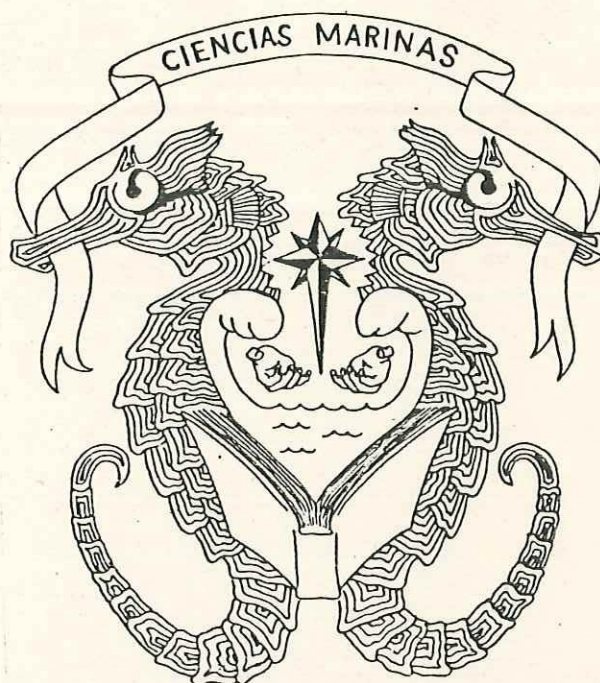


UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

ESCUELA SUPERIOR DE CIENCIAS MARINAS



U. A. B. C.

CALCULO DE LOS COEFFICIENTES DE DIFUSION
TURBULENTO PARA TEMPERATURA Y SALINIDAD
EN EL PACIFICO DE BAJA CALIFORNIA

INFORME MEMORIA

SALVADOR ORGANISTA SANDOVAL

ENSENADA, B. C. MEXICO

JUNIO DE 1983



AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento al Oc. Rene de la Paz Vela por su valiosa ayuda y asesoria brindadas con las cuales fué posible la realización del presente trabajo, así como al M.C. Rene Pinet Plas encia por sus acertadas sugerencias.

INDICE

INTRODUCCION. _____	1
FORMULACION TEORICA. _____	2
ESTUDIOS PREVIOS. _____	8
DESCRIPCION DEL AREA. _____	10
DATOS Y METODOS DE ANALISIS. _____	12
METODO EMPLEADO. _____	13
RESULTADOS. _____	14
DISCUSION Y CONCLUSIONES. _____	19
BIBLIOGRAFIA. _____	24

CALCULO DE LOS COEFICIENTES DE DIFUSION TURBULENTO PARA TEMPERATURA Y SALINIDAD EN EL PACIFICO DE BAJA CALIFORNIA

INTRODUCCION

La turbulencia es la clase de movimiento más complicado de los fluidos, y es generalmente aceptado que la turbulencia en líquidos y gases simples es descrita por las ecuaciones de Navier-Stokes, una vez corregidas con la técnica de Reynolds, entendiéndose por ésta la utilización de los promedios ensamblados de productos de perturbación para representar los esfuerzos en las ecuaciones anteriores.

La transferencia de propiedades entre regiones adyacentes en el mar puede tener lugar por Advección o por Difusión Turbulenta. Generalmente la difusión molecular es varios ordenes de magnitud menor que la difusión turbulenta por lo que no será considerada en el presente estudio. La difusión es definida como la dispersión de una propiedad del fluido, tal como la salinidad, sin que haya transferencia de masa del fluido. La difusión turbulenta es el proceso de difusión dominante en todos los problemas de Oceanografía Física, y esta resulta de la existencia de un amplio espectro de movimientos. Estos transfieren propiedades dentro de la masa de agua, aún en la ausencia de un movimiento neto.

El campo de velocidad de las corrientes en el Océano, está en constante interacción con los campos de cualquier propiedad Físico-Química del agua de mar.

La escala de la máxima turbulencia que debe ser considerada en cualquier problema es comparable a las dimensiones espaciales del problema, de allí la dificultad del estudio de la turbulencia. Por ejemplo en la dispersión de una propiedad (salinidad, contaminante etc.) los procesos de difusión dependen de la distribución histórica, espacial y temporal de la propiedad, y a partir de aquí se plantea el primer dilema del fenómeno. La turbulencia en sí misma usualmente implica un estado en el cual las velocidades instantáneas exhiben fluctuaciones irregulares y algunas veces aparentemente aleatorias, así que en la práctica generalmente solo las propiedades estadísticas de tales movimientos pueden ser reconocidas y sometidas a análisis. Aún en tales análisis estadísticos de los efectos difusivos de la turbulencia. Ahora vemos que no podemos describir tal difusión turbulenta como una propiedad física de una situación hidrodinámica dada, sino que esta también depende de la distribución de la propiedad que está siendo difundida.

FORMULACION TEORICA

El presente desarrollo es común en textos de Oceanografía Física (v. e. g. Proudman 1953).

Al considerar un medio en el cual hay turbulencias, la velocidad instantánea V puede ser tomada como una velocidad promedio \bar{V} más una perturbación v' (velocidad fluctuante o turbulenta). Los límites tomados para el promedio inmediatamente

llegan a ser un problema. Por ejemplo en situaciones oceanograficas si el promedio es tomado por algunos dias, este incluirá variaciones de marea, y si es tomado por algunos años, este incluire variaciones estacionales y seculares. El mismo razonamiento se aplica a los promedios espaciales que determinan la escala de la turbulencia siendo considerada. De lo anterior podemos escribir:

$$U = \bar{U} + u' \quad , \quad V = \bar{V} + v' \quad , \quad W = \bar{W} + w' \quad 1)$$

Donde.

$$\overline{u'} = \overline{v'} = \overline{w'} = 0 \quad Y$$

$$\overline{du'}/dt = \overline{du'}/dx = \overline{du'}/dy = \overline{du'}/dz = 0 \quad Y$$

Similarmente para las derivadas parciales con respecto a v' y w' .

También podemos considerar que, de la misma manera, la salinidad instantánea (o temperatura) sea igual a una salinidad promedio \bar{S} y una desviación de la salinidad s' (salinidad fluctuante o turbulenta). Entonces tenemos:

$$S = \bar{S} + s' \quad o \quad T = \bar{T} + t' \quad 2)$$

$$\overline{s'x} = \overline{s'y} = \overline{s'z} = 0$$

Al considerar la ecuación del principio de conservación de masa de sal:

$$DS/Dt = dS/dt + U dS/dx + V dS/dy + W dS/dz = 0$$

Si las condiciones son estacionarias tenemos que $dS/dt = 0$ quedando la ecuación de continuidad para masa de sal de la siguiente forma:

$$U dS/dx + V dS/dy + W dS/dz = 0 \quad 3)$$

Debido a que la razón de cambio local provocado por la variación en tiempo es igual a cero. Sustituyendo las relaciones 1) y 2) en esta ecuación tenemos:

$$(\bar{U}+u') d(\bar{S}+s')/dx + (\bar{V}+v') d(\bar{S}+s')/dy + (\bar{W}+w') d(\bar{S}+s')/dz = 0$$

Desarrollando tenemos:

$$\bar{U} d\bar{S}/dx + u' d\bar{S}/dx + \bar{U} ds'/dx + u' ds'/dx +$$

$$\bar{V} d\bar{S}/dy + v' d\bar{S}/dy + \bar{V} ds'/dy + v' ds'/dy +$$

$$\bar{W} d\bar{S}/dz + w' d\bar{S}/dz + \bar{W} ds'/dz + w' ds'/dz = 0$$

Considerando el valor promedio de cada uno de los términos de la relación anterior, esta se reduce a:

$$\bar{U} d\bar{S}/dx + \bar{V} d\bar{S}/dy + \bar{W} d\bar{S}/dz + \overline{u' ds'/dx} + \overline{v' ds'/dy} + \overline{w' ds'/dz} = 0$$

Esto es debido a que cuando promediamos cualquier término el cual contiene una cantidad fluctuante simple, esta se desvanecerá al promediar. En esta última relación, los primeros tres términos nos dan la derivada total o individual usando promedios más que masas o velocidades totales. Y el segundo grupo de tres términos deben representar los efectos de las fluctuaciones en salinidad y velocidad o "Turbulencias" sobre el movimiento o masa promedio, estos últimos términos se originan a partir de los términos No-Lineales.

En la anterior ecuación, la naturaleza no lineal de ésta y la posible existencia de turbulencia y sus efectos difusivos y friccionales sobre el flujo promedio no están relacionados. Esto nos dificulta establecer expresiones específicas para la difusión de tal forma de que pudieramos tener un grupo de ecuaciones cerradas (completas) que definan a ésta. La aproximación de Navier-Stokes produce un grupo de ecuaciones cerradas, las cuales no pueden ser aplicadas en la práctica a flujos oceánicos turbulentos con un número de Reynolds alto. Así la aproximación de Reynolds muestra como los términos No-Lineales dan lugar a los efectos de la turbulencia sobre el flujo promedio y da expresiones explícitas para estos efectos en términos de las fluctuaciones de velocidad. Sin embargo el sistema en nuestra ecuación no se encuentra cerrado debido a que se han sumado 4 incógnitas más: s' , u' , v' , w' . En principio uno puede tratar de observar estos términos de turbulencia. Estas observaciones pueden ser hechas con gran dificultad sobre un punto geográfico, pero para hacerlas en detalle para toda una región es simplemente impráctico.

Para mejorar nuestro conocimiento de los efectos de la turbulencia y ser capaces de parametrizar estos efectos en terminos de cantidades de flujo promedio y sus gradientes (Derivadas Espaciales) son necesarias muchas más observaciones. Por parametrizar se entiende obtener expresiones de la turbulencia en términos de cantidades que podemos observar más fácilmente o calcular de nuestras ecuaciones. En este caso éstas son las velocidades promedio y los gradientes promedio también, de salinidad y temperatura. A partir de lo anterior la dificultad que se nos presenta es de cerradura (completar un grupo de ecuaciones). Esto es fundamental en el estudio de flujos turbulentos y permanece sin solución en forma general. La prueba de cualquier cuadro de cerradura es que las predicciones que resulten de su uso estén de acuerdo con las observaciones.

A continuación describiremos un cuadro de cerradura de la manera más simple con el objeto de poder calcular los coeficientes de difusión turbulenta. Para poder hacer esta cerradura tendremos que hacer suposiciones útiles aun sin evidencia suficiente con el objeto de poder ganar interpretación física.

Partiendo de la siguiente ecuacion:

$$\overline{UdS/dx} + \overline{VdS/dy} + \overline{WdS/dz} + \overline{u'ds'/dx} + \overline{v'ds'/dy} + \overline{w'ds'/dz} = 0$$

Tenemos que la salinidad total, que es igual a la salinidad promedio más la salinidad fluctuante, con las respectivas velocidades promedios y fluctuantes, satisfacen la continuidad de

masa (salinidad). Y si a los términos de la turbulencia (fluctuantes) de la ecuación anterior le sumamos:

$$s' [du'/dx + dv'/dy + dw'/dz] = 0$$

Término el cual es cero y el cual no cambia el valor de la ecuación sino solamente la forma matemática, entonces tenemos:

$$\overline{UdS}/dx + \overline{VdS}/dy + \overline{WdS}/dz + d/dx(\overline{s'u'}) + d/dy(\overline{s'v'}) + d/dz(\overline{s'w'}) = 0$$

Igualando los promedios con las fluctuaciones tenemos:

$$\overline{UdS}/dx + \overline{VdS}/dy + \overline{WdS}/dz = - d/dx(\overline{s'u'}) - d/dy(\overline{s'v'}) - d/dz(\overline{s'w'})$$

En esta ecuación es donde hacemos la cerradura basandonos en las siguientes simplificaciones:

Se sustituye los términos de la derecha de la ecuación por:

$$dS/dx K_{xs} = - \overline{s'u'}$$

$$dS/dy K_{ys} = - \overline{s'v'}$$

$$dS/dz K_{zs} = - \overline{s'w'}$$

A los términos K se le denominan coeficientes de difusión turbulenta, los subíndices indican la dirección (x, y, z) y la s (o t) indican salinidad (temperatura).

$$K_{xs} = \overline{s'u'}/dS/dx$$

$$K_{ys} = \overline{s'v'}/dS/dy$$

$$K_{zs} = \overline{s'w'}/dS/dz$$

Suponiendo que las anteriores relaciones tienen algún significado físico, entonces la ecuación 4) llega a tener la siguiente forma:

$$\overline{UdS}/dx + \overline{VdS}/dy + \overline{WdS}/dz = d/dx(K_{xs}d\overline{S}/dx) + d/dy(K_{ys}d\overline{S}/dy) + d/dz(K_{zs}d\overline{S}/dz)$$

Esta última ecuación establece que la advección de sal fuera de un pequeño volumen es igual a la difusión dentro de este pequeño volumen. Esta expresión también la podemos expresar de la siguiente forma, suponiendo que los coeficientes K_{xs} , K_{ys} , K_{zs} , no varían espacialmente.

$$\overline{UdS}/dx + \overline{VdS}/dy + \overline{WdS}/dz = K_{xs} \frac{d^2\overline{S}}{dx^2} + K_{ys} \frac{d^2\overline{S}}{dy^2} + K_{zs} \frac{d^2\overline{S}}{dz^2}$$

Las mismas suposiciones y ecuaciones son aplicadas a la temperatura con el objeto de también obtener K_{xt} , K_{yt} , K_{zt} . Y en esta última relación nos basaremos para efectuar el presente trabajo.

ESTUDIOS PREVIOS

Es conocido que en los océanos las componentes horizontales y verticales de la turbulencia usualmente difieren bastante en escala y en intensidad. Estas diferencias se deben primeramente

a que las dimensiones horizontales del océano son mucho mayores que las verticales, y en segundo por la influencia de la estratificación. Así en los océanos en todos los casos los coeficientes de difusión horizontal efectivos K_x o K_y son inversamente proporcionales a los coeficientes de difusión vertical K_z . Lo anterior es debido a que la ocurrencia de un gradiente de densidad estable incrementa la mezcla horizontal efectiva muy considerablemente (Bowden 1965).

De lo anterior tenemos que los coeficientes K_x , K_y y K_z difieren uno de otro, siendo función de la posición en el fluido y dependen del tipo y escala del movimiento. De acuerdo a Hidaka (1949) los coeficientes de difusión turbulenta permanecen finitos en la presencia de movimiento. Consecuentemente la intensidad del intercambio turbulento depende del campo de velocidad de la corriente.

En general podemos decir que los coeficientes dependen de la distribución de la propiedad siendo difundida, así como de la turbulencia (Bowden 1962), i.e. dependen del flujo.

La existencia de turbulencia en un campo de movimiento da lugar a 2 tipos de efectos:

- a) Producción de esfuerzos de corte. y
- b) Los procesos de difusión turbulenta.

Mientras los esfuerzos de corte reaccionan sobre el movimiento medio y tienen un efecto esencialmente dinámico, los procesos difusivos turbulentos afectan la distribución de una propiedad particular del fluido (Salinidad, por ejemplo) sin reaccionar directamente sobre el flujo. (Bowden 1962).

Si el agua es homogénea, la mezcla producida es

comparativamente pequeña, pero ésta llega a ser importante si existe un moderado grado de estabilidad. Entonces el coeficiente de difusión turbulenta vertical K_z es reducido con un correspondiente incremento en el coeficiente de difusión horizontal efectivo K_x o K_y .

El efecto de corte puede estimarse para la difusión, siendo mayor paralelo a la componente principal de la corriente (Horizontal) que el perpendicular a la dirección de ésta, afectando consecuentemente la distribución de una propiedad que esta siendo difundida.

Antes de discutir la magnitud y la significancia de los coeficientes horizontales. Estableciendo una comparación de éstos con los obtenidos en otras áreas, se presenta una breve descripción de algunas características hidrológicas obtenidas por algunos autores dentro del área de estudio, con el objeto de poder dar una interpretación adecuada a los resultados obtenidos en el presente trabajo.

DESCRIPCION DEL AREA

Es complicada la descripción del flujo en la corriente de California Reid (1962) encontró un flujo hacia el Norte entre la costa y una distancia de 90 Km. y un flujo hacia el Sur desde la distancia anterior hasta 180 Km, y un flujo hacia el Norte a lo largo de otros 50 Km. más fuera. Turbulencias y meandros superficiales en la circulación son comunes en la corriente de California (Reid 1963). Estas características son menos frecuentes a profundidades de 200 mts. Los estudios de Reid

(1963) no revelaron una simple contracorriente a lo largo de la costa, sino turbulencias dentro de la contracorriente.

Posteriormente Wooster et.al.(1970) examinando la región arriba de 30N donde la propagación de agua ecuatorial se estrecha repentinamente, encontró una angosta contracorriente cerca de la costa. Esta era aproximadamente 20 Km. de ancha, 300 mts. de grosor y tenía un transporte estimado de $2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{seg}$. Usando los datos de CALCOFI estos autores posteriormente señalaron que la cuña de agua salina a lo largo de la costa muchas veces no penetra más al norte. (Fig. 1.2)

En la costa de California se producen intrusiones relacionadas con fuertes microestructuras producidas por la interacción del agua Ecuatorial caliente y salada que fluye hacia el Norte con el agua fría y menos salada de la corriente de California que fluye hacia el Sur. (Gregg 1975). Este autor sugiere que la presencia de los anteriores rasgos intrusivos es el principal factor en la disipación de las fluctuaciones en el océano.

En regiones tales como la corriente de California, la principal producción de estructuras finas es por movimientos principalmente laterales (Gregg 1975). La destrucción de las anteriores estructuras se lleva a cabo por mezcla vertical provocada por la turbulencia mecánica y los transportes difusivos dobles en los límites verticales de las intrusiones. La formación de estas intrusiones relativamente delgadas parece ser uno de los mecanismos por el cual grandes núcleos de agua son mezclados con aguas circundantes.

Gregg (1975) encontró que las inversiones de temperatura son

rasgos comunes a lo largo de la corriente de California, pero que las más dominantes están asociadas con la contracorriente de agua ecuatorial.

El autor antes mencionado utilizó los datos de CALCOFI para relacionar las intrusiones de escala fina con las masas de agua a gran escala en la corriente de California. Sus resultados muestran que estas intrusiones son elementos importantes en el balance global de fluctuaciones de temperatura y salinidad.

Los datos de CALCOFI tienen suficiente cobertura de superficie como para mostrar las fuentes de agua caliente y salada (fig 1.2). En la cual la salinidad ha sido graficada a intervalos de 100 mts. de profundidad. Se aprecia que el núcleo de agua ecuatorial de alta salinidad se mueve hacia el Norte a lo largo de la costa de Baja California, extendiéndose hasta San Diego a través de profundidades de 300 mts.

DATOS Y METODOS DE ANALISIS

Los datos para el presente estudio fueron tomados del Atlas de CALCOFI No.30. Se analizaron particularmente los datos registrados en el Pacífico frente a Baja California, siendo las estaciones de las columnas 100 , 090 , 080 , 070 , 060 . Y para las líneas 090 , 100 , 110 , 120 y 130 , (fig. 1.1). Sumando en total 25 estaciones dentro del área de estudio, y siendo la distancia entre columnas igual a 74 Km. y entre Líneas de 222 Km. Cada estación presenta 14 datos verticales desde la superficie hasta un nivel de 500 Mts. de profundidad, con los

datos tomados a las siguientes profundidades estandar: 0 , 10 , 20 , 30 , 50 , 75 , 100 , 125 , 150 , 200 , 250 , 300 , 400 y 500 Mts. respectivamente para cada estación. (ver fig. 1.1).

Las coordenadas se establecieron arbitrariamente de la siguiente manera: dirección Y paralela a la costa, dirección X perpendicular a la costa y dirección Z eje vertical. Los datos son promedios de 15 o más años para los meses de Enero, Abril, Julio y Octubre.

METODO EMPLEADO

1. A partir de un programa basado en el método de diferencias finitas, se calcularon gradientes de salinidad y temperatura en la forma de derivadas de primer orden y derivadas de segundo orden en las 3 direcciones: Vertical (Z) , paralelo a la costa (Y) , y perpendicular a la costa (X).
2. De los anteriores gradientes se obtuvo: El promedio, el máximo, mínimo, varianza y desviación típica. Obteniendose los siguientes términos para cada uno de los meses anteriores.:

$$\bar{dS}/dx , \bar{dS}/dy , \bar{dS}/dz , \bar{d^2S}/dx^2 , \bar{d^2S}/dy^2 , \bar{d^2S}/dz^2$$

y para la temperatura similarmente los términos:

$$\bar{dT}/dx , \bar{dT}/dy , \bar{dT}/dz , \bar{d^2T}/dx^2 , \bar{d^2T}/dy^2 , \bar{d^2T}/dz^2$$

\bar{dS}/dt y \bar{dT}/dt no son necesarios debido a que consideramos

condiciones estacionarias.

3. Se obtuvieron velocidades promedio para la region y para los 4 meses obteniendose \bar{U} y \bar{V} a partir de las máximas diferencias de altura dinámica entre cada estación y para cada sentido horizontal, promediándose éstas para obtener las velocidades Geostroficas en las direcciones X y Y (U y V respectivamente). Y con estas mismas velocidades promedio horizontales, se estimó la velocidad vertical típica usando la ecuación de continuidad.

4. Los anteriores gradientes y velocidades son utilizados en la ecuación del balance Advectivo-Difusivo (6) para calcular todos los posibles coeficientes de difusión turbulenta individuales, para cada una de las componentes de la velocidad U , V , W, y para cada uno de los 4 meses considerados.

RESULTADOS

A partir de las máximas diferencias de altura dinámica entre cada estación presente en las líneas 090,100,110,120 y 130 , y dadas en el Atlas de CALCOFI No 30, y promediándose estas diferencias para las 5 líneas y para los 4 meses, se obtuvo la velocidad geostrofica para la componente Y que es la corriente de California V estimándose ésta en 4.5 cm./seg. Similarmente para las máximas diferencias entre cada estación presente en las columnas 100,110,090,080,070y 060 , y promediándose las 5 columnas y los 4 meses, se estimó la velocidad geostrofica para

la componente X perpendicular a la costa U siendo esta igual a 2 cm./seg. y en la mayoría de los casos dirigida hacia la costa.

Para la corriente vertical W se usaron los valores promedio de las velocidades en la líneas 090 y 130, y también los valores promedio de las velocidades en las columnas 100 y 060. Estos valores corresponden a las velocidades presentes en los bordes del área de estudio se sustituyeron en la ecuación de continuidad, y se estimó la velocidad vertical W, siendo ésta igual a 5×10^{-3} cm/seg.

Utilizando las velocidades anteriores y las primeras y segundas diferencias resultados del programa, se sustituyeron estas en la ecuación del balance Adveectivo-Difusivo, para calcular todos los posibles coeficientes de difusión individuales, para cada una de las componentes de velocidad estimadas, y para los 4 meses, obteniendo los siguientes resultados:

Para todos los siguientes casos suponemos condiciones estacionarias. Y las unidades para todos los resultados son : $\text{cm}^2/\text{seg.}$

Nota: Las primeras y segundas diferencias para la dirección vertical Z, no se obtuvieron de una manera ponderada para intervalos de profundidad uniforme por lo que para efectos de discusión solo sera considerado el orden de magnitud de los coeficientes K_z .

Mezcla Vertical Estacionaria Para La Corriente de California V.:

Para este caso suponemos que la corriente media \bar{V} es siempre paralela a Y y que la única mezcla que necesita ser considerada es en la dirección Vertical Z. Los coeficientes resultantes son :

	Enero	Abril	Julio	Octubre
Ksz	0.81	0.59	3.96	6.82
Ktz	9.60	7.30	4.50	2.09

Mezcla Lateral Estacionaria Para La Corriente de California V :

Para este caso también suponemos que la corriente media \bar{V} es siempre paralela a Y y que la única mezcla que necesita ser considerada es en la dirección Horizontal X y transversa a la corriente, los coeficientes resultantes son :

	Enero	Abril	Julio	Octubre
Ksx	5.75×10^5	3.59×10^5	1.82×10^6	6.00×10^6
Ktx	4.98×10^7	5.40×10^7	6.60×10^7	1.25×10^7

Mezcla Estacionaria a lo Largo de la Corriente de California V:

Ahora suponemos que la corriente media \bar{V} es siempre paralela a Y y que la única mezcla que necesita ser considerada es en la dirección de la corriente, entonces los coeficientes resultantes son:

	Enero	Abril	Julio	Octubre
Ksy	1.21×10^7	1.78×10^8	1.38×10^8	1.22×10^9
Kty	3.43×10^8	2.66×10^9	6.46×10^8	6.25×10^8

Mezcla Vertical Estacionaria Para La Corriente U (perpendicular a la costa)

Ahora hagamos a \bar{U} media paralela a X y supongamos que la única mezcla que necesita ser considerada es en la dirección vertical Z. Los coeficientes resultantes son:

	Enero	Abril	Julio	Octubre
Ksz	53.20	43.00	60.00	63.00
Ktz	31.70	30.40	13.00	9.70

Mezcla Estacionara a Lo Largo de la Corriente U.

Aqui vamos a suponer que \bar{U} media es paralela a X y que la única mezcla que necesita ser considerada es en la dirección de la corriente. Los coeficientes resultantes son:

	Enero	Abril	Julio	Octubre
Ksx	3.80×10^7	2.60×10^7	2.76×10^7	5.54×10^7
Ktx	1.64×10^8	2.24×10^8	1.91×10^8	5.77×10^7

Mezcla Lateral Estacionaria Para La Corriente U (perpendicular a la costa).

Ahora supongamos que \bar{U} media es paralela a X y que la única mezcla que necesita ser considerada es en la dirección horizontal Y transversa a la corriente. Los coeficientes resultantes son:

	Enero	Abril	Julio	Octubre
Ksy	7.96×10^8	1.29×10^{10}	2.10×10^9	1.12×10^{10}
Kty	1.13×10^9	1.11×10^{10}	1.87×10^9	2.88×10^9

Mezcla Vertical Estacionaria Para La Corriente W (Vertical).

Para este caso suponemos que la corriente media \bar{W} es siempre paralela a Z, y que la única mezcla que necesita ser considerada es en la dirección vertical Z. (Paralela a la Corriente). Los coeficientes resultantes son:

	Enero	Abril	Julio	Octubre
Ksz	125.00	111.00	173.00	130.00
Ktz	241.00	233.00	146.00	98.40

Mezcla Lateral Estacionaria Para La corriente Vertical W.

Si también suponemos que la corriente media \bar{W} es paralela a Z, y que la única mezcla que necesita ser considerada es en la dirección horizontal X y transversa a la corriente. Los coeficientes Resultantes son:

	Enero	Abril	Julio	Octubre
Ksx	8.90×10^7	6.70×10^7	8.00×10^7	11.40×10^7
Ktx	1.25×10^9	1.72×10^9	2.15×10^9	5.88×10^8

Mezcla Lateral Estacionaria Para La Corriente Vertica W.

Si también suponemos que la corriente media \bar{W} es paralela a Z, Y que la única mezcla que necesita ser considerada es en la dirección horizontal Y y transversa a la corriente. Los coeficientes resultantes son:

	Enero	Abril	Julio	Octubre
Ksy	1.87×10^9	3.31×10^{10}	6.10×10^9	2.32×10^{10}
Kty	8.60×10^9	8.46×10^{10}	2.10×10^{10}	2.94×10^{10}

De los resultados anteriores tenemos que los rangos de los coeficientes de difusión turbulenta son:

Rangos para la dirección Z

Si sólo existe W	$K_z = 100-240$	cm^2 / seg
U	$K_z = 10-60$	" "
V	$K_z = 1-10$	" "

Rangos para la dirección X

Si sólo existe W	$K_x = 1 \times 10^8 - 2 \times 10^9$	cm^2 / seg
U	$K_x = 3 \times 10^7 - 2 \times 10^8$	" "
V	$K_x = 4 \times 10^5 - 7 \times 10^7$	" "

Rangos para la dirección Y

Si sólo existe W	$K_y = 2 \times 10^9 - 8 \times 10^{10}$	cm^2 / seg
U	$K_y = 1 \times 10^9 - 1 \times 10^{10}$	" "
V	$K_y = 1 \times 10^7 - 3 \times 10^9$	" "

DISCUSION Y CONCLUSIONES

En los resultados obtenidos se aprecia en todos los casos que los coeficientes de difusión horizontal efectivos K_x o K_y son inversamente proporcionales a los coeficientes de difusión vertical K_z . Estos resultados son consistentes con los valores

obtenidos por Bowden (1965) para todos los océanos. Según este autor lo anterior es debido a que la presencia de un gradiente de densidad estable incrementa la mezcla horizontal efectiva muy considerablemente.

La dirección que presenta la mayor difusividad horizontal (mayores coeficientes) es la paralela a la costa o sea la dirección Y. Esta es paralela a la mayor componente de la velocidad horizontal V (corriente de California). Estos resultados están de acuerdo a Hidaka (1949) que sugiere que la intensidad del intercambio turbulento (difusión) depende del campo de velocidad de la corriente. También se aprecia que para la misma dirección Y los mayores coeficientes son los términos laterales.

Comparación de Nuestros Resultados Con los Obtenidos en Otras Areas:

Montgomery (1939) en la contracorriente Ecuatorial del Atlántico obtuvo valores para el término de la difusión horizontal efectivo estimando K_y en $3 \times 10^7 \text{ cm}^2 / \text{seg.}$ la principal componente de la velocidad U es la dirección de la contracorriente, y se aprecia que el término mayor de la difusión es el lateral, o sea que la mayor difusividad es en la dirección transversa a la corriente.

Posteriormente Stommel (1950) en la Corriente del Golfo estimó valores para los coeficientes horizontales obteniendo $K_y = 2.3 \times 10^8 \text{ cm}^2 / \text{seg.}$ Defant (1955) en un estudio de la dispersión del agua del Mediterráneo en el Norte del Atlántico estimó $K_y =$

$5.5 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{seg.}$ Por último Needler y Heath (1975) estimaron los coeficientes de difusión horizontales en el Norte del Atlántico, encontrando un rango de $K_h = 1.5-3.0 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{seg.}$

De la comparación de los anteriores resultados con los nuestros se aprecia que los términos laterales, obtenidos en el presente estudio son relativamente mayores a los obtenidos en otras áreas. Debiéndose esta alta difusividad a la interacción de la corriente de California con la contracorriente Ecuatorial . Este fenómeno está presente en el área de estudio, (Gregg1975).

Las siguientes conclusiones generales son indicadas por el presente estudio:

1. En los resultados obtenidos en todos los casos los coeficientes de difusión horizontal efectivos K_x o K_y son inversamente proporcionales a los coeficientes de difusión vertical K_z . Siendo muchos órdenes de magnitud mayores los coeficientes horizontales relativos a los verticales. Presentándose estos resultados de acuerdo a los coeficientes encontrados por Bowden (1965).

2. La dirección horizontal que presenta la mayor difusividad (mayores coeficientes) es la paralela a la costa o sea la dirección Y , la cual es paralela a la mayor componente de la velocidad horizontal V (Corriente de California). Y estos resultados estan de acuerdo a lo señalado por Hidaka (1949) que nos dice que la intensidad del intercambio turbulento (difusión) depende del campo de velocidad de la corriente.

3. Para la misma dirección Y los coeficientes mayores son los términos laterales, estos valores altos son debidos a la presencia de rasgos intrusivos que están relacionados con fuertes microestructuras y son producidos por la interacción del agua Ecuatorial caliente y salada que fluye hacia el Norte con el agua fría y menos salada de la Corriente de California que fluye hacia el Sur, ocasionando las anteriores intrusiones una disipación de fluctuaciones así como transportes difusivos dobles en los límites verticales de las intrusiones (Gregg 1975).

4. Los coeficientes de difusión turbulenta laterales para la dirección Y calculados en esta área son mayores relativos a otras áreas debido probablemente a que en esta región está presente la interacción más fuerte entre la corriente de California y la contracorriente Ecuatorial. Esto es consistente con los resultados obtenidos por los autores siguientes: Reid (1962), Wooster et al. (1970), Gregg (1975).

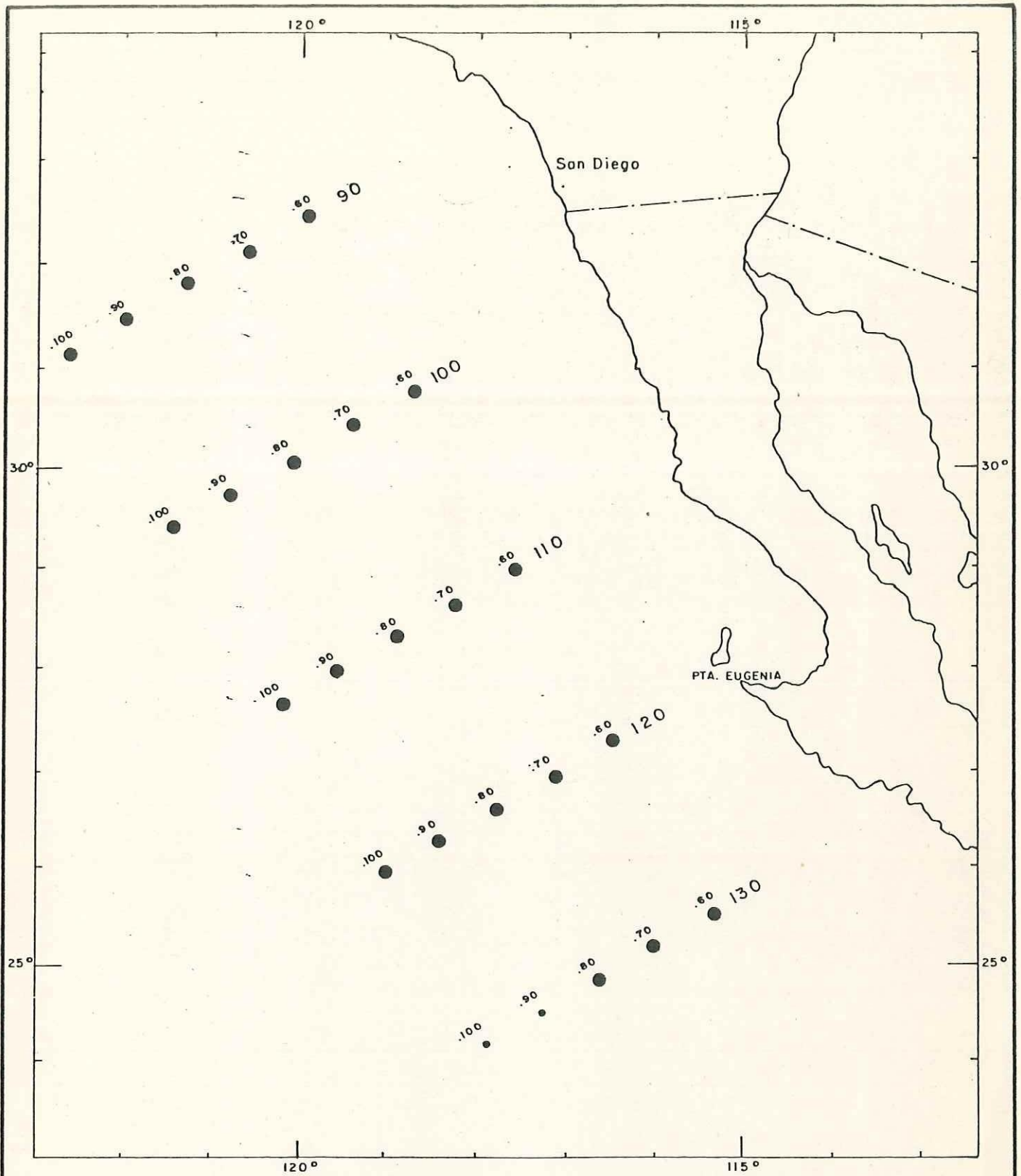


FIG. 1.1 RED DE ESTACIONES A LO LARGO DEL OCEANO PACIFICO DE BAJA CALIFORNIA DE LAS CUALES SE CALCULARON LOS COEFICIENTES DE DIFUSION TURBULENTA.

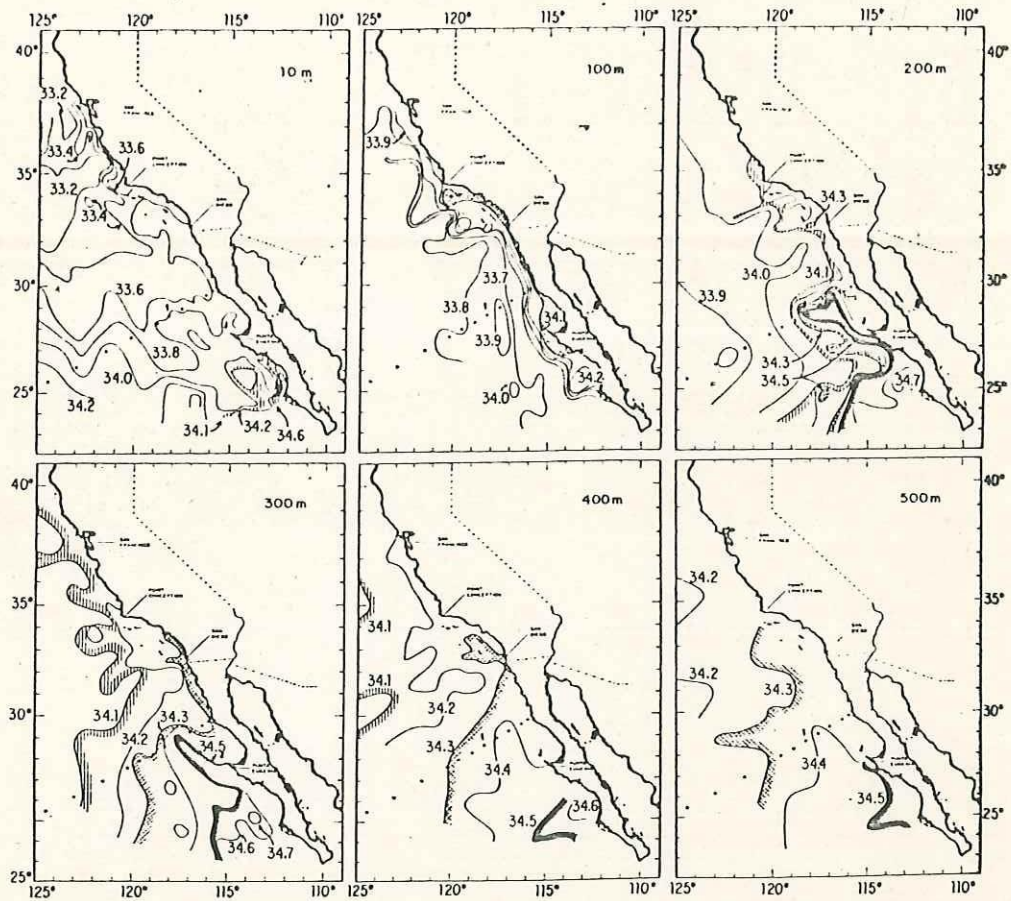


Fig. 1.2

Contornos de salinidad a profundidades estandar a partir del crucero 6507 de CALCOFI . Notar el agua altamente salina dispersandose hacia el Norte a lo largo de la costa de Baja California desde Cabo San Lucas, y el núcleo estrecho de agua de 34.3 extendiendose hasta el Norte de San Diego. Los puntos muestran las estaciones para la línea 110 de nuestra área de estudio.

BIBLIOGRAFIA

- Bowden K. F. (1962). Turbulence. The Sea sect. 6 Ed. M. N. Hill Interscience Publishers. p. 802-25.
- Bowden K. F. (1965). Horizontal Mixing In The Sea Due To A Shearing Current. J. Fluid Mech. ,21, 2, p. 83-95.
- Bradshaw P. (1978). Turbulence. Topics In Applied Physics Vol. 12, ed. by P. Bradshaw.
- Defant A. (1960). Physical Oceanography. Pergamon Press.
- Fomin L. M. (1964). The Dynamic Method In Oceanography Elsevier Publishing Company.
- Gregg M. C. (1975). Microstructure And Intrusions In The California Current. J. Phys. Oceanogr., 5 , 253-78.
- Hidaka K. (1949). Depth Of Motionless Layer As Inferred From The Distribution Of Salinity In The Ocean. Trans. Am. Geophys. Union. V. 30, No. 3.
- Lynn R. J., Bliss K. A. and Eber L. E. (1982). Vertical And Horizontal Distributions Of Seasonal Mean Temperature, Salinity, Sigma-T, Stability, Dynamic Height, Oxygen And Oxygen Saturation In The California Current. 1950-1978, CALCOFI Atlas No. 30. A. Fleminger Editor.
- Needler G. T. and Heath R. A. (1975). Diffusion Coefficients Calculated From The Mediterranean Salinity Anomaly In The North Atlantic Ocean. J. Phys. Oceanogr., 5 , p. 173-82
- Officer C. B. (1976). Physical Oceanography Of Estuaries (And Associated Coastal Waters). Wiley-Interscience.
- Overstreet R. and Rattray M. (1969). On The Roles Of Vertical Velocity and Eddy Conductivity In Maintaining A Thermocline. J. Mar. Res. Vol. 27, No. 2, p. 172-190.

- Proudman J. (1953). Dynamical Oceanography. Methuen, Londres.
- Reid J.L.Jr. (1962). Measurements Of The California Countercurrent At A Depth Of 250 Mts. J. Mar. Res. Vol. 20 , No. 2,, p. 134-137.
- Reid J.L.Jr. (1963). Measurements Of The California Countercurrent Off Baja California. J. Geophys. Res. Vol. 68. No. 16 .p. 4819-4822.
- Stommel H. (1949). Horizontal Diffusion Due To Oceanic Turbulence. J. Mar. Res. Vol. 8 , No. 3, p.199-225.
- Wooster W.S. and Jones J.H. (1970). California Undercurrent Off Northern Baja California. J. Mar. Res. Vol. 28 , p. 235-250.