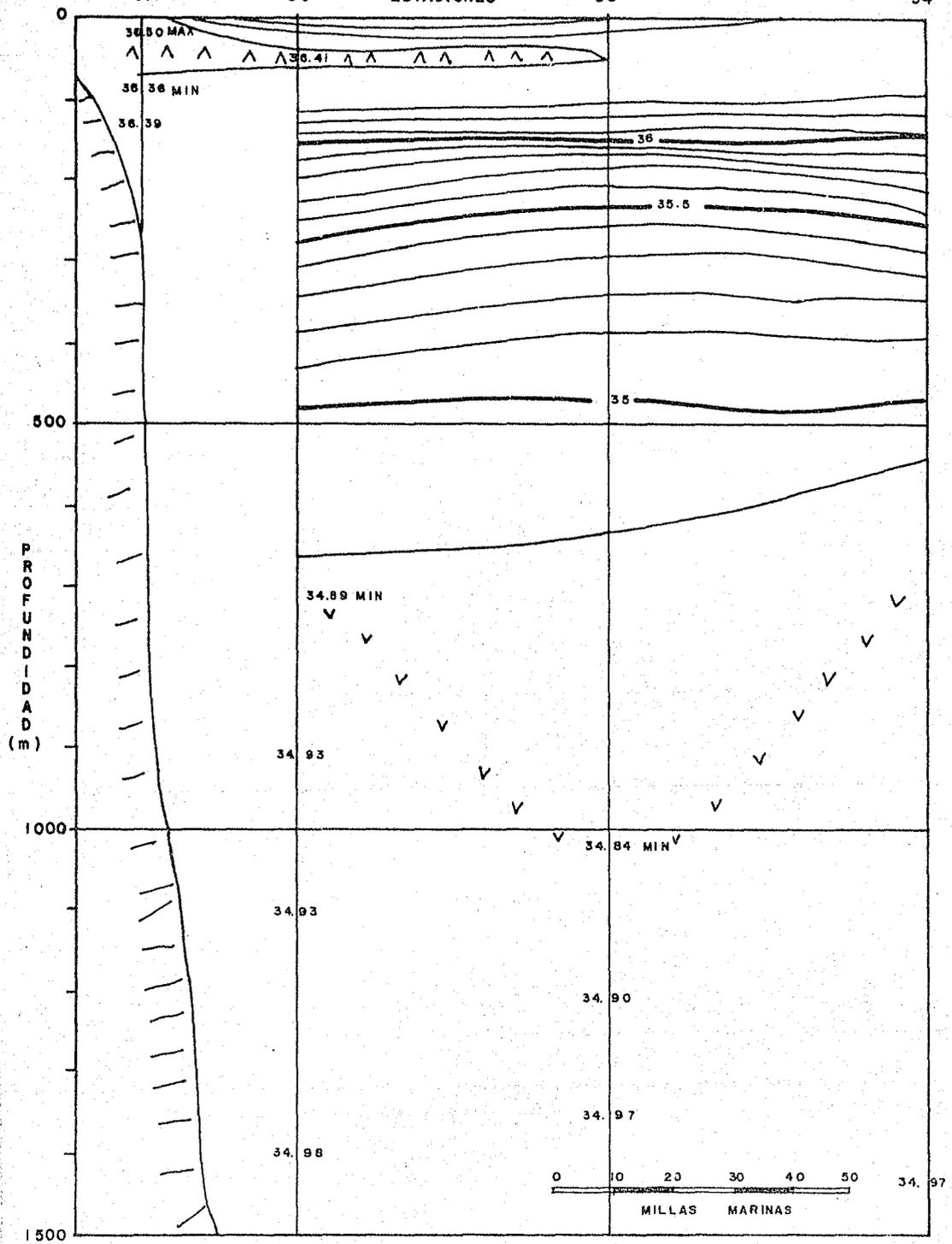
Hoja No. 48

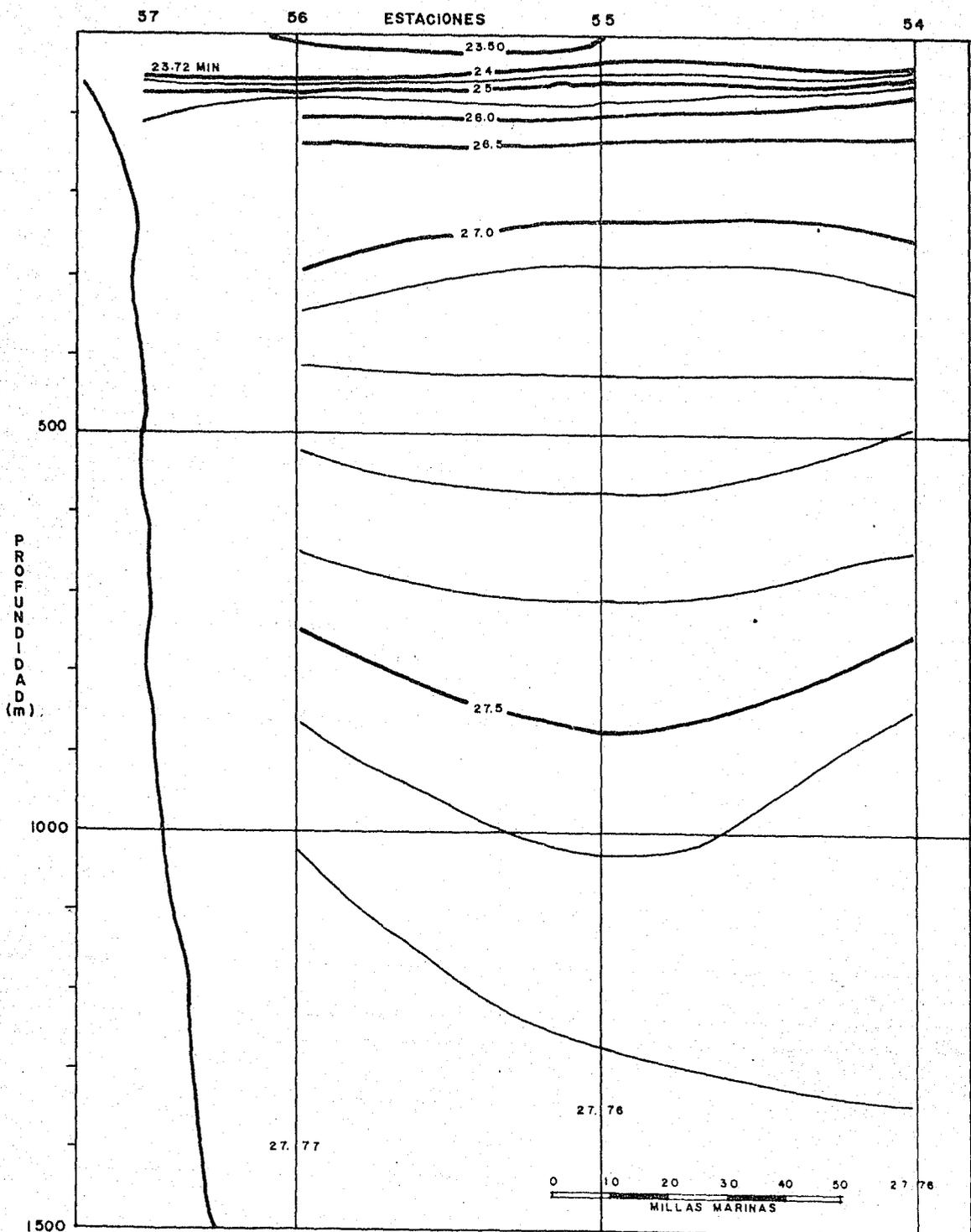


COSMA 71-22

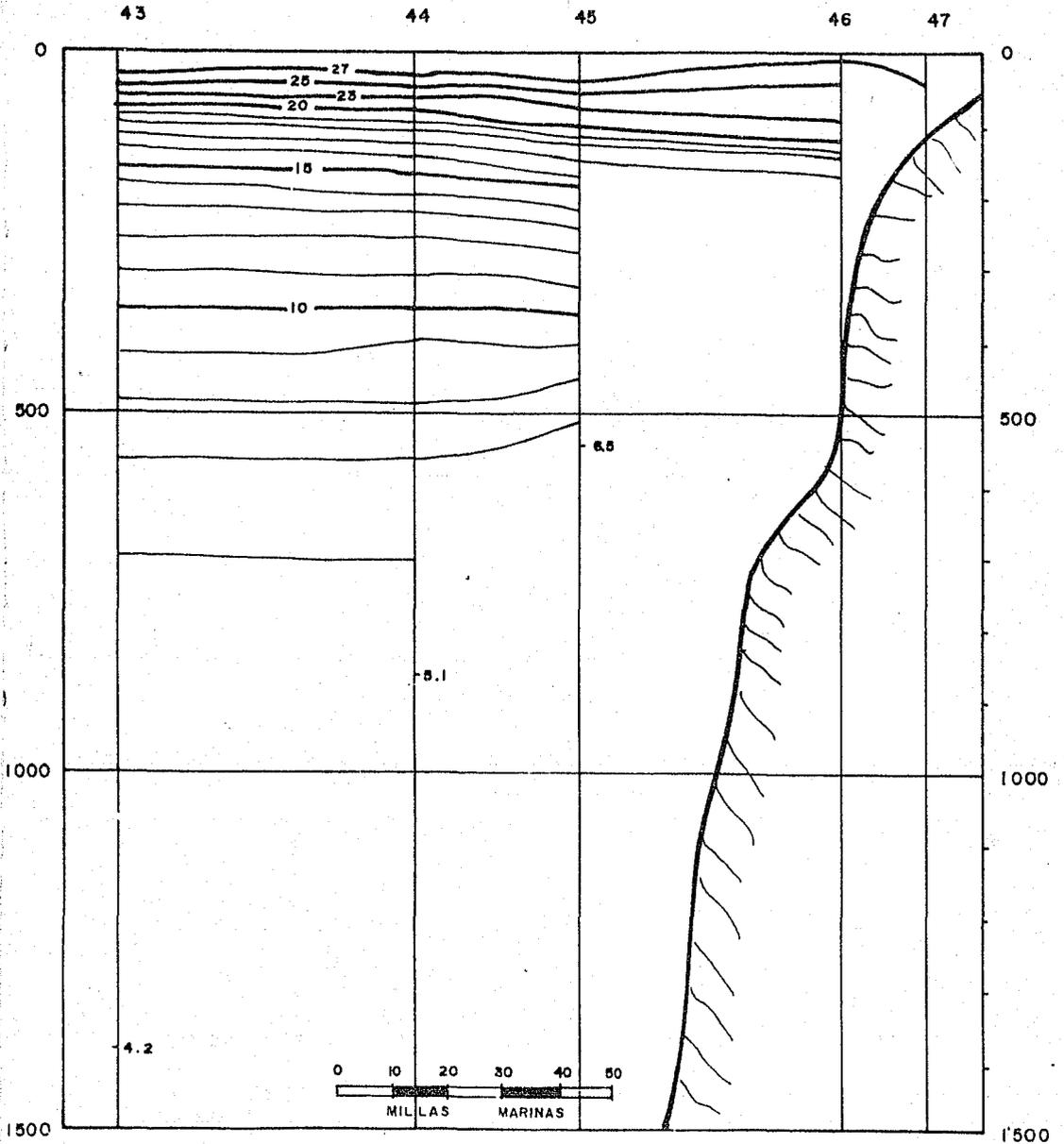
TEMPERATURA (°C)

57 56 ESTACIONES 55 54

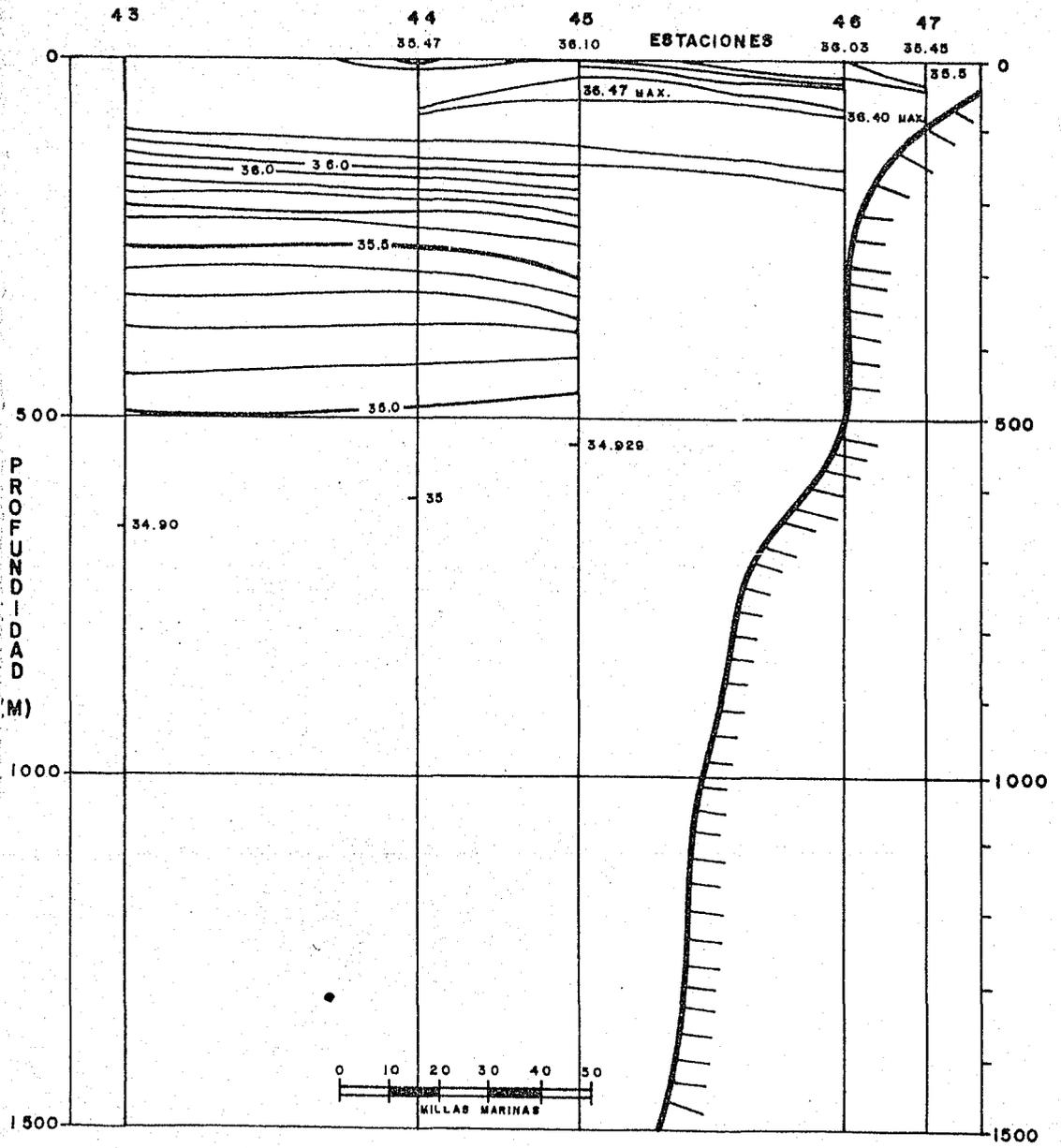




ESTACIONES



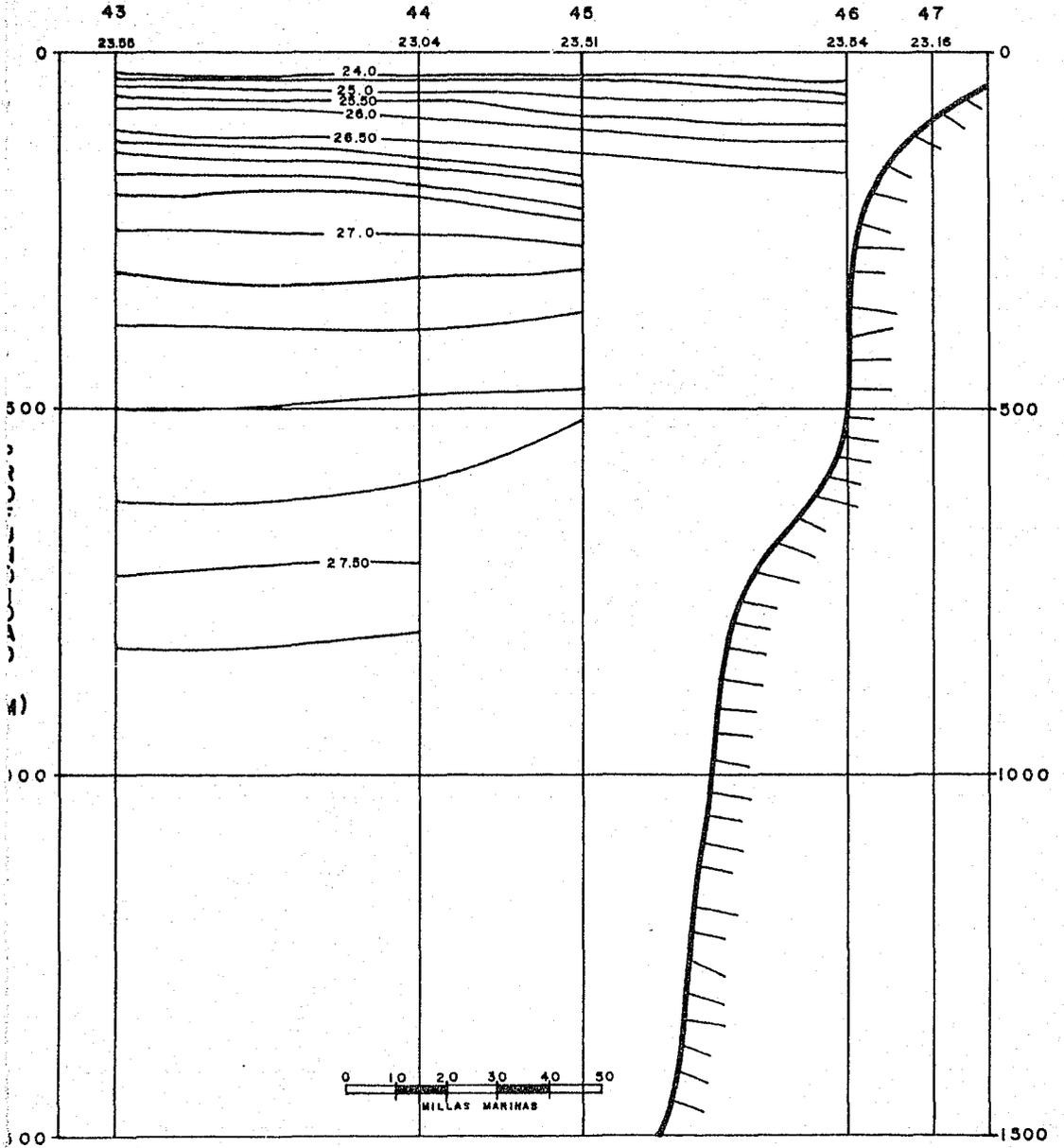
COSMA 71-72 TEMPERATURA (°C)



COSMA 71-22

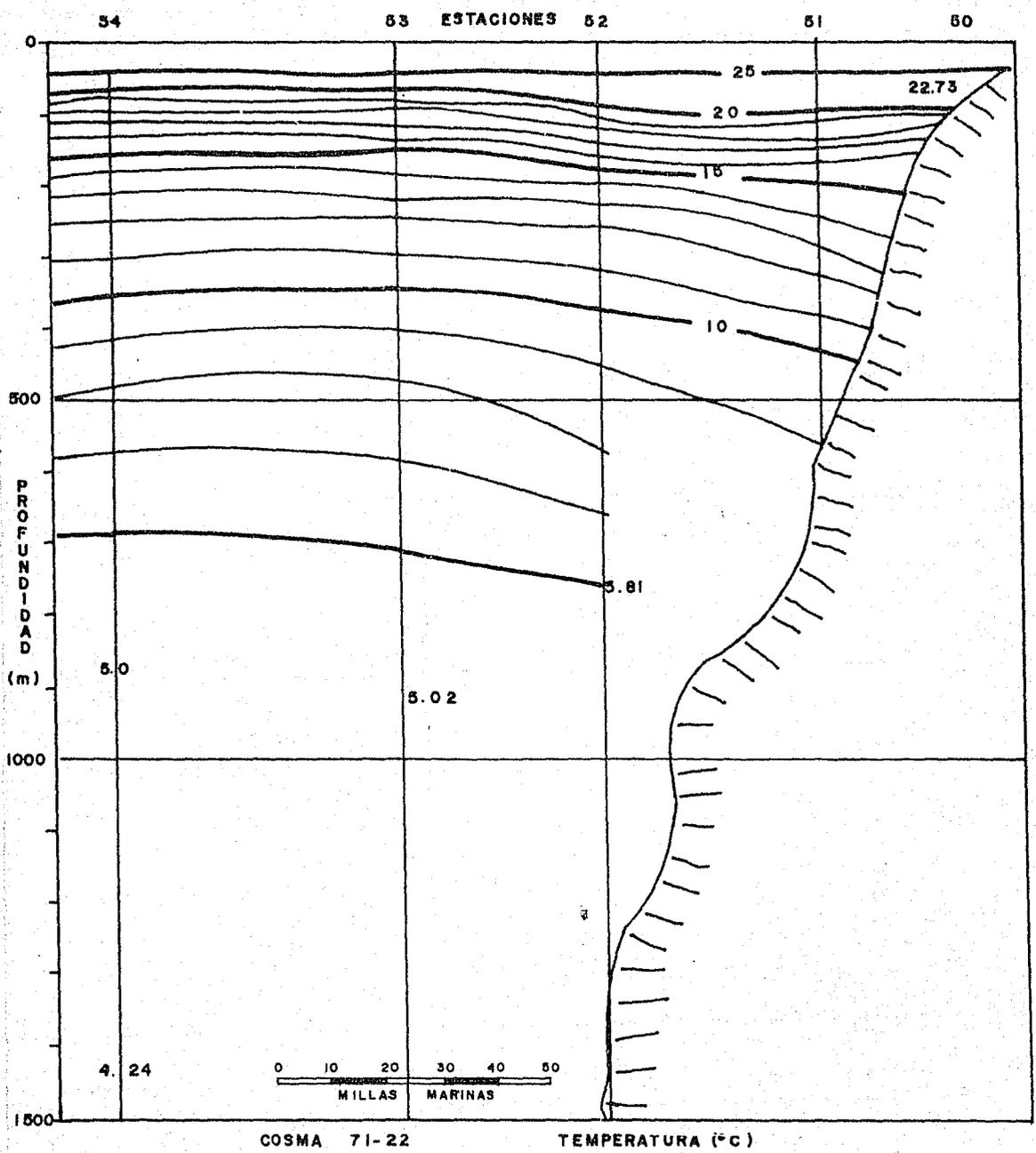
SALINIDAD (‰)

ESTACIONES

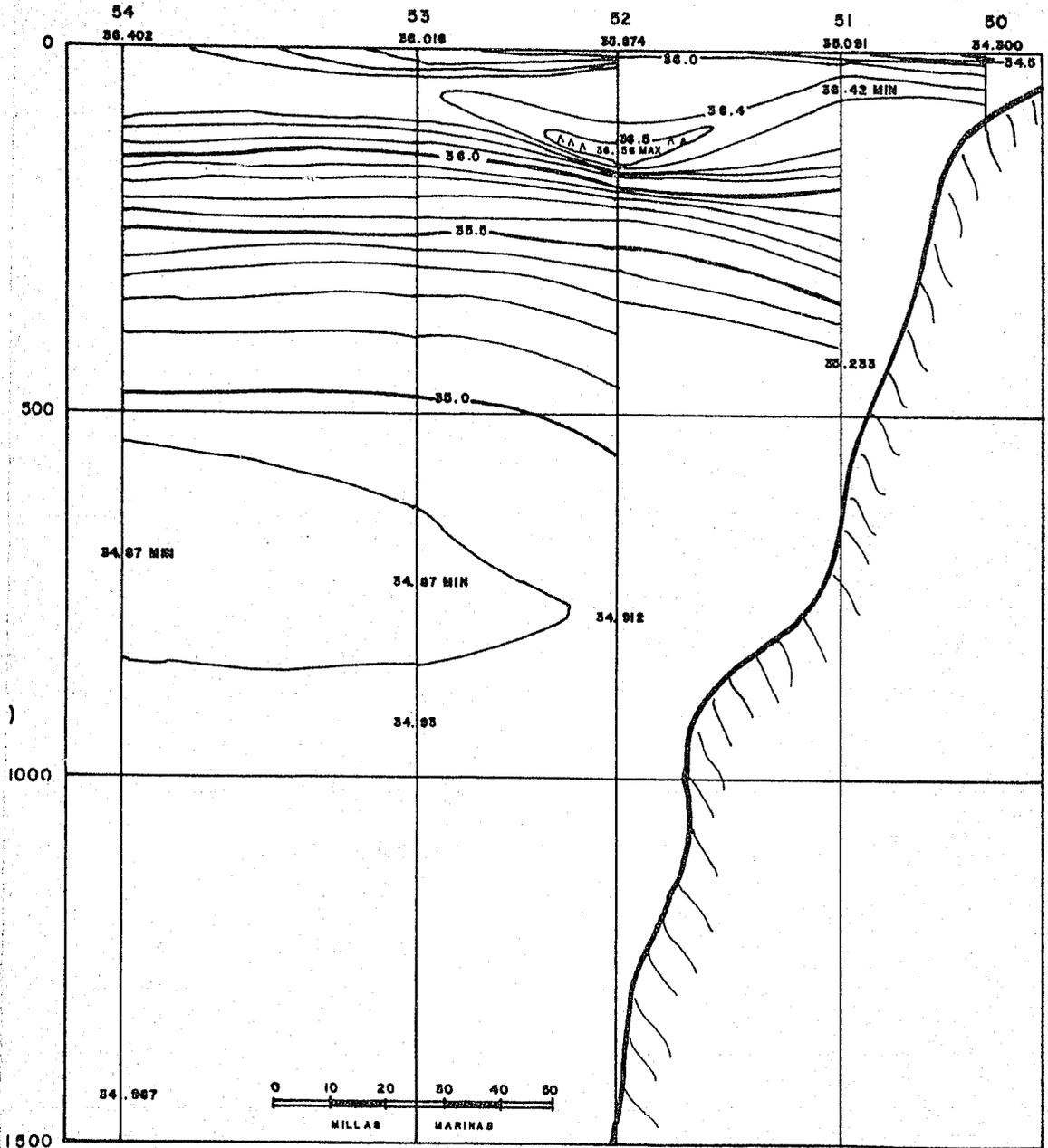


COSMA 71-22

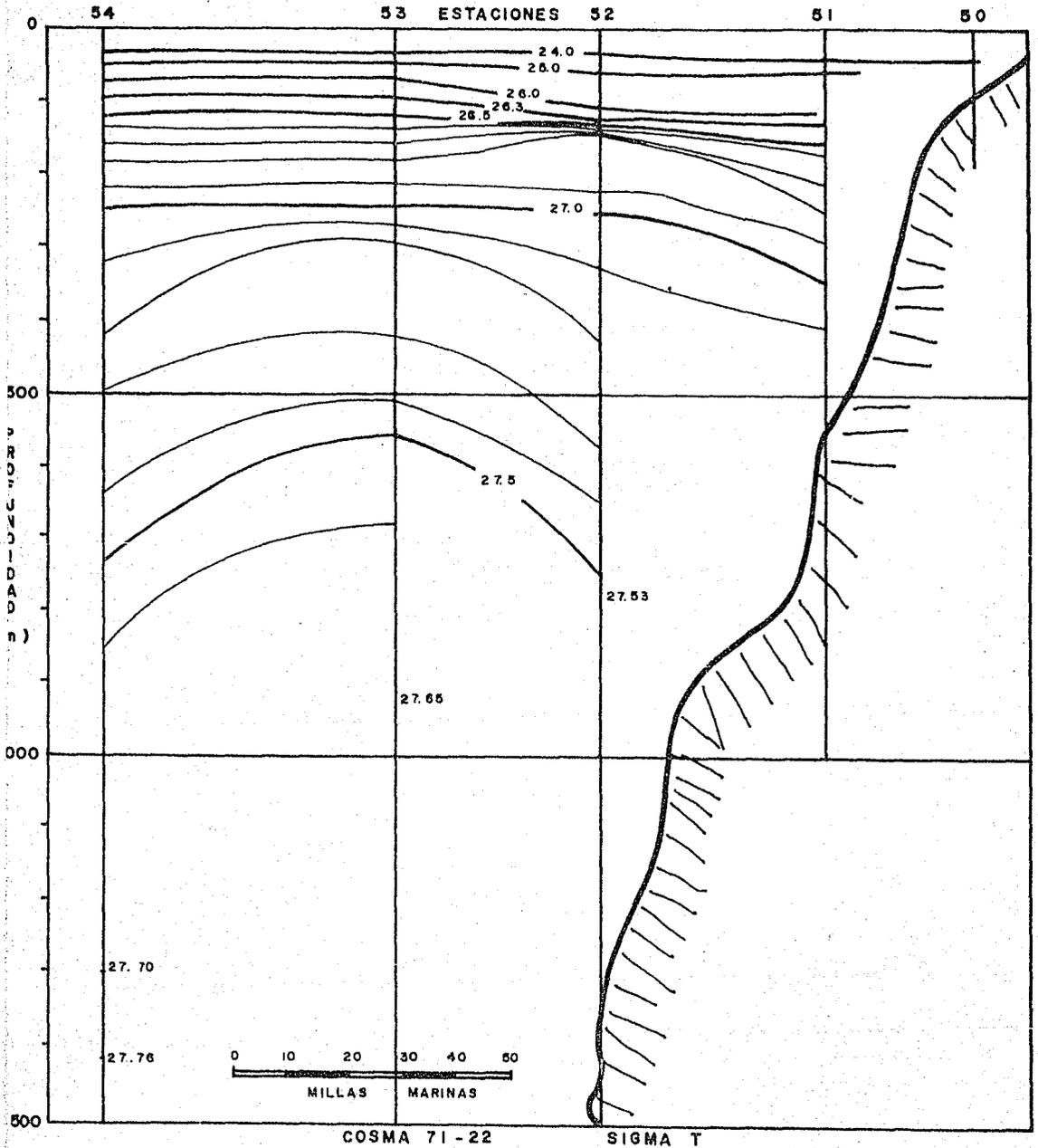
SIGMA T



ESTACIONES



COSMA 71-72 SALINIDAD (‰)



X

A P E N D I C E

En esta parte se encuentran los datos numéricos correspondientes al cálculo sistematizado de este estudio.

La convención de signos utilizada para las velocidades y en consecuencia, para los transportes, es la siguiente: - La velocidad (transporte) se considera positiva, si un observador que mire hacia donde crece la numeración de las estaciones, ve que la corriente va hacia su izquierda y negativa si va hacia su derecha.

Datos de las estaciones hidrológicas del crucero COSMA 71-22

Estación: 50	(19° 11.5' N, 92° 39' W)	9/XI/71	1.7 Hrs.
51	(19° 29.6' N, 92° 52' W)		
52	(19° 56' N, 93° 24' W)		
53	(20° 24' N, 93° 49' W)		
54	(21° N, 94° 30' W)	9/XI/71	19.4 Hrs.
40	(21° N, 96° 48.2' W)	7/XI/71	4.5 Hrs.
41	(21° N, 96° 6.5' W)	7/XI/71	9.0 Hrs.
42	(21° N, 95° 24' W)		
43	(21° 0.6' N, 94° 30' W)	7/XI/71	20.9 Hrs.
5	(21° N, 93° 36.1' W)	28/X /71	21.5 Hrs.
6	(21° N, 92° 42.3' W)		
7	(21° 0.3' N, 92° 25.2' W)	29/X /71	7.0 Hrs.
47	(18° 32.8' N, 94° 17.8' W)	8/XI/71	15.8 Hrs.
46	(18° 48' N, 94° 29.5' W)		
45	(19° 36' N, 94° 32.9' W)		
44	(20° 5.9' N, 94° 31.8' W)		
55	(20° 24' N, 95° 8' W)		
56	(19° 53.5' N, 95° 40' W)		
57	(19° 34.7' N, 96° W)	10/XI/71	10.7 Hrs.

CRUCERO: 7122

PERFIL: 42 - 43

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 93432 M.

PRESION	VEL.RELATIVA:	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	-0.144	-136186.590	0.000411
10.000	-0.004	-0.148	-139063.772	0.000205
20.000	-0.006	-0.150	-141940.953	0.000411
30.000	-0.010	-0.154	-272373.181	-0.000821
50.000	0.006	-0.138	-278127.544	-0.001478
75.000	0.043	-0.101	-206198.007	-0.000985
100.000	0.068	-0.076	-158244.982	-0.000657
125.000	0.084	-0.060	-127075.516	-0.000411
150.000	0.094	-0.049	-206198.007	-0.000205
200.000	0.105	-0.039	-158244.982	-0.000205
250.000	0.115	-0.029	-119882.562	-0.000123
300.000	0.121	-0.023	-172630.889	-0.000082
400.000	0.129	-0.014	-124677.864	-0.000021
500.000	0.131	-0.012	-115087.260	0.000000
600.000	0.131	-0.012	-105496.655	-0.000021
700.000	0.133	-0.010	-86315.445	-0.000021
800.000	0.135	-0.008	-57543.630	-0.000041
900.000	0.140	-0.004	-19181.210	-0.000041
1000.000	0.144	0.000	9590.605	-0.000021
1100.000	0.146	0.002	19181.210	0.000000
1200.000	0.146	0.002	19181.210	0.000000
1500.000	0.146	0.002		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: -0.021 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: 2618 X 10³

CRUCERO: 7122

PERFIL: 41 - 42

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 73538 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA:	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	-0.162	-117005.381	-0.000522
10.000	0.005	-0.157	-114128.199	-0.000261
20.000	0.008	-0.154	-111251.018	-0.000522
30.000	0.013	-0.149	-212911.430	-0.000391
50.000	0.021	-0.141	-244560.427	-0.000626
75.000	0.037	-0.125	-203800.355	-0.001148
100.000	0.065	-0.097	-153449.679	-0.001043
125.000	0.091	-0.070	-112689.608	-0.000730
150.000	0.110	-0.052	-148654.377	-0.000470
200.000	0.133	-0.029	-81520.142	-0.000261
250.000	0.146	-0.016	-43157.722	-0.000157
300.000	0.154	-0.008	-38362.420	-0.000052
400.000	0.159	-0.003	-9590.605	-0.000026
500.000	0.162	0.000	28771.815	-0.000078
600.000	0.170	0.008	67134.235	-0.000026
700.000	0.172	0.010	67134.235	0.000026
800.000	0.170	0.008	38362.420	0.000052
900.000	0.164	0.003	-9590.605	0.000078
1000.000	0.157	-0.005	-47953.025	0.000026
1100.000	0.154	-0.008	-57543.630	0.000000
1200.000	0.154	-0.008	-47953.025	-0.000026
1300.000	0.157	-0.005	-47953.025	0.000026
1400.000	0.154	-0.008		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: -0.016 M/SEG

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: 1585×10^3

CRUCERO: 7122

PERFIL: 40 - 41

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 72147 M.

PRESION:	VEL. RELATIVA:	VEL. ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	-0.106	-77701.560	0.000266
10.000	-0.003	-0.109	-78660.839	0.000000
20.000	-0.003	-0.109	-78660.839	0.000000
30.000	-0.003	-0.109	-153484.564	-0.000266
50.000	0.003	-0.104	-160679.152	-0.001170
75.000	0.032	-0.074	-100724.245	-0.001489
100.000	0.069	-0.037	-33574.748	--0.001489
125.000	0.106	0.000	35972.945	-0.001596
150.000	0.146	0.040	230226.845	-0.000957
200.000	0.194	0.088		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: -0.029 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: -679 X 10³

CRUCERO: 7122

PERFIL: 54 - 55

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 93760 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA:	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	0.095	88502.750	0.000207
10.000	-0.002	0.093	88502.750	-0.000207
20.000	0.000	0.095	90447.865	-0.000207
30.000	0.002	0.098	177005.499	0.000311
50.000	-0.004	0.091	187217.355	0.000913
75.000	-0.027	0.068	131295.288	0.000996
100.000	-0.052	0.044	92392.980	0.000332
125.000	-0.060	0.035	80236.009	0.000083
150.000	-0.062	0.033	165334.807	-0.000083
200.000	-0.058	0.037	189648.749	-0.000124
250.000	-0.052	0.044	213962.692	-0.000083
300.000	-0.048	0.048	466827.691	-0.000041
400.000	-0.044	0.052	457102.114	0.000062
500.000	-0.050	0.046	379297.499	0.000104
600.000	-0.060	0.035	252864.999	0.000166
700.000	-0.077	0.019	87530.192	0.000187
800.000	-0.095	0.000	-87530.192	0.000187
900.000	-0.114	-0.019	-272316.153	0.000207
1000.000	-0.135	-0.039	-447376.537	0.000166
1100.000	-0.151	-0.056	-564083.459	0.000083
1200.000	-0.160	-0.064	-622456.921	0.000041
1300.000	-0.164	-0.068		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: 0.009 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: 3141×10^3

CRUCERO: 7122

PERFIL: 55 - 56

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 79339 M.

PRESION:	VEL. RELATIVA:	VEL. ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	0.136	107800.523	0.000000
10.000	0.000	0.136	105804.217	0.000503
20.000	-0.005	0.131	101811.605	0.000503
30.000	-0.010	0.126	173678.621	0.001636
50.000	-0.043	0.093	152218.332	0.001308
75.000	-0.075	0.060	114787.594	0.000201
100.000	-0.081	0.055	104806.064	0.000201
125.000	-0.086	0.050	94824.534	0.000201
150.000	-0.091	0.045	159704.479	0.000201
200.000	-0.101	0.035	114787.594	0.000252
250.000	-0.113	0.023	64879.945	0.000252
300.000	-0.126	0.010	29944.590	0.000126
400.000	-0.138	-0.003	-9981.530	-0.000025
500.000	-0.136	0.000	39926.120	-0.000101
600.000	-0.126	0.010	129759.889	-0.000126
700.000	-0.113	0.023	259519.778	-0.000201
800.000	-0.093	0.043	439187.317	-0.000252
900.000	-0.068	0.068	638817.916	-0.000252
1000.000	-0.043	0.093	828466.985	-0.000226
1100.000	-0.020	0.116	988171.464	-0.000176
1200.000	-0.003	0.133	1097968.293	-0.000101
1300.000	0.008	0.143		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: 0.056 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: 1307×10^3

CRUCERO: 7122

PERFIL: 56 - 57

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 49306 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA:	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	0.099	50903.895	-0.000826
10.000	0.008	0.107	54976.207	-0.000826
20.000	0.017	0.116	59048.518	-0.000826
30.000	0.025	0.124	122169.348	0.000000
50.000	0.025	0.124	142530.906	0.000661
75.000	0.008	0.107	104352.985	0.001817
100.000	-0.037	0.062	38177.921	0.002478
125.000	-0.099	0.000		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: 0.093.M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: 569×10^3

CRUCERO: 7122

PERFIL: 43 - 44

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 100309 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA:	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	0.023	20567.069	0.000586
10.000	-0.006	0.018	14690.764	0.000586
20.000	-0.012	0.012	11752.611	0.000000
30.000	-0.012	0.012	27422.759	-0.000195
50.000	-0.008	0.016	36726.910	0.000078
75.000	-0.010	0.014	26933.067	0.000234
100.000	-0.016	0.008	12242.303	0.000234
125.000	-0.021	0.002	-2448.461	0.000234
150.000	-0.027	-0.004	-29381.528	0.000078
200.000	-0.031	-0.008	-34278.449	-0.000039
250.000	-0.029	-0.006	-24484.606	-0.000039
300.000	-0.027	-0.004	-48969.213	0.000020
400.000	-0.029	-0.006	-48969.213	-0.000020
500.000	-0.027	-0.004	-39175.370	0.000000
600.000	-0.027	-0.004	-39175.370	0.000000
700.000	-0.027	-0.004	-19587.685	-0.000039
800.000	-0.023	0.000		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: -0.002 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: -136×10^3

CRUCERO: 7122

PERFIL: 44 - 45

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES:

55445 M.

PRESION: VEL.RELATIVA: VEL.ABSOLUTA: TRANSP. ENTRE
 PROFUNDIDADES:

DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	0.153	89096.159	-0.001461
10.000	0.015	0.168	96183.353	-0.001096
20.000	0.026	0.179	100233.178	-0.000365
30.000	0.029	0.183	188316.881	0.001278
50.000	0.004	0.157	187304.424	0.001753
75.000	-0.040	0.113	129088.184	0.001607
100.000	-0.080	0.073	80996.508	0.001169
125.000	-0.110	0.044	50622.817	0.000584
150.000	-0.124	0.029	45560.536	0.000511
200.000	-0.150	0.004	-20249.127	0.000438
250.000	-0.172	-0.018	-60747.381	0.000146
300.000	-0.179	-0.026	-111370.198	-0.000110
400.000	-0.168	-0.015	-40498.254	-0.000146
500.000	-0.153	0.000		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: 0.026 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: 833×10^3

CRUCERO: 7122

PERFIL: 45 - 46

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 89155 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA:	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	0.019	15679.973	0.000234
10.000	-0.002	0.016	14634.642	0.000000
20.000	-0.002	0.016	14634.642	0.000000
30.000	-0.002	0.016	35541.272	-0.000352
50.000	0.005	0.023	57493.234	-0.000188
75.000	0.009	0.028	49653.248	0.000469
100.000	-0.002	0.016	23519.960	0.000469
125.000	-0.014	0.005	5226.658	0.000188
150.000	-0.019	0.000		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: 0.016 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: 212×10^5

CRUCERO: 7122

PERFIL: 46 - 47

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 34864 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA:	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG	M ³ /SEG.	
0.000	0.000	0.123	39727.581	0.001848
10.000	-0.018	0.105	34358.989	0.001232
20.000	-0.031	0.092	28990.397	0.001848
30.000	-0.049	0.074	25769.241	0.003696
50.000	-0.123	0.000		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: 0.074 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: 126×10^3

CRUCERO: 7122

PERFIL: 53 - 54

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 97484 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	0.014	15560.923	-0.000399
10.000	0.004	0.018	19451.154	-0.000399
20.000	0.008	0.022	21396.269	0.000000
30.000	0.008	0.022	35012.077	0.000399
50.000	0.000	0.014	14588.365	0.000639
75.000	-0.016	-0.002	-7294.183	0.000080
100.000	-0.018	-0.004	-12156.971	0.000080
125.000	-0.020	-0.006	-17019.760	0.000080
150.000	-0.022	-0.008	-38902.308	0.000000
200.000	-0.022	-0.008	-43765.096	0.000040
250.000	-0.024	-0.010	-48627.884	0.000000
300.000	-0.024	-0.010	-106981.346	0.000020
400.000	-0.026	-0.012	-126432.500	0.000020
500.000	-0.028	-0.014	-136158.076	0.000000
600.000	-0.028	-0.014	-116706.923	-0.000040
700.000	-0.024	-0.010	-77804.615	-0.000040
800.000	-0.020	-0.006	-29176.731	-0.000060
900.000	-0.014	-0.000		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: -0.007. M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: -651×10^3

CRUCERO: 7122

PERFIL: 52 - 53

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 67706 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA:	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	-0.168	-113676.778	0.000000
10.000	0.000	-0.168	-113676.778	0.000000
20.000	0.000	-0.168	-113676.778	0.000000
30.000	0.000	-0.168	-209404.590	-0.001326
50.000	0.027	-0.141	-191954.208	-0.002239
75.000	0.082	-0.085	-112181.031	-0.001532
100.000	0.121	-0.047	-64815.707	-0.000707
125.000	0.138	-0.029	-49858.236	0.000000
150.000	0.138	-0.029	-119659.776	0.000236
200.000	0.127	-0.041	-134617.237	-0.000059
250.000	0.130	-0.038	-124645.589	-0.000059
300.000	0.133	-0.035	-209404.590	-0.000088
400.000	0.131	-0.027	-139603.060	-0.000118
500.000	0.153	-0.015	-49858.236	-0.000147
600.000	0.168	0.000	49858.236	-0.000147
700.000	0.183	0.015		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: -0.036 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: 1738×10^3

CRUCERO: 7122

PERFIL: 51 - 52

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 74233 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA:	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	-0.154	-109049.294	-0.001373
10.000	0.014	-0.140	-100896.075	-0.000824
20.000	0.022	-0.132	-95800.314	-0.000549
30.000	0.027	-0.126	-189562.324	0.000137
50.000	0.025	-0.129	-249692.308	0.000439
75.000	0.014	-0.140	-259883.831	0.000000
100.000	0.014	-0.140	-249692.308	-0.000439
125.000	0.025	-0.129	-221665.620	-0.000769
150.000	0.044	-0.110	-341416.013	-0.000714
200.000	0.080	-0.074	-234405.024	-0.000439
250.000	0.102	-0.052	-152872.842	-0.000439
300.000	0.124	-0.030	-112106.750	-0.000302
400.000	0.154	0.000		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: -0.078 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: -2310×10^3

CRUCERO: 7122

PERFIL: 50 - 51

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 40521 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA:	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	-0.184	-68502.849	-0.003074
10.000	0.031	-0.154	-59161.551	-0.001537
20.000	0.046	-0.138	-51896.098	-0.002049
30.000	0.067	-0.118	-74730.381	-0.002561
50.000	0.118	-0.067	-33732.464	-0.002664
75.000	0.184	0.000		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: -0.095 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: -285×10^3

CRUCERO: 7122

PERFIL: 43 - 5

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 93255 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	0.117	104561.359	0.001029
10.000	-0.010	0.107	95927.852	0.000823
20.000	-0.019	0.099	91131.460	0.000206
30.000	-0.021	0.097	182262.919	-0.000103
50.000	-0.019	0.099	227828.649	0.000082
75.000	-0.021	0.097	208643.079	0.000576
100.000	-0.035	0.082	179864.723	0.000411
125.000	-0.045	0.072	155882.760	0.000411
150.000	-0.056	0.062	259005.201	0.000247
200.000	-0.068	0.049	211041.275	-0.000165
250.000	-0.076	0.041	187059.312	0.000041
300.000	-0.078	0.039	335747.483	0.000062
400.000	-0.084	0.033	278190.771	0.000062
500.000	-0.091	0.027	191855.704	0.000123
600.000	-0.103	0.014	95927.852	0.000082
700.000	-0.111	0.006	57556.711	0.000000
800.000	-0.111	0.006	47963.926	0.000021
900.000	-0.113	0.004	19185.570	0.000041
1000.000	-0.117	0.000	-19185.570	0.000041
1100.000	-0.121	-0.004	-57556.711	0.000041
1200.000	-0.125	-0.008		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: 0.025 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: 2920 X 10³

CRUCERO: 7122

PERFIL: 5 - 6

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 93082 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	0.157	149647.449	-0.000824
10.000	0.008	0.165	154443.842	-0.000206
20.000	0.010	0.167	154443.842	0.000206
30.000	0.008	0.165	278190.771	0.001546
50.000	-0.023	0.134	254208.808	0.001979
75.000	-0.072	0.085	172670.134	0.000824
100.000	-0.093	0.064	139095.386	0.000330
125.000	-0.101	0.056	124706.208	0.000165
150.000	-0.105	0.052	215837.668	0.000206
200.000	-0.115	0.041	163077.349	0.000247
250.000	-0.128	0.029	105520.637	0.000247
300.000	-0.140	0.016	76742.282	0.000165
400.000	-0.157	0.000	-67149.497	0.000144
500.000	-0.171	-0.014	-143891.778	0.000021
600.000	-0.173	-0.016	-182262.919	0.000062
700.000	-0.179	-0.023	-230226.845	0.000041
800.000	-0.183	-0.027	-249412.416	0.000000
900.000	-0.183	-0.027	-220634.060	-0.000062
1000.000	-0.177	-0.021	-163077.349	-0.000062
1100.000	-0.171	-0.014	-115113.423	-0.000041
1200.000	-0.167	-0.010		

LA VELOCIDAD MEDIA DEL PERFIL ES: 0.006 M/SEG.

EL TRANSPORTE SOBRE LA CAPA CERO ES: 1985×10^3

CRUCERO: 7122

PERFIL: 6 - 7

DISTANCIA ENTRE ESTACIONES: 29590 M.

PRESION:	VEL.RELATIVA:	VEL.ABSOLUTA:	TRANSP. ENTRE PROFUNDIDADES:	
DBAR.	M/SEG.	M/SEG.	M**3/SEG.	
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000000
10.000	0.000	0.000	0.000	0.000000
20.000	0.000	0.000		
30.000	0.006	0.007		
50.000	0.026	0.026		

El transporte sobre la capa cero es: 0

BIBLIOGRAFIA

- BJERKNES, V., 1900. Das dynamische Prinzip der Zirkulationsbewegung in der Atmosphäre. Meteorol. Z.
- BRAVO, C. J. L., 1972. Observaciones de las corrientes mediante el electrocinetografo geomagnético "GEK". Tesis Profesional, U. N. A. M.
- DEFANT, A., 1941. Die absolute Topographie des physikalischen Meeressniveaus und der Druckflächen, sowie die Wasserbewegungen in Atlantischen Ozean. Deutsche Atlantische Exped. "Meteor" 1925-1927, Vol. 6, Part 2, No. 5.
- DIETRICH, G., 1936. Aufbau und Bewegung von Golfstrom und Agulhasstrom. Naturwissenschaften, No. 15.
- FOMIN, L. M. 1964. The Dinamic Method in Oceanography.
- GROEN, P., 1948. Methods for estimating dinamic slopes and currents in shallow water. J. Marine Res., V. 7, No. 3.
- HELLAND-HANSEN, B., 1934. The Sognefjord section. James Johnstone Memorial Volume, Liverpool.
- HIDAKA, K., 1940. A practical evaluation of ocean currents. Proc. Imp. Acad., Tokyo, V. 16.
- HIDAKA, K., 1949. Dehth of motionless layer as inferred from the distribution of salinity in the ocean. Trans. Am. Geophys. Union, V. 30, No. 3.
- JACOBSEN, J. P. and JENSEN, A. J., 1926. Examination of hydrographical measurements from the research vessels "Explorer" and "Dana" during the summer of 1924. Rapp. Conseil Perm. Intern. Exploration Mer, V. 39.

- MAMAEV, O. L., 1955. Methods of determining the zero dynamic surface in the World Ocean. Vestn. Mosk. Univ., No. 10.
- MOHN, H., 1885. Die Stromungen des Europäischen Nordmeeres. Petermanns Geogr. Mitt., Ergänzungsheft, No. 79
- NATIONAL OCEANOGRAPHIC DATA CENTER.
Reporte sobre procedimientos de cálculo de entidades físicas.
- NEWMANN, G., 1968. Ocean Currents.
- OCAMPO T., RAUL. Método Dinámico. Manuscrito no publicado.
- PARR, A., 1938. Analysis of current profiles by a study of pycnocmetric distortion and identifying properties. J. Marine Res., No. 4.
- SHTOKMAN, V. B., 1937. Applicability of the dynamic method to the analysis of the hydrological data in the study of currents in the Caspian Sea. Zh. Geofiz., No. 4.
- SOMOV, M. M., 1937. Computation of current velocities between hydrological stations of various depths by the dynamic method. Meteorol. I Hidrol., No. 8.
- SVERDRUP, H. U., 1938. On the explanation of the oxygen minima - and maxima in the ocean. J. Conseil. Conseil Perm. Intern. Exploration Mer., V. 13, No. 2.
- SVERDRUP, H. U., Johnson, M. W., and FLEMING, R. H., 1942. The Oceans their physics, chemistry and general biology. New York.
- U. N. A. M.
Reporte de los Cruceros Oceanográficos Cosma 71-10, Cosma 71-22. Instituto de Geofísica. Departamento de Física del Océano.

VAZQUEZ DE LA C., ALBERTO M.

1975. Currents and Waters of the upper 1200 meters of the Southwestern Gulf of Mexico. Tesis. Texas University.

ZUBOV, N. N., 1929. Computation of the elements of sea currents from hydrological profile data. Zap. po Hidrografii, -- V. 58.

ZUBOV, N. N., and MAMAEV, O. L., Dynamic method of computing -- the elements of sea currents. GIMIZ.