



ESCUELA SUPERIOR
POLITECNICA DEL LITORAL

BIBLIOTECA
FAC. ING.
MARITIMA

FACULTAD DE INGENIERIA MARITIMA
Y CIENCIAS DEL MAR

"HIDRODINAMICA DE LAGUNAS
COSTERAS: CIRCULACION MANEJADA
POR EL VIENTO Y SU APLICACION
A LA LAGUNA DE ACUMBE EN
GENERAL VILLAMIL (PLAYAS)"

TESIS DE GRADO

Previa a la obtencion del titulo de:

OCEANOGRAFO

Presentada por:

ARTURO PUCHAICELA ORDONEZ

GUAYAQUIL - ECUADOR

1988



ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA
DEL LITORAL - Y CIENCIAS DEL MAR



INSTITUTO DE FOMENTO AGRARIO
REPUBLICA DE CHILE

A G R A D E C I M I E N T O

Al Sr. DIRECTOR GENERAL, Director de
zona, por su ayuda y colaboración
para la realización de este
trabajo.

A Wilson Armas, Alfredo Bana y
Richard Valdivieso, por su valiosa
ayuda en los trabajos de campo.

DEDICATORIA



A MIS PADRES, quienes
me inculcaron superación.



BIBLIOTECA
FAC. ING.
MARITIMA

.....
Msc. ENRIQUE SANCHEZ C.
Presidente del Tribunal

.....
ING. HECTOR AYON JO
Director de Tesis

.....
Msc. FRANCISCO MEDINA P.
Miembro del Tribunal

.....
ING. EDUARDO CERVANTES B.
Miembro del Tribunal



BIBLIOTECA
FAC. ING.
MARITIMA

DECLARACION EXPRESA

"La responsabilidad por los hechos, ideas y doctrinas expuestos en esta tesis, me corresponden exclusivamente; y, el patrimonio intelectual de la misma, a la ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL".

(Reglamento de Exámenes y Titulos profesionales de la ESPOL).

.....
Arturo Fuchaicela Ordoñez



BIBLIOTECA
FAC. ING.
MARITIMA

RESUMEN

En la laguna de Acumbe, en General Villamil (Playas), se efectuó el estudio de la circulación manejada por el viento, por medio del empleo simultáneo de distintos tipos de derivadores lagrangianos (prismas, botellas y veletas), para determinar la influencia del viento sobre la corriente superficial en la laguna bajo determinadas condiciones meteorológicas (estabilidad atmosférica, velocidad y dirección del viento).

Se determinó el movimiento de la corriente superficial siguiendo la trayectoria de los derivadores en espacios y tiempos diferentes. Los resultados fueron sometidos a análisis estadístico (regresión lineal y logarítmica) y ploteados convenientemente, y fundamentándose en éstos se obtuvieron curvas que relacionan la velocidad friccional U_{1a} con velocidad media del viento U_z , así como del perfil del viento.

Se encontró que la relación U_{1a} vs U_z variaba linealmente según la relación $U_{1a} = 0.031 U_{z(m)}$ y

VII

una distribución logarítmica del viento para las condiciones en que se realizaron las mediciones (estabilidad atmosférica neutral, vientos ligeros y fetch limitado). Sin embargo, es necesario realizar un estudio más detallado en la interface aire-agua de parámetros tales como: Temperature, densidad y velocidad a diferentes alturas simultaneamente, para determinar con más exactitud estas relaciones en nuestros medios lagunares.



BIBLIOTECA
FAC. ING.
MARITIMA



BIBLIOTECA
FAC. ING.
MARITIMA

INDICE GENERAL

	Pag.
RESUMEN.....	VI
INDICE GENERAL.....	VIII
INDICE DE FIGURAS.....	X
LISTA DE SIMBOLOS.....	XI
INTRODUCCION.....	13
1. ASPECTOS TEORICOS	
1.1 Hidrodinámica de Cuerpos de Agua en Lagunas.....	16
1.2 Flujos de Agua.....	17
1.3 Difusión Arremolinada y Conductividad....	19
1.4 Movimientos Internos en el Agua.....	21
1.5 Movimientos Superficiales en el Agua.....	23
1.5.1 Corrientes Superficiales.....	26
1.5.2 Corrientes de Deriva Inducidas por el Viento.....	28
1.6 Estructura del Viento en las Capas Inferiores de la Atmósfera.....	35
1.6.1 Estabilidad térmica en la Capa Superficial.....	39
1.6.2 Perfil de Velocidad del Viento en la Capa Superficial.....	40
1.6.3 Perfil Neutral del Viento.....	42
1.6.4 Perfil no Neutral.....	44

II.	METODOLOGIA UTILIZADA	
2.1	El Sistema Boya-Veleta.....	50
2.1.1	Mecánica de Funcionamiento Básico de un Sistema Boya-Veleta..	51
2.2	Botellas y Prismas de Deriva.....	58
2.2.1	Botellas de Deriva.....	58
2.2.2	Prismas Rectangulares de Deriva..	60
2.3	Descripción del Sistema Constituido por la Laguna.....	61
2.3.1	Clima.....	64
2.3.2	Batimetría.....	66
2.3.3	Naturaleza del Líquido y del Sedimento.....	66
2.4	Planificación de los trabajos de Campo..	68
2.5	Trabajos Realizados.....	70
2.6	Procesamiento de la Información.....	72
III.	RESULTADOS.....	77
	CONCLUSIONES.....	82
	APENDICES.....	86
	BIBLIOGRAFIA.....	100

INDICE DE FIGURAS

No.		Pag.
1	Deriva causada por el viento, y circulación primaria de la deriva.....	22
2	Fuerzas actuantes sobre cada derivador.....	57
3	Diagrama ilustrativo de los metodos de campo.....	71
4	Velocidad del viento medida a 2m de altura durante los trabajos de campo.....	73
5	Dirección del viento medida a 2m de altura en el campo.....	74
6	Perfil logaritmico del viento para las condiciones meteorológicas observadas en el campo.....	78
7	Relacion entre la velocidad efectiva horizontal U^* del viento y la velocidad media U_z del viento a diferentes alturas.....	81

LISTA DE SIMBOLOS

A1	Area transversal de la boya expuesta al viento
A2	Area transversal de la boya expuesta al agua
A3	Area transversal de la veleta expuesta al agua
B	Función decreciente del número de Richardson
Cd1	Coefficiente de arrastre de la boya
Cd2	Coefficiente de arrastre de la veleta
Ca	Coefficiente de arrastre del viento ($C_a = (0.82 + 0.0391z) / 1000$)
d	Altura dentro de la cual existe flujo laminar
e	Altura sobre la cual existe turbulencia totalmente desarrollada
ET	Estimado teórico de la fricción del viento
Fa	Fuerza sobre la boya debido al aire
Fw	Fuerza sobre la boya debido al agua
Fc	Fuerza sobre la veleta debido a la corriente a la cual está expuesta.
Fd	Fuerza de arrastre
h	Amplitud de onda
K	Constante de Von Karman
k	Factor de viento
Lx	Longitud de mezcla

XII

λ	Longitud de onda
ρ_a	Densidad del aire (0.0012 gr./cm ³)
ρ_w	Densidad del agua (1.025 gr/cm ³)
R	Radio de densidad del aire al agua
Re	Numero de Reynolds
Ri	Número de Richardson
θ'	Temperatura potencial
T_s	Esfuerzo cortante
T_0	Esfuerzo superficial ($Z=Z_0$)
t_s	Temperatura superficial del agua
t_a	Temperatura del aire
U_x	Velocidad friccional
U_{*a}	Velocidad friccional del viento
$U_a(z)$	Velocidad del viento a una altura z
$U_w(z)$	Velocidad del agua a una profundidad z
U_{*w}	Velocidad de corte del agua
ν	Viscosidad
ν	Viscosidad cinemática
Z_0	Altura de rugosidad

INTRODUCCION

La falta casi total de estudios de interacción aire-agua en lagunas costeras ha servido de incentivo para llevar a cabo el presente trabajo, el mismo que consiste en hacer una revisión de los estudios que se puedan obtener sobre deriva superficial, especialmente aquellos desarrollados en medios lagunares, con el propósito de comparar dichos resultados con los obtenidos en la laguna costera de Acuzco. En este trabajo se han empleado simultáneamente distintos tipos de trazadores Lagrangianos.

Los derivadores Lagrangianos son utilizados debido a su bajo costo y fácil manejo, y a que las corrientes superficiales son muy difíciles de medir por medio de aparatos Eulerianos, a causa de la interferencia de las ondas superficiales.

De los estudios reportados sobre la deriva superficial causada por el viento sólo unos pocos dan resultados detallados de este fenómeno en medios lagunares. Van Dorn (1953), de experimentos realizados en lagunas, encontró que la deriva superficial es el 3.6 % de la

velocidad del viento. Heu (1974), de mediciones realizadas directamente en una laguna, encontró un valor de 2.6 % para la velocidad de deriva, con respecto al viento. Monahan, Higgins y Kaye (1974), en un modelo físico, con botellas de deriva, halló un valor de 3.5 % para la velocidad de deriva. Shemdin (1977), de modelos de circulación en laboratorio, basados en el transporte de Stokes, encontró una velocidad de deriva predicha de 0.3 %; sin embargo, la velocidad de deriva medida fue de 3 % de la velocidad del viento. Lien, Hoopes (1978), por medio de modelos matemático y físico, simulando una cuenca, obtuvo que el valor de la velocidad de deriva variaba del 1 a 5 % de la velocidad del viento. Atkinson, Smith y Stroup (1981), de observaciones realizadas en una laguna por medio valetas, obtuvieron un valor para la superficie de deriva de 2 % de la velocidad del viento. La altura de referencia generalmente adoptada para el viento es de 10 m en todos los casos, a no ser de que se especifique lo contrario.

Se hace pues necesario que la deriva superficial sea estudiada bajo condiciones propias de nuestros sistemas lagunares, e iniciar un estudio sistemático

de la corriente superficial manejada por el viento, así como para optimizar el empleo de los derivativos lagrangianos, en las mediciones de las corrientes superficiales.

I ASPECTOS TEORICOS

1.1 HIDRODINAMICA DE CUERPOS DE AGUA EN LAGUNAS

Las lagunas costeras se comportan hidrodinamicamente de varias formas (34), de acuerdo al efecto predominante que exista sobre ellas, esto es, si predominan: mareas y olas activas (laguna abierta); mareas, olas y la corriente a lo largo de la costa (laguna parcialmente cerrada); olas y vientos (laguna cerrada); mareas y flujo entrante (estuario).

Los movimientos forzados que se generan en la laguna, por la transferencia de la energía del viento al agua, dan un surgimiento de oscilaciones tanto en la superficie como en el fondo de la laguna. Estas oscilaciones y sus

concurrentes corrientes pueden estar en fase u oposición; su destino final es romper en profundidades someras, generalmente en la orilla, con un movimiento turbulento de naturaleza caótica (43). En suma cada laguna tiene su propio juego de modos de oscilación (superficiales e internos) dependiendo de la forma y dimensiones de la laguna, así como de la distribución interna de densidad. Estos modos de oscilación conducen a un movimiento durante cualquier perturbación particular, dependiendo de la duración, de la periodicidad y de la distribución de la fuerza aplicada (43); en otras palabras, la morfometría de la laguna, su estratificación y su exposición al viento son importantes factores en los movimientos del agua dentro de la laguna.

1.2 FLUJOS DE AGUA

A suficientemente pequeñas velocidades, el flujo de agua en un tubo liso se mueve a lo largo de la interfase de una manera aparentemente ordenada; si la velocidad de movimiento es incrementada en la interfase, entre las paredes estacionarias del

tubo y el agua, se alcanza una velocidad crítica encima de la cual el flujo laminar unidireccional se vuelve desordenado o turbulento. Este es el caso de dos fluidos miscibles que se mueven en direcciones opuestas; por ejemplo, el movimiento horizontal opuesto entre dos estratos de agua de diferentes densidades.

Trabajos experimentales sobre esfuerzos de corte turbulento han demostrado que, en los lagos, la cantidad de velocidad necesitada para cambiar de flujo laminar a turbulento es baja (43). La velocidad crítica es función de la viscosidad y densidad del fluido, y decrece en proporción a la profundidad de la laguna.

En lagunas, velocidades de solamente unos pocos mm/s pueden inducir flujos turbulentos. Por lo tanto, es importante conocer y entender las propiedades básicas de flujos turbulentos y su difusión. Si una diferencia de velocidad crítica es excedida a través de la interfase de densidad, las perturbaciones crecen en amplitud y rompen en vórtices. La formación de vórtices

incrementa la mezcla de las dos capas debido a la generación de capas transitorias a través de las cuales hay un gradiente de velocidad y un gradiente de densidad (43). Este modelo representa en forma simplificada, cómo se manifiesta el hecho de que dos capas de cercana velocidad y densidad uniforme fluyan paralelas una con otra.

Si el suministro de energía "a" a movimientos arremolinados turbulentos provenientes del esfuerzo de corte, excede a "b" al cual ellos tienen que realizar trabajo contra la gravedad, rompiendo la estratificación de densidad, entonces se incrementa la turbulencia. Si "a" es proporcional al cuadrado del corte; Y "b" es proporcional al gradiente de densidad, la magnitud de la razón b/a determina si la turbulencia se incrementa o decrece; en forma no dimensional, a esta razón se la conoce como el número de Richardson (43).

1.3 DIFUSION ARREMOLINADA Y CONDUCTIVIDAD

La distribución de movimiento turbulento podría ser vista en un modelo estático como la composición de varios pequeños movimientos al azar. Los modelos de difusión para fluidos, desarrollados tempranamente por Taylor / Schmidt (43), son análogos a aquellos que miden movimientos al azar de moléculas en difusión molecular, pero, obviamente, sobre una escala más grande.

La transferencia de calor a través de un gradiente termal, dentro de una capa de agua, en una laguna, puede ser usada para estimar el alcance del transporte turbulento, debido a que la mezcla turbulenta y conducción de calor son similares. En una hipotética capa de agua libre de movimiento, pero con un gradiente de temperatura, el equilibrio de calor es alcanzado sólo por conducción. Si el flujo es aplicado a través de ese gradiente, y es turbulento, el equilibrio de temperatura es grandemente acelerado en relación al que podría ocurrir solamente por conducción. Luego el calor es transportado a través de un plano perpendicular

al gradiente, por turbulencia de movimientos arremolinados. En realidad, dispersión y mezcla ocurren como un resultado de los movimientos arremolinados sobre un ancho rango de escalas espaciales, en los cuales los pequeños movimientos arremolinados ocurren dentro de otros grandes. Es necesario ver los movimientos turbulentos y la consecuente difusión, como si ocurrieran a través de un espectro de turbulencia. El transporte turbulento origina partículas que se mueven separadamente en ángulo recto de la dirección del flujo; cuando las partículas están juntas, su porcentaje de separación está gobernada por pequeños movimientos arremolinados turbulentos; pero, cuando la distancia de separación se incrementa, la dispersión de las partículas es influenciada por movimientos arremolinados más grandes (43).

1.4 MOVIMIENTOS INTERNOS EN EL AGUA

La transmisión de turbulencia por las ondas superficiales y circulación de Langmuir hacia las capas internas contiguas de agua en una

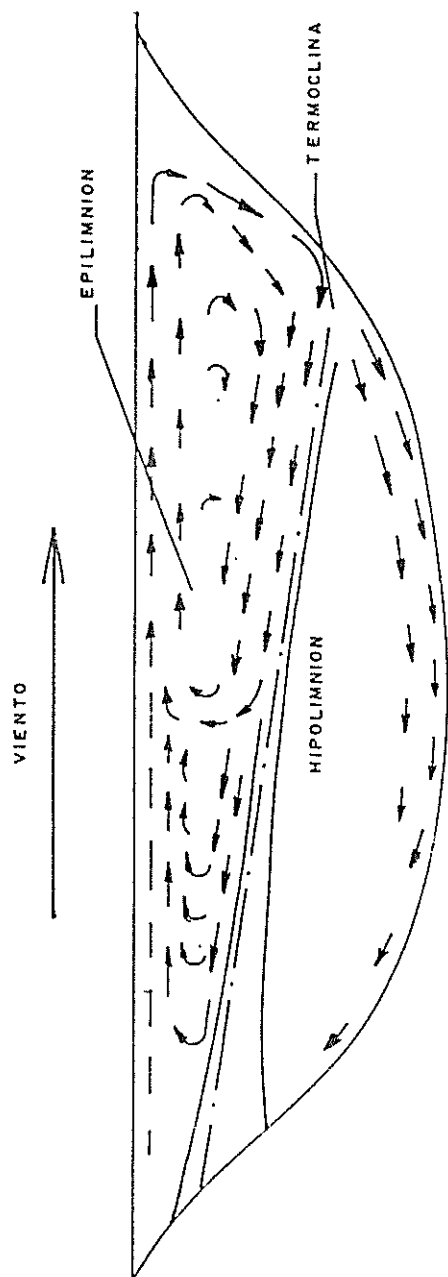


FIGURA 1 Deriva causada por el viento, y circulación primaria de la deriva.
(Adaptado de R. Wetzel, 1975)

laguna es suprimida por la barrera constituida por el gradiente de densidad en la capa de transición (Metalimnion). Cuando el viento sopla sobre la superficie, durante un razonable periodo de tiempo, la deriva del viento causa un apilamiento del agua con una subida del nivel superficial a sotavento, hacia el final de la laguna. El movimiento continúa hacia abajo por gravedad, y cuando encuentra agua de mayor densidad que la capa de transición, fluye hacia atrás, en dirección contraria, oponiéndose al viento prevaleciente (43). Von Arx (2) modeló una forma de circulación que la tipificó como "circulación primaria", en el cual el agua superficial manejada por el viento y que se mueve en dirección del mismo, se hunde y retorna en dirección contraria al viento prevaleciente, como agua de fondo (fig. 1).

1.5 MOVIMIENTOS SUPERFICIALES EN EL AGUA

El movimiento friccional del viento que sopla sobre el agua pone al agua superficial en movimiento, produciendo una deriva por viento y

ondas "superficiales viajeras" (debido a la oscilación de la superficie del agua); la altura de la onda decrece primero ligeramente; luego se incrementa marcadamente y se vuelve asimétrica e inestable; al colapso de agua de esta onda asimétrica e inestable se dice que rompe; sólo entonces su momento es transferido al agua. Estas ondas superficiales son las más visibles respuestas periódicas a un observador.

Las ondas cortas superficiales causan el movimiento de partículas de agua en una trayectoria circular; en una sección transversal, la trayectoria es cicloide, con un pequeño movimiento significativo de traslación horizontal (43). El agua es desplazada verticalmente y retornada por gravedad a un estado de equilibrio. Similarmente, las ondas cortas superficiales contiguas están oscilando en forma cicloidal y, sincrónicamente, estos movimientos, resultan en una onda viajera cuya trayectoria puede ser descrita como análoga a un punto, moviéndose al ritmo de una rueda, a lo

largo de un plano, donde el centro del eje está en la superficie media del agua.

De gran interés, como los movimientos horizontales de ondas cortas superficiales, es la influencia que tienen tales oscilaciones verticales con la profundidad. La amplitud "h" de estas oscilaciones verticales es atenuada rápidamente con profundidad. El decrecimiento de movimiento vertical, con incremento de profundidad, puede ser aproximadamente descrito como la mitad del diámetro del cicloide, para cada incremento de profundidad de $\lambda / 9$. Como hemos visto, la amplitud o altura de ondas de superficie no es directamente proporcional a la longitud de onda, sino que es variable; un radio de alrededor de 1:20 de $h : \lambda$ es un promedio general.

Para una velocidad dada de viento, la altura de onda parece ser cercanamente independiente de la profundidad, en pequeñas lagunas (43). Las ondas descritas anteriormente son ondas cortas, en las cuales la longitud de la onda es mucho menor que

la profundidad del agua. Si esta condición no se mantiene largo tiempo, y la longitud de onda se vuelve más de 20 veces la profundidad del agua, la onda es transformada en una onda larga, y los movimientos cicloideos son transformados en un movimiento de vaivén que se extienden hasta el fondo de la columna de agua. Las ondas de aguas someras (ondas largas) no se mantienen dispersas porque su velocidad es proporcional a la raíz cuadrada de la profundidad del agua, antes que determinada por la longitud de la onda.

1.5.1 CORRIENTES SUPERFICIALES

Corrientes son aquellos movimientos de agua no periódicos generados por fuerzas externas que incluyen:

- la fricción permanente del esfuerzo del viento.
- cambios en presión atmosférica.
- gradiente de densidad horizontal causados por diferencia de calentamiento,

por difusión o por materiales disueltos de los sedimentos, y por el influjo del agua a la laguna en relación al tiempo de retención y reflujo.

El radio de velocidad de corrientes superficiales a velocidad del viento, es del todo variable. En general, la velocidad de la corriente manejada por el viento está relacionada con la velocidad del viento en un cierto porcentaje, que varía de acuerdo con las condiciones existentes en el lugar de la medición, y es independiente de la altura de la onda superficial.

La velocidad del agua en las capas superficiales se incrementa con la velocidad del viento hasta alcanzar una velocidad crítica (del viento). Mas allá de la velocidad crítica, la velocidad superficial decrece. El factor viento no es lineal a velocidades altas (43), (25), (39).

1.5.2 CORRIENTES DE DERIVA INDUCIDAS POR EL VIENTO

La acción del viento sobre el agua genera ondas y deriva superficial. Las ondas contribuyen a la deriva superficial a través del transporte de masa de Stokes, el mismo que resulta del término no periódico de la ecuación para la órbita de una partícula de agua bajo una onda no lineal progresiva de profundidad finita (17), que varía con el tiempo y que genera un continuo incremento neto del desplazamiento de la partícula en la dirección de la propagación de la onda.

Debido a que las corrientes superficiales son muy difíciles de medir por medio de aparatos eulerianos, a causa de la interferencia de las ondas superficiales (6), las técnicas lagrangianas son las más indicadas para seguir las corrientes superficiales; estos indicadores de corrientes deben su nombre a la

especificación lagrangiana de un campo de flujo, el cual resulta de definir la posición de una masa de agua particular en un tiempo dado. Este método es opuesto al euleriano para un campo de flujo que está definido como una función de la posición y tiempo, por medio de la instalación de sensores sobre plataformas fijas.

Por otro lado, se ha establecido que la transferencia de momento del aire al agua ocurre predominantemente a través del esfuerzo normal, esta transferencia de momento contribuye principalmente a la deriva superficial, y es aproximadamente 10-20% del total del esfuerzo transmitido por el viento (33). Los detalles de esta transferencia no están totalmente entendidos, principalmente debido a que la circulación superficial ha sido estudiada en pocos casos.

Es necesario que un perfil de viento sea establecido para determinar el esfuerzo superficial del mismo. Una de las más

comunes formas es el perfil logarítmico de velocidad que, para propósitos meteorológicos, es:

$$U / U_* = (1/K) \ln (Z/Z_0) \quad 1.1$$

$$Z \gg Z_0$$

$$U_* = (T_s/\rho)^{0.5} \quad 1.2$$

$$T_s = \rho_a C_a U_*^2 \quad 1.3$$

Shemdin (33) propuso un perfil de corriente logarítmico inducido por el viento, de la forma:

$$U_{(z)} - U_{(z_w)} = (U_{*w}/K) \ln(z/z_{0w}) \quad 1.4$$

El esfuerzo de corte superficial puede ser computado de las velocidades de corte en el aire y en el agua:

$$T_s = \rho_a U_{*a}^2 = \rho_w U_{*w}^2 \quad 1.5$$

Esta relación dio resultados que sugerían una continuidad de esfuerzo

tangencial a través de la interfase aire-agua (33). La altura de rugosidad fue del orden de $Z_{0a} = Z_{0w} = 0,1$ mm.

De la ecuación 1.1, aplicada para el aire con una altura de rugosidad $Z_{0a} = 0.1$ mm, tenemos:

$$U_{a,10} = 29U_{0a} \quad 1.6$$

Donde $U_{a,10}$ es la velocidad del viento a 10 m de altura. Este resultado es encontrado frecuentemente en el campo (33).

De la ecuación 1.5 se tiene:

$$U_{0a} = (\rho_w / \rho_a)^{0.5} U_{0w} = 29U_{0w}$$

$$U_{0a} = 29U_{0w} \quad 1.7$$

Usando la ecuación 1.4 con $Z_{0w} = 0.1$ mm, tenemos:

$$U_{w(0)} - U_{w(-10)} = 29 U_{*w} \quad 1.8$$

Donde $U_{(-10)}$ es la velocidad a 10 m de profundidad. Luego:

$$U_{w(0)} - U_{w(-10)} = U_{*w} = U_{a(10)}/29 = 0.034U_{a(10)}$$

La corriente inducida por el viento a una profundidad de 10 m, es despreciable comparada con la deriva superficial, por lo tanto, matemáticamente se demuestra que las relaciones indicadas anteriormente predicen una velocidad de la deriva superficial de 3.4% de la velocidad del viento a 10 m de altura :

$$U_{w(0)} = 0.034 U_{a(10)} \quad 1.9$$

Esta relación de la velocidad del viento a 10 m de la superficie libre y la velocidad de la respectiva corriente de deriva, con la asunción de que no existe diferencia entre el viento y la dirección de deriva, fue desarrollado por Ekman y

Fielstad (39), habiendo encontrado que entre estas dos velocidades existe una relación lineal :

$$U_w = k U_{a(10)}, \quad 1.10$$

Algunos investigadores han obtenido valores para k, tanto de modelos como de datos de campo, los mismos que estan resumidos en la tabla I. De lo observado anteriormente se puede decir que la ecuación 1.10 parece adecuada para relacionar la velocidad superficial del agua con velocidad del viento, tomando en cuenta que k tendrá valores diferentes, debido a las condiciones en que se simulan los modelos o las que existen en el campo, y principalmente por la profundidad de la capa superficial representada por el derivador.

La información sobre la circulación horizontal del agua tiene numerosas aplicaciones prácticas como :

TABLA I FACTOR DE VIENTO K DETERMINADO POR ALGUNOS INVESTIGADORES

AUTOR	k	METODO DE DETERMINACION
Montgomery/1935	2.53	Teoria Hidrodinamica
Keulegan/1951	3.00	No especifica
Van Dorn/1953	3.60	Experimentos en Lagunas
Stommel/1954	9.00	Deriva de Boyas (mar)
Hognes/1951	3.30	Cartas de Deriva
Berman Hydrogr. Institute/1964	4.20	Capas de Acosta (mar)
Tomczak/1964	2.90	Cartas de Deriva (mar)
Keulegan, Plate/70	3.30	No especifica
Yale/1972	0.20	Estudio de Modelos
	0.60	en Lagos
Hsu/1974	2.60	Experimentos en Lagunas Costeras
Monahan, Higgins, Kaye/1974	3.50	Modelo Fisico con Botellas de Deriva
Shemdin/1977	0.30	Valores Teorico y Medido,
	3.00	de Modelos Basados en Stokes
Vachon/1977	1.20	Experimentos en el Mar, con
	3.40	Diferentes Veletas
Lien, Hopes/1978	1.00	Modelos Matematico y Fisico
	5.00	en Lagunas
Cook, Richardson, Flynn/1979	0.96	Valores Teorico y Practico
	0.50	con Trazadores Lagrangianos.

- Predicción de derramamiento de petróleo y objetos flotantes lastrados en el oceano.
- Influencia de la corriente sobre erosión costera.
- Estimación del movimiento del plancton en la capa neustónica.

1.6 ESTRUCTURA DEL VIENTO EN LAS CAPAS INFERIORES DE LA ATMOSFERA

La velocidad del viento es disminuida, y su dirección es deflectada en las capas bajas de la atmósfera a causa de la fricción producida por obstáculos; en las inmediaciones de la superficie terrestre, la velocidad del viento, es altamente turbulenta. Estos efectos se hacen despreciables sobre los 600 m (22), y esta capa, bajo los 600 m, es conocida como la " capa friccional ".

Schiller y Nikuradse (22) extendieron las investigaciones de Reynolds a casos de flujo a través de tubos lisos y arena rugosa artificial.

La velocidad de flujo de los gases en las tuberías de
 escape puede ser calculada de la siguiente manera:
 en el punto de escape.

La velocidad de flujo de los gases en las tuberías de
 escape puede ser calculada de la siguiente manera:
 en el punto de escape.

$$V = \sqrt{2gh} \quad (1)$$

La turbulencia totalmente desarrollada en una
 tubería de una altura h es especificada por

$$\text{Re} = \frac{V D}{\nu} = 7000 \quad (2)$$

$$V = \frac{7000 \nu}{D}$$

La mayoría de la superficie de la Tierra está
 cubierta por elementos rugosos de altura h
 $h > d$; sin embargo, pueden existir áreas donde
 $h < d$ y de ahí que el flujo laminar existe al
 menos en una muy fina capa sobre la superficie de
 la Tierra. Tales superficies, en las cuales el
 flujo laminar existe, se denominan "superficies
 lisas".

Si la altura promedio h , de las protuberancias superficiales, excede aproximadamente el valor de $20 d$, el flujo es en general totalmente turbulento. El diámetro medio de los elementos rugosos es del orden de 1 cm o mayor, para el cual se desarrolla total turbulencia. Sin embargo, las excepciones anotadas anteriormente tienen algunas consecuencias importantes, por ejemplo:

- La evaporación sobre una superficie lisa es, en general, considerablemente más pequeña que la que podría resultar con flujo turbulento bajo las mismas condiciones.

- La superficie, que es aerodinámicamente lisa para un viento dado, se vuelve rugosa para altas velocidades de viento.

Por esto, en hidrología las relaciones de velocidad de viento con altura son más frecuentemente usadas para estimar la velocidad del viento en la "capa límite superficial", esto es, en la delgada capa de aire entre la superficie de la Tierra y el nivel del

anemómetro (38); esta capa es referida con diferentes alturas por varios investigadores. Así:

AUTOR	ESPESOR (m)
Letten, Davison (38)	8 - 16
Lumley, Papanofsky (38)	20 - 200
Roll (38)	20 - 30
Lineley, Kkholer y Paulus (22)	10

En esta capa somera inmediatamente adyacente a la Tierra, la fuerza de arrastre friccional T de la Tierra es la fuerza dominante sobre esta capa y admitiendo que la presión es independiente de la altura, lo que es aproximadamente cierto en esta capa (38), (11).

$$T - T_0 = 0 \quad \text{para } Z = Z_0 \quad 1.14$$

Esto quiere decir que la capa superficial esta caracterizada por:

a) El esfuerzo de movimiento arremolinado constante en una capa de 20 m. (11).

b) La dirección de viento constante con altura.

Si una variación significativa en la dirección del viento ocurre, podría haber una significativa variación en la dirección del esfuerzo.

1.6.1 ESTABILIDAD TERMICA EN LA CAPA LIMITE SUPERFICIAL DE LA ATMOSFERA

Es muy importante en esta capa tomar en cuenta la estabilidad térmica de la atmósfera; así, cuando:

- $t_s = t_a$, habrá una estabilidad NEUTRA, esto es, la estratificación de temperatura y densidades será la correspondiente a una atmósfera adiabática y, como consecuencia, térmicamente estable.

- $t_s < t_a$: la atmósfera será HIPERESTABLE

- $t_s > t_a$: la atmósfera es INESTABLE, esto es, la superficie transmite por

convección el calor al aire; la estratificación de densidades se invierte, con la consiguiente inestabilidad del régimen.

Estas relaciones de temperatura, entre la superficie del agua y la del aire, nos permitirá obtener una relación de la pérdida de energía debido al flujo de calor, a la pérdida de energía por turbulencia originada por la variación de la cantidad de movimiento (número de Richardson) y el perfil del viento vertical en capas no neutrales.

1.6.2 PERFIL DE VELOCIDAD DEL VIENTO EN LA CAPA SUPERFICIAL.

El perfil de velocidad del viento se puede determinar en función de la rugosidad de la superficie Z_0 , y del grado de estabilidad térmica de la atmósfera (38).

Cuando la superficie es homogénea y la atmósfera neutra, esta aproximación es aceptable siempre que: Z sea menor o igual a 50 m. En el caso de una atmósfera inestable, el gradiente vertical puede ser importante, incluso a una altura de 2 m, según (38).

A causa del carácter dinámico de la superficie del agua, la ecuación: $T = \frac{1}{2} C_D U_{10}^2$ es un engañoso modelo del esfuerzo del viento sobre el agua, debido a que el coeficiente de arrastre neutral es una función inadecuadamente conocida del espectro de frecuencia de onda y del porcentaje de la velocidad del viento, (36). Afortunadamente, para los modelos matemáticos el coeficiente de arrastre es insensitivo al fetch, a la velocidad y duración del viento; a través de un importante rango: $0 \text{ m/s} < U_{10} < 15 \text{ m/s}$, (36).

De los análisis realizados anteriormente podemos decir que el esfuerzo del movimiento arremolinado "To" es cercanamente constante en una capa de por lo menos 20m, y los cambios bruscos que ocurren dentro de esta capa que pueden discrepar con la asunción hecha ; son producidos por la energía turbulenta en forma de movimientos arremolinados de muy corto periodo, sensibilidad del anemómetro y su grado de exposición al viento (ii).

1.6.3 PERFIL NEUTRAL DEL VIENTO

Al referirnos al perfil del viento, nos preguntamos cuál es la interrelación que existe entre la velocidad del viento sobre el agua y el esfuerzo del viento (equivalente al flujo de momento, en din/cm^2) bajo condiciones de un perfil neutral. Esta pregunta no puede ser fácilmente respondida, y muchas

aproximaciones deberán ser hechas, debido a que los fenómenos de transferencia de momento no están totalmente entendidos (36).

En la ecuación para el esfuerzo del viento bajo condiciones de estabilidad neutral del aire (ec.1.2), C_a decrece con el incremento de altura de referencia, de acuerdo con el generalizado perfil logarítmico de velocidad del viento:

$$C_a = T_s / \rho_a U_a^2 \quad 1.15$$

$$U_{*a} = (T_s / \rho_a)^{0.5} \quad 1.16$$

Reemplazando 1.16 en 1.15, tenemos:

$$C_a = (U_{*a} / U_{*a(z)})^2 \quad 1.17$$

La altura de rugosidad Z_0 , en el caso de superficies de agua, tiende a ser grande cuando se incrementa la velocidad del viento. Sin embargo, existen discontinuidades en estas relaciones (22),

ya que Z_0 alternadamente se incrementa y decrece.

Para categorías de vientos ligeros, la superficie del agua es aerodinámicamente lisa, y el coeficiente de arrastre C_a no es estáticamente diferenciable del esperado arriba de una placa de vidrio (0.003). Para rangos intermedios de velocidad, el coeficiente de arrastre C_a aparentemente se incrementa con velocidad U , en una relación lineal (36).

Una importante forma del perfil logarítmico del viento, para relacionarlo con la velocidad media del viento U a alguna altura Z , a la velocidad media del viento U_1 a alguna altura estandard Z_1 , es:

$$U / U_1 = \ln ((Z/Z_0) + 1) / \ln ((Z_1/Z_0) + 1) \quad 1.18$$

1.6.4 PERFIL NO NEUTRAL DEL VIENTO

Una columna de aire convectivamente estable tiene una pobre transferencia de momento del aire, hacia abajo de la superficie de la laguna, debido a que las fuerzas de boyantéz actúan resistiendo la penetración del enfriamiento, y capas de aire denso por capas de aire caliente se mueven rápidamente en la capa de aire y, recíprocamente, con el paso de estas condiciones el transporte de momento es aumentado.

Las observaciones experimentales de Thornthwaite y Kaser (38) demuestran que el perfil logarítmico del viento representa la transición entre los perfiles de velocidad hallados para atmósferas con marcado gradiente de densidad.

Deacon (11) examinó cuidadosamente el perfil de viento vertical entre 0.5 m y 13 m, y concluyó que:

$$dU/dZ = (U_* / KZ_0) (Z/Z_0)^{-B} \quad 1.19$$

Donde B es una función decreciente del número de Richardson, definido por:

$$Ri = (\theta_5 - \theta_{0.2}) / U_1^2 \quad 1.20$$

El numerador, en la ecuación 1.20, mide el porcentaje de decrecimiento de la temperatura potencial en la capa de 0.2 m a 5.0 m, y el término U_1 del denominador es la velocidad del viento a 1 m.

La variación de B puede ser descrita cualitativamente en términos de estabilidad:

$B > 1$ INESTABLE

$B = 1$ NEUTRAL

$B < 1$ ESTABLE

Integrando la ec. 1.19 de $Z = Z_0$ (donde $U=0$) a $Z=Z$, obtenemos:

$$U = U_* / (K (1-B)) ((Z/Z_0)^{1-B} - 1) \quad 1.21$$

Por otra parte, Deacon demostró que, para estabilidad neutral $B=1$, en este caso, la ecuación 1.19 se reduce a:

$$dU/dZ = U_{*}/L_x \quad 1.22$$

$$U_{*} = (T_s / \rho)^{0.5} \quad 1.23$$

$$L_x = KZ$$

Combinando 1.22 y 1.23, obtenemos:

$$dU/dZ = U_{*}/KZ$$

Que, sobre la integración de Z_0 a Z da:

$$U = (U_{*}/K) \ln (Z/Z_0)$$

Llegando a la forma más general del perfil neutral del viento.

Un parámetro importante que es aplicado para caracterizar el perfil de velocidad del viento, bajo condiciones no neutrales, es el número de Richardson, el cual nos da la razón de pérdida de energía debido al flujo de calor versus las

pérdidas de energía por turbulencia originados por la cantidad de movimiento. Parece hoy demostrado que el gradiente de estratificación térmica, los flujos térmicos y flujos de cantidad de movimiento son prácticamente constantes dentro de la capa límite superficial (38). Es evidente que, cuando existe una diferencia de temperatura entre la superficie y el aire, se originará en la capa de aire una estratificación térmica asociada con un empuje de Arquímedes.

En atmósferas inestables (superficie a mayor temperatura que el aire), el flujo de calor ascendente asociará un incremento de la turbulencia, producida por la variación de la cantidad de movimiento sucediendo lo contrario en atmósferas estables de estratificación super adiabática.

En las inmediaciones de la superficie el flujo de calor es pequeño y crece rápidamente con la altura. Sucede lo contrario con el flujo de la cantidad de

movimiento, que es grande en las inmediaciones de la superficie y predominante sobre el flujo de calor. En cualquier caso, el perfil logaritmico será válido en las inmediaciones de la superficie.

La diferencia entre perfiles estables e inestables es explicable en términos de la contribución debido a la inestabilidad termal. En caso de inestabilidad termal, la convección promueve un incremento de la mezcla vertical y da un aumento del gradiente de U en la vertical, excepto muy cerca de la superficie. En el caso estable, la mezcla vertical es inhibida y un gradiente vertical grande puede ser mantenido.

II METODOLOGIA UTILIZADA

2.1 EL SISTEMA ROYA - VELETA

Un derivador lagrangiano, como el sistema boya-veleta, debe su nombre a la especificación lagrangiana de un campo de flujo.

Este sistema de arrastre lagrangiano representa una de las más viejas y aparentemente simples formas para medir corrientes. Su interés es atribuido principalmente a las siguientes razones:

- a) Bajo costo
- b) Fácilmente reemplazable
- c) Trayectoria de flujo horizontal fácilmente visualizada.

Su movimiento se determina siguiendo la ruta de la boya desde la cual la veleta es suspendida a una profundidad seleccionada. Existen básicamente cuatro clases de veletas basadas en consideraciones geométricas (39) :

- Planares
- Cruciformes
- Circulares
- De paracaídas

En nuestro estudio utilizaremos las cruciformes que son: fáciles de manejar, las más usadas para aguas someras y de las que mayores datos se tienen de corrientes superficiales.

2.1.1 MECANICA DE FUNCIONAMIENTO BASICO DE UN SISTEMA BOYA-VELETA

Un sistema boya-veleta está sometido solamente a muy pequeños cambios en velocidad y dirección (40), esto es, a muy ligeras aceleraciones. Es por esto que se asume, en cualquier instante, que

un sistema boya-veleta no tiene fuerzas externas netas que actúen sobre él (39); por lo tanto, la fuerza ejercida por el viento sobre la parte expuesta de la boya puede ser despreciada. Esta es una razonable asunción si la boya está casi a ras del agua; pero, si la boya tiene una considerable área libre y está sometida a vientos fuertes, la fuerza del viento se vuelve significativa y deberá ser medida como una fuerza externa sobre el sistema boya-veleta.

En una situación típicamente encontrada, en donde la corriente superficial es más grande que la corriente a la profundidad de la veleta, el sistema boya-veleta tiene algunas fuerzas externas que actúan sobre él, las mismas que suman cero. En el caso del sistema boya-veleta utilizado en el presente trabajo, donde el hilo por el cual la veleta es suspendida de la boya no tiene una excesiva longitud, las fuerzas externas horizontales son dos y de igual magnitud: La fuerza de arrastre resultante del movimiento de la

superficie del agua relativo a la boya, y la fuerza de arrastre debido al movimiento de la veleta relativa a esa profundidad.

La fuerza de arrastre sobre la boya es esencialmente proporcional al cuadrado de la velocidad de deslizamiento entre la boya y la superficie del agua, y también al área proyectada de la boya expuesta a la corriente superficial, de acuerdo con la ecuación de la cantidad de movimiento. Igualmente, la fuerza de arrastre sobre la veleta es aproximadamente proporcional al cuadrado de la velocidad de deslizamiento entre la veleta y el agua a esa profundidad, y al área seccional transversal de la veleta normal al flujo (velocidad de deslizamiento). De esta forma, las dos fuerzas de arrastre podrán ser siempre iguales en magnitud (24), y lo que se trata es de minimizar la velocidad de deslizamiento entre la veleta y el agua a esa profundidad, y obtener un sistema

boya-veleta a una misma velocidad. Para esto será necesario minimizar el radio de la boya expuesta a la corriente superficial, al área expuesta a la corriente de la veleta.

Generalmente se hacen correcciones para la velocidad de deslizamiento de la veleta cuando existe un esfuerzo cortante vertical significativo en la estructura de la corriente. La información necesaria (velocidad de la corriente superficial y coeficiente de arrastre del sistema boya-veleta) no es posible hasta la fecha obtener con precisión a partir de la metodología propuesta.

De lo expuesto anteriormente daremos una interpretación matemática:

Para la pérdida de fuerza de transmisión en un sistema boya-veleta, se suman todas las fuerzas en sentido vectorial que actúan sobre el sistema:

$$F_b + F_w + F_c = 0$$

2.1

Asumiendo que las fuerzas actúan estacionariamente, y por la ecuación de la cantidad de movimiento:

$$F_d = 1/2 \rho C_d \cdot A \cdot U^2 \quad 2.2$$

Como el deslizamiento es proporcional a la magnitud de la velocidad del viento y al radio de las áreas proyectadas del sistema boyas-veleta que están expuestas al aire y al agua, respectivamente, Kirwan nos da un estimado teórico porcentual de la fricción del viento (25):

2.3

$$ET = (R \cdot C_{d1} \cdot A1 / (C_{d1} \cdot A2 + C_{d2} \cdot A3)) \cdot 100$$

En la ecuación 2.3, el numerador es un estimado de la fuerza de arrastre debido al viento sobre la parte expuesta al mismo, y el denominador es un estimado de la fuerza hidrodinámica sobre la parte

sumergida de la boya y sobre la veleta, debido solamente a la corriente.

Es imposible tomar como bien diseñado un par boya-veleta sin sacrificar funcionamiento (26). Si el sistema boya-veleta es reducido por un factor r en dimensión lineal, la componente vertical del hilo es reducida en un factor r^3 , puesto que la componente vertical de la tensión del hilo es simplemente igual a la boyantéz negativa de la veleta y proporcional a su volumen; también habrá una reducción en la componente horizontal del hilo en un factor r^2 . La sugerida reducción por un factor r resulta en un incremento de un factor r en la tangente del ángulo del hilo (26). Como consecuencia de lo dicho anteriormente, la veleta más grande deberá ser usada para obtener mejores mediciones de corrientes en cualquier caso (figura 2).

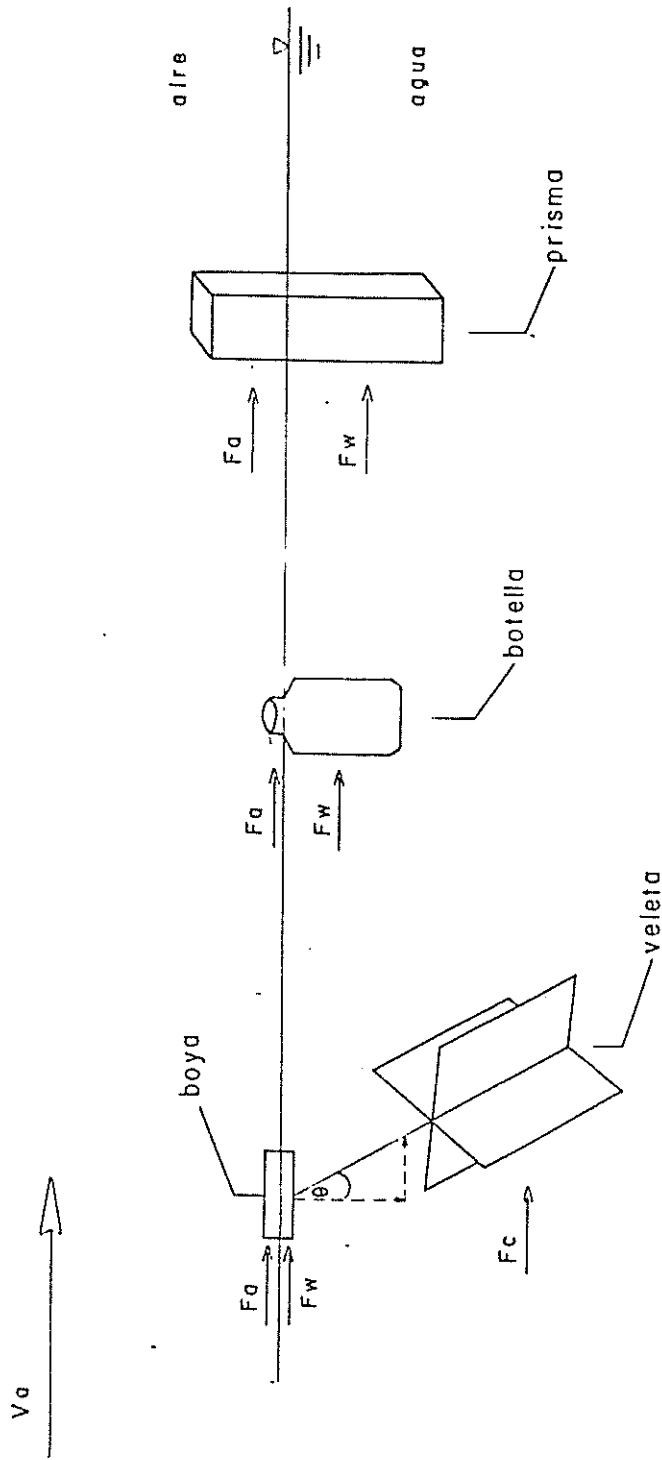


FIGURA 2
Fuerzas actuantes sobre cada derivador
(ver índice de símbolos)

2.2 BOTELLAS Y PRISMAS DE DERIVA

2.2.1 BOTELLAS DE DERIVA

Uno de los más populares diseños de derivadores superficiales son las botellas de deriva, y han sido usadas como indicadores de corrientes desde 1763 (27).

Un buen derivador no deberá solamente satisfacer el criterio práctico que tienen los trazadores lagrangianos; también debe moverse al mismo tiempo que la corriente superficial. La selección de botellas de deriva, en nuestro estudio, es por el interés de medir la velocidad advectiva horizontal en la capa superior de la columna de agua, y debido a que en nuestro medio las lagunas costeras son bastante someras, con una profundidad media de 1m, como en el caso de la laguna de Acumbe.

Mientras las corrientes superficiales son generalmente inducidas por el viento, un buen derivador deberá sufrir una mínima influencia directa del viento; y, como en el caso del sistema boya-veleta, un muy pequeño radio de área del derivador expuesta al viento, a área del derivador expuesta a la corriente, deberá existir.

La interpretación matemática es la misma que la del sistema boya-veleta, sólo que, en este caso, se tomará en cuenta a la botella como si fuera una boya.

De la ecuación 2.1, con $F_c = 0$, tenemos:

$$F_w = F_a \quad 2.4$$

De acuerdo con la ecuación 2.3, un estimado del porcentaje de la fricción del viento está dado por:

$$ET = (R.A1/A2)^{0.5} \cdot 100 \quad 2.5$$

2.2.2 PRISMAS RECTANGULARES

El empleo de estos trazadores se lo hizo especialmente para medir la velocidad del viento a alturas bastantes cercanas a la superficie (24), para lo cual se hicieron las siguientes consideraciones: La fuerza del viento, sobre el prisma de conocido borde libre, fué igualada a la fuerza del agua sobre la parte sumergida del prisma; las fuerzas son iguales, por no existir aceleración luego de que el prisma alcanza una velocidad final :

$$F_a = F_w$$

$$1/2 \rho_a C_d A_a U_a^2 = 1/2 \rho_w C_d A_w U_w^2 \quad 2.6$$

El coeficiente de arrastre es igual tanto en el aire como en el agua. Por consiguiente, de la ec. 2.6 tenemos:

$$U_a^2 = (\rho_w / \rho_a) (A_w / A_a) U_w^2 \quad 2.7$$

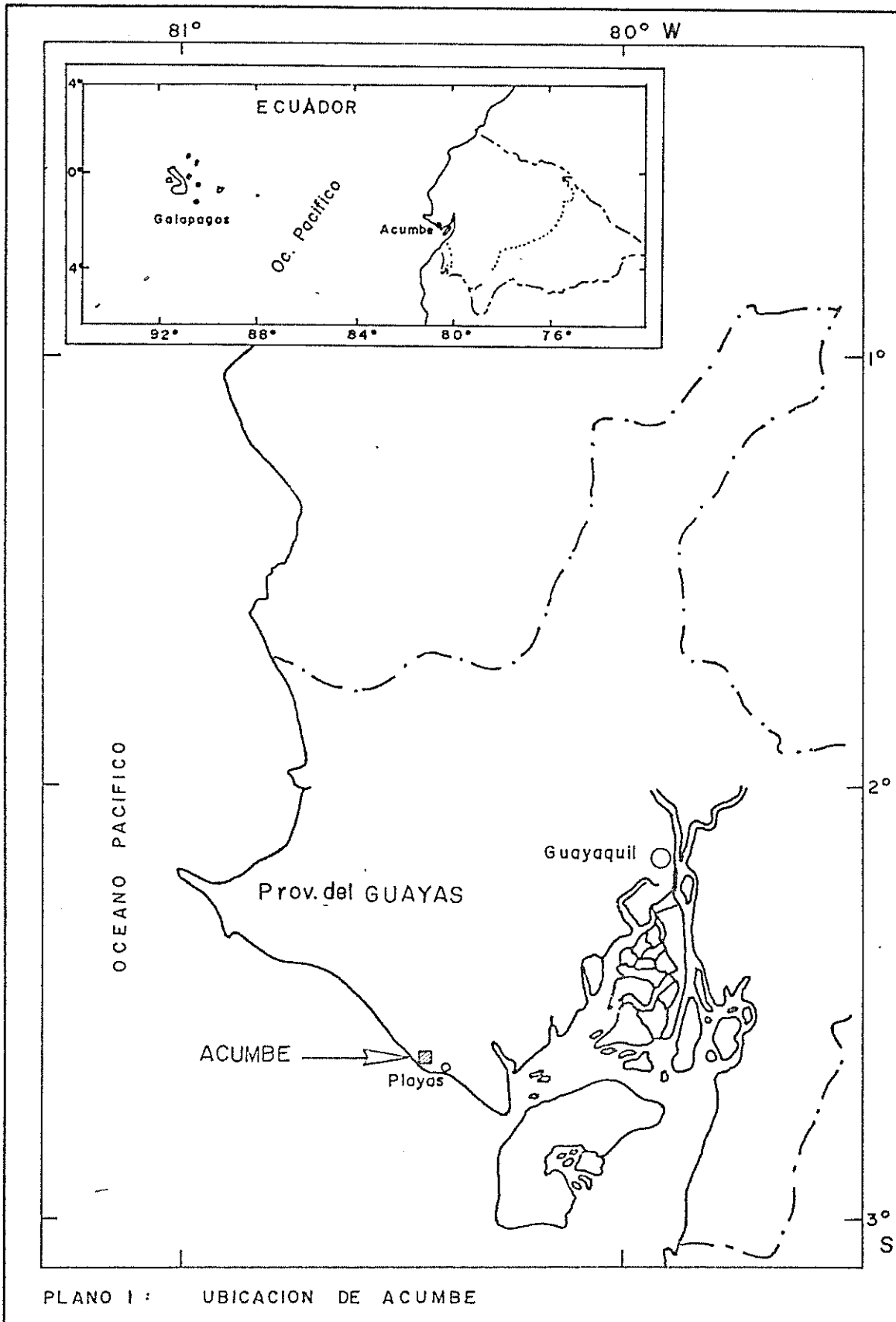
Esta ecuación nos permitirá el cálculo de la velocidad del viento a alturas bastantes cercanas a la superficie del agua, sin recurrir a constantes asumidas o supuestas (24).

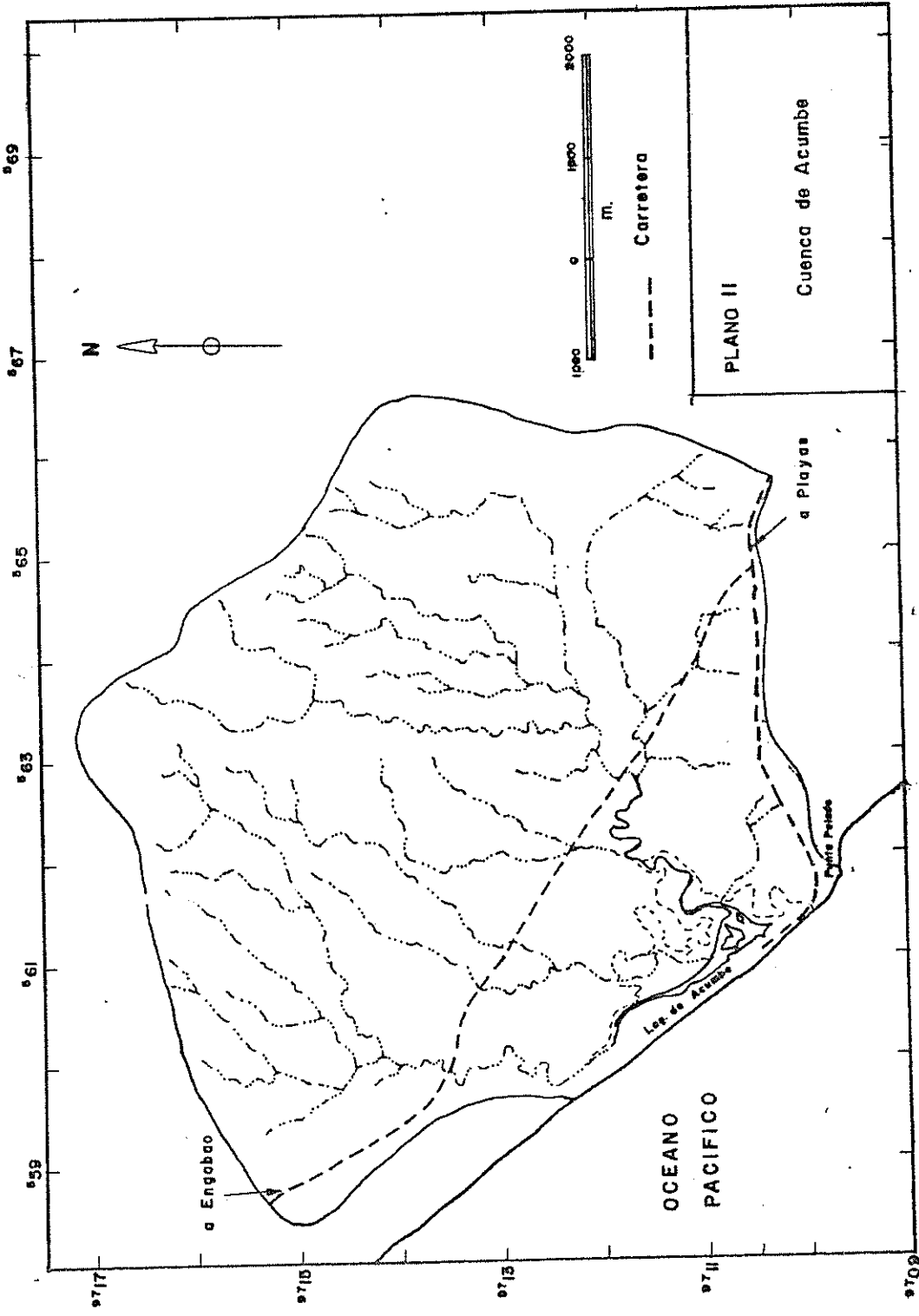
2.3 DESCRIPCION DEL SISTEMA CONSTITUIDO POR LA LAGUNA

La laguna de Acumbe se encuentra ubicada a unos 40 km al SO de Guayaquil, cerca de General Villamil (Playas). Sus coordenadas son: 9710.350 N y 561.100 E. Forma parte de la cuenca de Acumbe, cuya extensión es de 26 Km² (ver planos I,II).

La laguna tiene una forma irregular, con dos brazos principales; el uno, en sentido paralelo a la línea de costa; y, el otro, se dirige hacia el continente. Estos brazos son las principales vías de drenaje de la laguna durante la estación lluviosa.

Los elementos distintivos más importantes son:





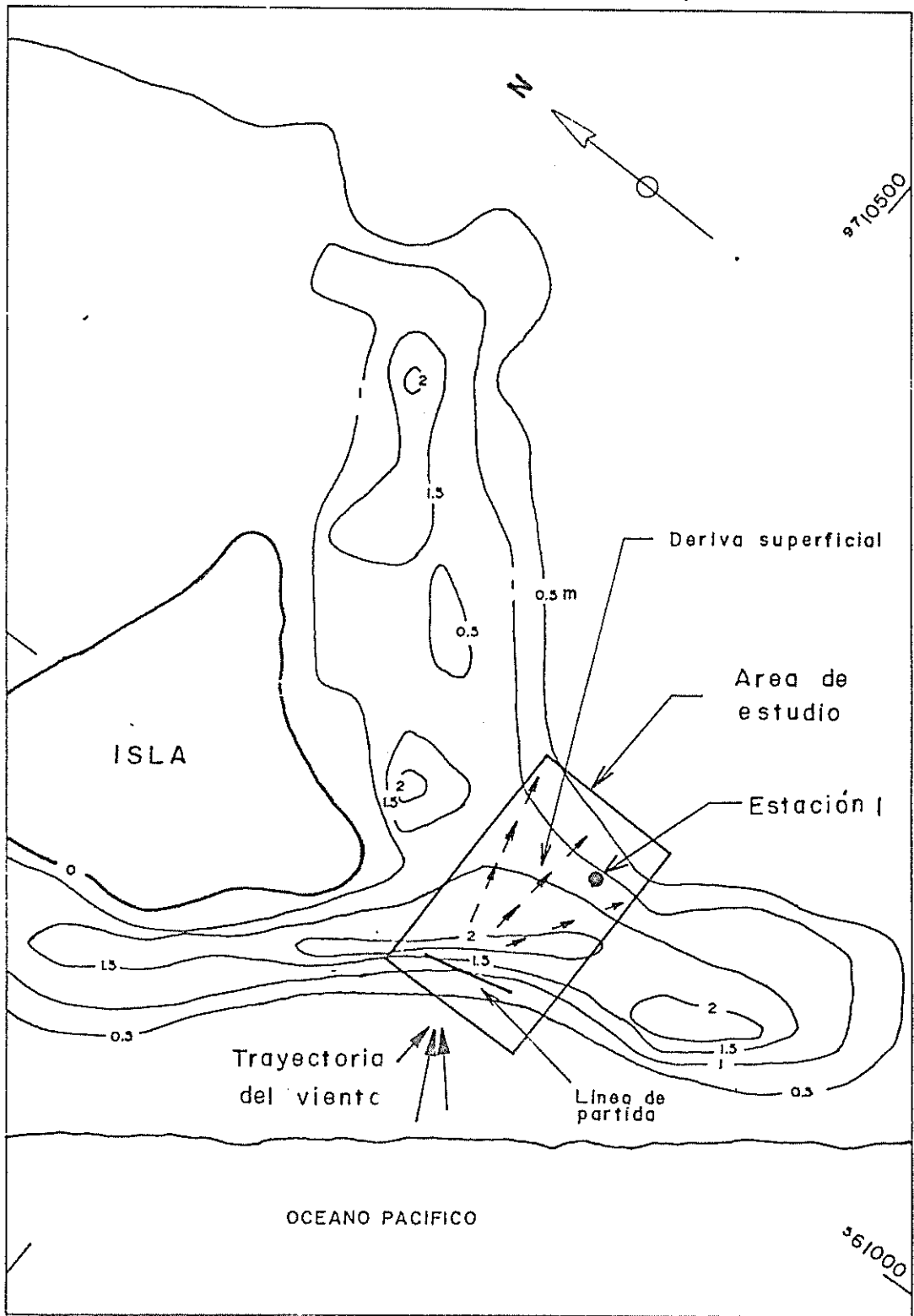
a) Su grado de acceso al mar cuando rompe la barrera.

b) En la estación húmeda o lluviosa recibe una gran cantidad de agua dulce del drenaje de la cuenca en la cual se encuentra ubicada.

La laguna pertenece al tipo de lagunas cerradas o interceptadas (34), las cuales se forman principalmente debido a la influencia de un régimen de vientos costeros y a una corriente a lo largo de la costa.

2.3.1 CLIMA

El clima de esta zona se lo clasifica como subdesértico tropical, con una variación pluviométrica anual de 200 a 500 mm (I.S.M.), y recogidos de Diciembre a Mayo. La estación seca es muy marcada, con temperaturas medias superiores a 24 °C; por las noches se registran temperaturas de hasta 20°C, mientras que en el invierno puede alcanzar 34°C.



PLANO III

Batimetría de la Laguna de Acumbe

2.3.2 BATIMETRIA

El conocimiento de la topografía del fondo de la laguna es muy importante en el estudio de la circulación general, ya que la misma tendrá una incidencia directa sobre la disipación de energía de las ondas y sobre la circulación verticalmente integrada.

En el área donde se llevaron a cabo las mediciones de campo, la topografía es irregular (42); tiene una forma cóncava y de poca pendiente (ver plano III).

2.3.3 NATURALEZA DEL LIQUIDO Y DEL SEDIMENTO

a) Temperatura: Del estudio de ciertos parámetros físicos-químicos (9), tanto en el agua como en el sedimento, se encontró que la temperatura del agua es dependiente de los cambios estacionales. Así, por ejemplo: en Nov./86 la temperatura superficial del agua en la

estación 1 fué de 31°C , y en el mes de En./87 la temperatura en esta estación fué de 37°C . Para este mes, la temperatura promedio del agua fué de 34.9°C ; en el mes de Feb./87, la temperatura siguió con la tendencia a subir en 1°C en esta estación. En Ag./87 (estación seca), la temperatura promedio del agua disminuyó a 23.8°C . También se pudo apreciar que en la estación lluviosa existe una ligera estratificación de temperatura con profundidad.

b) Salinidad: Ha sido demostrado que la salinidad en la laguna, a más de la variabilidad estacional, es intervenida por el aporte de los ríos durante la estación lluviosa y por el agua de mar durante el rompimiento de la barrera en mareas de sicigia (9). Es así como, en Nov./86 y En./87, las salinidades se mantuvieron en un rango de 92‰ a 98 ‰, y el 7 de Feb./87 la salinidad bajó significativamente debido a las lluvias de

esta época. Es de esperarse que durante esta época no exista una marcada estratificación, y más bien exista una mezcla vertical de la entera masa de agua y una circulación homogénea. Para el 27 de Feb./87 las salinidades en la superficie y fondo no fueron uniformes; así, los valores superficiales fluctuaron entre 5% y 13 %, y las de fondo de 55% a 75 % .

c) Sedimentos: Los sedimentos de fondo en la laguna son de tipo limo arenoso y, en poca cantidad, arcillosos.

2.4 PLANIFICACION DE LOS TRABAJOS DE CAMPO

Para realizar las mediciones de campo en la laguna, previamente se hizo un reconocimiento de la misma; se determinó el lugar más adecuado para la instalación de la estación meteorológica, especialmente para los derivadores, ya que éstos no debían tener obstáculos propios de la configuración geométrica de la laguna que impidieran su libre desplazamiento, en un radio

suficientemente grande que permitiese apreciar la circulación inducida por el viento.

La estación meteorológica utilizada fué una Kahlsico 40AM160 que mide: la velocidad del viento, por medio de un anemómetro de cazoletas; su dirección, por medio de una veleta montada en el mismo eje; la temperatura, por medio de un tubo de Bourdon; y la humedad relativa, por medio de un haz de cabellos humanos.

Los derivadores (veletas, botellas, prismas), fueron calibrados para las condiciones existentes en la laguna. Así, el sistema boya-veleta se construyó tomando en cuenta el criterio de miniaturización, del tipo biplanares cruzadas, con una área transversal expuesta a la corriente de 400 cm^2 y una área de la boya expuesta al viento de 10 cm^2 , a una profundidad media de 22 cm bajo la superficie del agua. Las botellas fueron lastradas de modo que una área mínima fuese expuesta al viento. De esta forma se obtuvo un área (expuesta a la corriente) de 58 cm^2 y una área (expuesta al viento) de 5 cm^2 , a una

profundidad media de 5 cm bajo la superficie del agua. Los prismas rectangulares fueron calibrados para diferentes bordes libres expuestos al viento, los mismos que fueron de: 10 cm, 7.5cm y 5cm .

2.5 TRABAJOS REALIZADOS

Los estudios se realizaron en una área aproximada de 740 m² y una profundidad media de 1m. Una línea fija de partida, con divisiones a intervalos de 1m, fué hecha por medio de dos tubos clavados en el fondo y una cuerda atada entre ellos. Los derivadores (veletas ,botellas y prismas) fueron colocados en la línea de origen, y permitidos derivar libremente al mismo tiempo. Después de que ellos se hubieron movido de 20m a 30 m, sus posiciones fueron marcadas por medio de boyas ancladas previamente orientadas. Una posición final fué registrada a una distancia de 36m a 50m de la línea de origen; su tiempo de deriva fué medido por medio de un cronómetro, y su distancia con una cinta graduada. Sus ángulos fueron medidos a partir

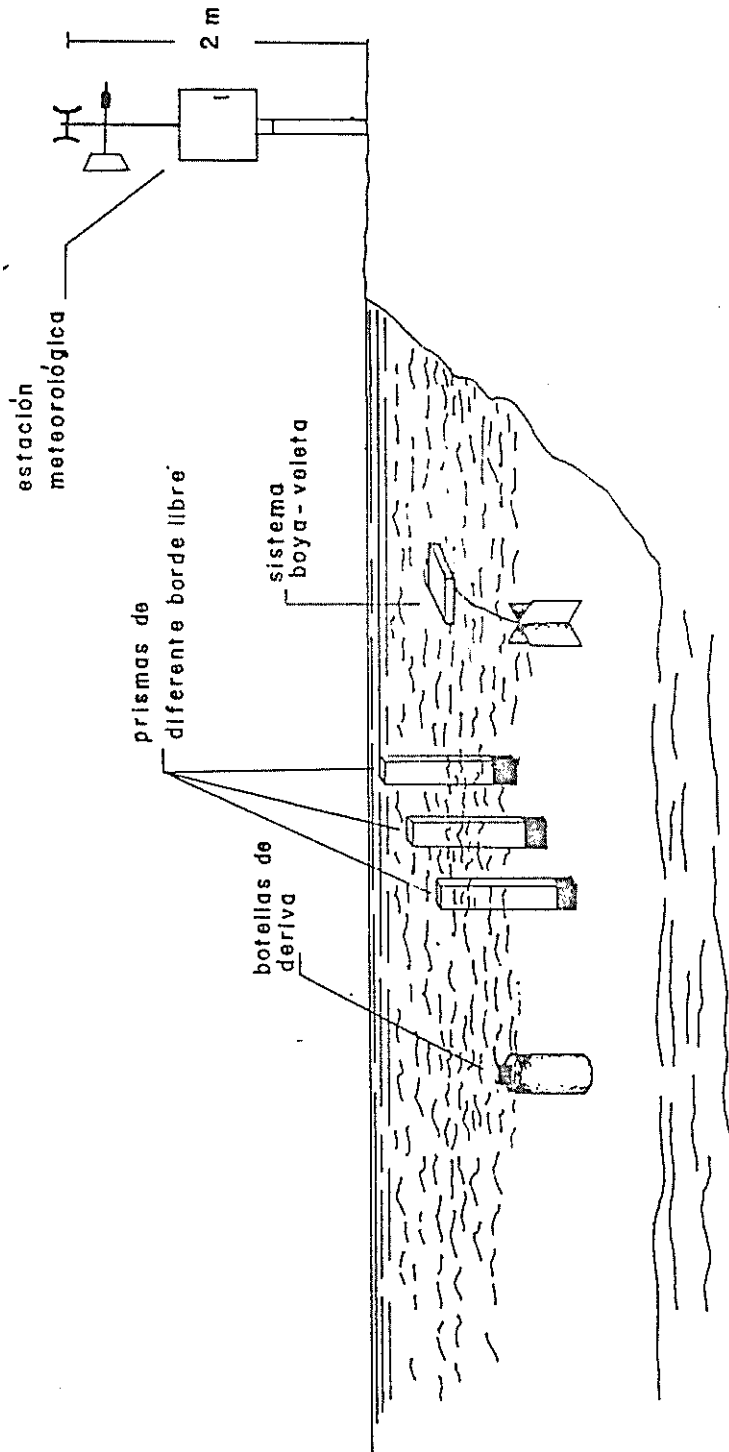


Figura 3 DIAGRAMA ILUSTRATIVO DE LOS
METODOS DE CAMPO

del origen, por medio de una brújula Brunton, y así la velocidad y dirección fueron conocidas con precisión aceptable. La velocidad del viento fue medida a 2 m de altura sobre la superficie libre del agua. También se hicieron mediciones de temperatura, tanto en en la superficie del agua como en el aire, a 2m de altura simultáneamente, para de esta forma establecer el grado de estabilidad térmica de la atmósfera (fig. 3).

2.6 PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION

Las condiciones generales bajo las cuales se llevaron a cabo las mediciones fueron: Agua bastante somera, fetch limitado, temperatura promedio del aire: 27°C, temperatura promedio de la superficie del agua: 29°C, vientos promedio: 3.8 m/s a 2m de altura (figs. 4 y 5).

Durante el periodo experimental se realizaron 75 corridas para las botellas y 15 corridas para cada uno de los prismas, con un promedio de 17 minutos por cada corrida (ver Apéndice A).

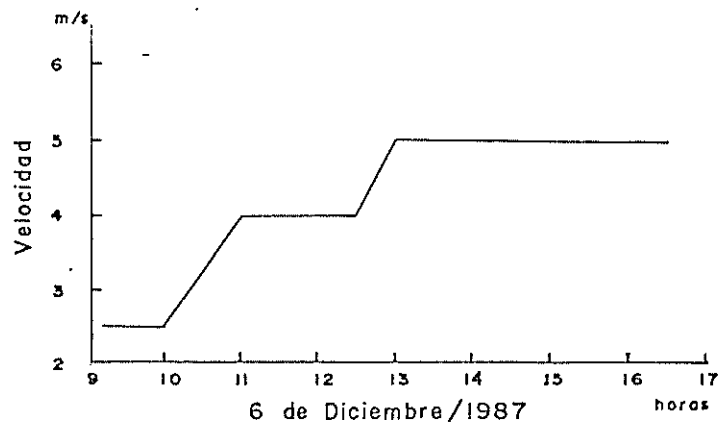
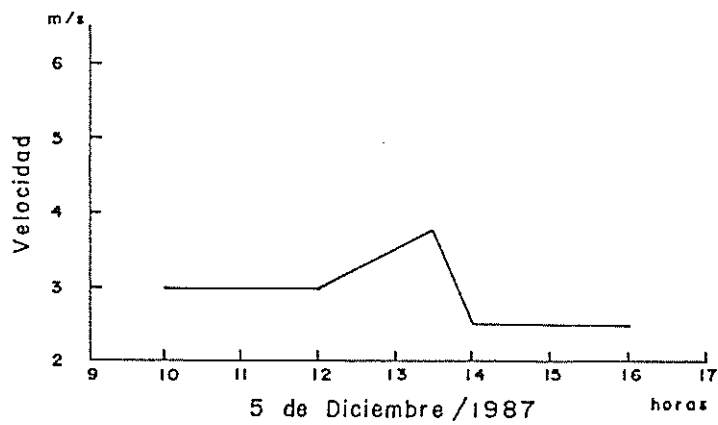
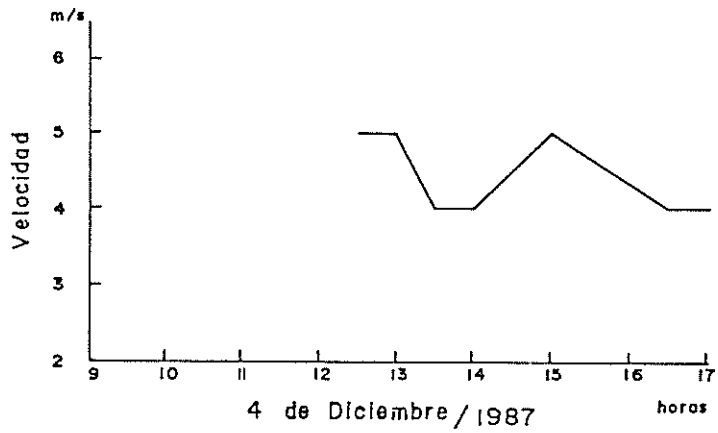
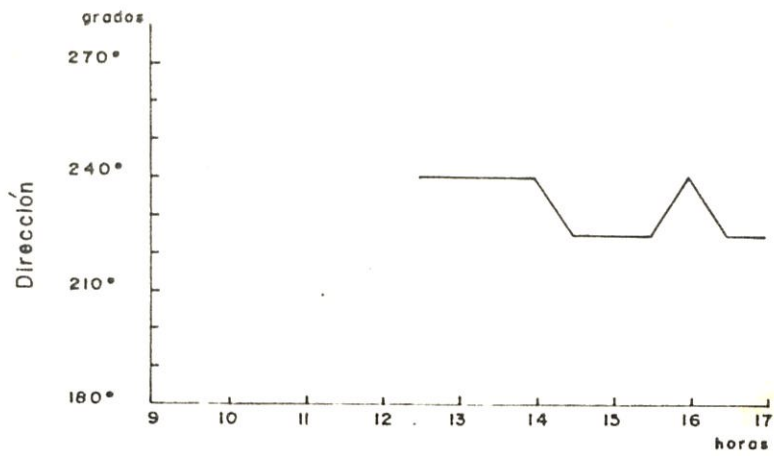
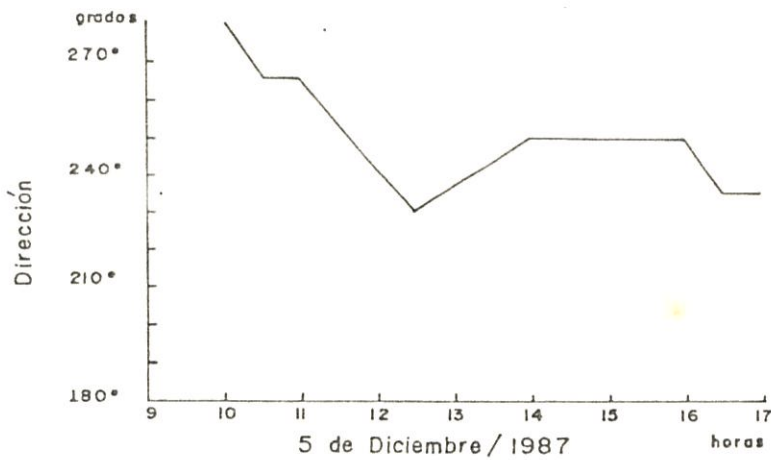


FIGURA 4

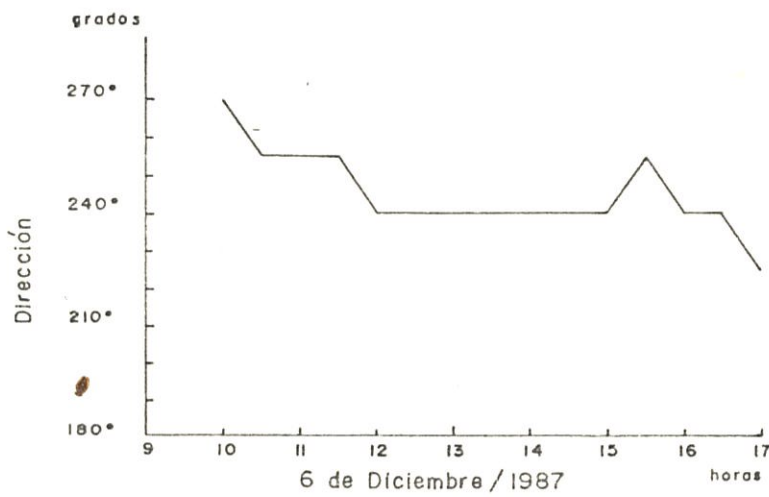
Velocidad del viento medida a 2m de altura durante los trabajos de campo.



4 de Diciembre / 1987



5 de Diciembre / 1987



6 de Diciembre / 1987

FIGURA 5

Dirección del viento medida a 2 m de altura en el campo.

Los cálculos se realizaron con una calculadora Hewlet-Packard 15-C, con la cual se utilizaron programas para ajuste de curvas. Se relacionó la velocidad U_* (velocidad de fricción) calculada de la ecuación 1.16 con U_2 (velocidad media del viento a una altura z) y se hizo un ploteo de la misma en papel milimetrado (ver tabla II); para el ajuste de esta curva se empleó un programa de regresión lineal. Se realizó un ploteo de la velocidad del viento U_2 , obtenida de los prismas con altura (ver tabla III) por medio de la ecuación 2.7, y luego graficada en papel semilogarítmico; se realizó un ajuste para esta curva empleando regresión logarítmica. También se calculó el factor de viento k , tanto práctico como teórico, por medio de las ecuaciones 1.10 y 2.5, que expresan el porcentaje de deslizamiento de los derivadores con respecto a la velocidad del viento.

TABLA II RESUMEN EXPERIMENTAL DE LA FRICCIÓN DEL VIENTO

TIPO DE DERIVADOR	AREA 1 cm ²	AREA 2 cm ²	VELOCIDAD DE DESLIZAM. (cm/s)	VELOCIDAD DEL VIENTO a 10m (m/s)	% DESLIZAM. (k)
Botella	10.0	127.0	3.80	2.80	1.36
Botella	10.0	127.0	4.83	4.50	1.07
Botella	10.0	127.0	4.76	5.70	0.83
				PROMEDIO:	1.09
Prisma 1	50.0	50.0	9.59	-----	2.32
Prisma 2	37.5	62.5	7.80	-----	1.80
Prisma 3	25.0	75.0	6.31	-----	1.51

TABLA III VELOCIDAD FRICCIONAL O DE CORTE U*, CALCULADA A PARTIR DE LA VELOCIDAD U_z DE LOS PRISMAS

TIPO DE DERIVADOR	AREA 1 cm ²	AREA 2 cm ²	VELOCIDAD DEL VIENTO U _z (cm/s)	VELOCIDAD U* FRICCIONAL (cm/s)
Prisma 1	50.0	50.0	290.0	8.72
Prisma 2	37.5	62.5	177.0	5.51
Prisma 3	25.0	75.0	106.0	3.30

III RESULTADOS

a) ESTABILIDAD ATMOSFERICA.- De acuerdo con las temperaturas del aire y del agua registradas durante las mediciones de campo, la estabilidad atmosférica corresponde a una atmósfera inestable. Sin embargo, debido a la poca diferencia de temperatura que existe entre estas dos capas y de la curva obtenida para el perfil del viento, se puede asumir que hubo una casi-neutral estabilidad atmosférica (14).

b) PERFIL DEL VIENTO.- De las mediciones de velocidad, realizadas por medio de los prismas, se obtuvo un perfil de viento en las inmediaciones de la superficie libre del agua; el perfil nos dió una línea recta con un coeficiente de correlación de $r = 0.98$. Este hecho hace que el viento asumido sea corroborado con esta significativa distribución logarítmica del

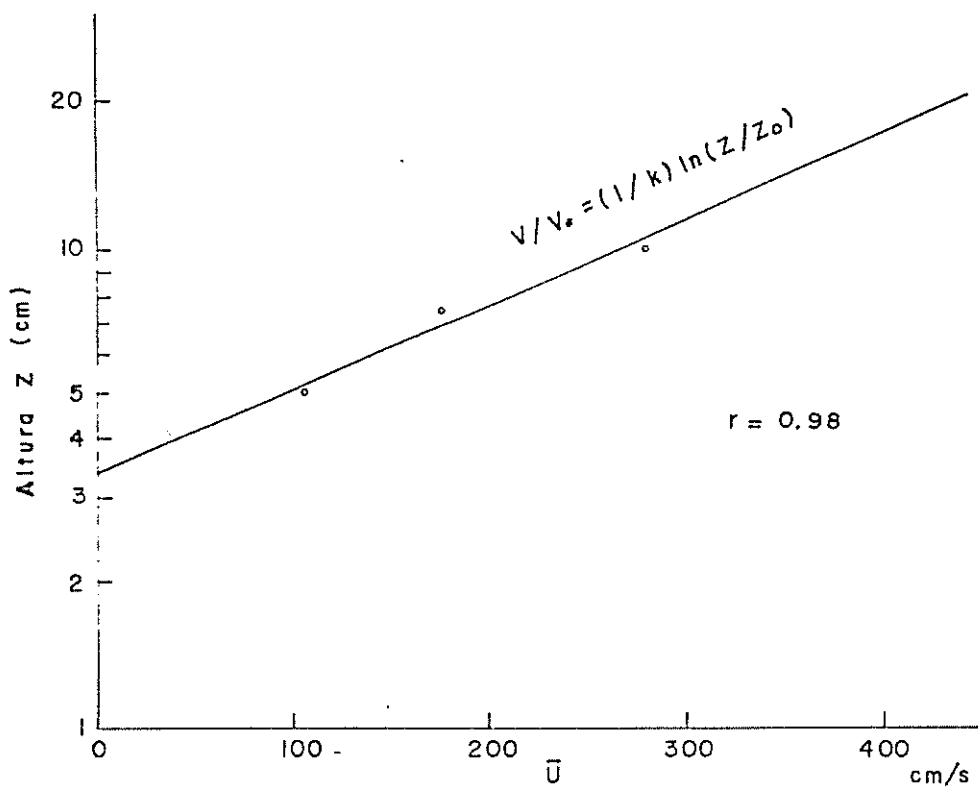


FIGURA 6

Perfil logaritmico del viento para las condiciones meteorológicas observadas en el campo.

viento con altura (fig. 6). La velocidad del viento a 2m de altura fué referida a 10m por medio de la ecuación 1.18, que es la altura de referencia generalmente adoptada.

c) DERIVA SUPERFICIAL.- Del promedio de las 150 mediciones hechas con las botellas, se observó que la deriva superficial tuvo una relación directa con la velocidad del viento; así, por ejemplo, para una velocidad del viento de 2.8 m/s, correspondió una velocidad de deriva o deslizamiento de 3.6 cm/s; para vientos de 4.5 m/s, una velocidad de deriva de 4.8 cm/s. El valor para el porcentaje de deslizamiento obtenido fué de 1.09 %, con una desviación estándar de 0.18, mientras que el valor teórico calculado de la ecuación 2.5 dió un valor de 0.99 (ver tabla 11), con lo cual podemos decir que el esfuerzo del viento práctico -obtenido en el campo- y el teórico -obtenido de la ecuación de Kirwan- están considerablemente de acuerdo y dentro de un rango de valores obtenidos bajo similares condiciones (14), (27), (24), (36).

b) VELOCIDAD FRICCIONAL O DE CORTE U_* . - De la relación U_* con U_z y su ploteo respectivo se obtuvo una línea recta con un coeficiente de correlación 0,98 (fig. 7); de esta recta se encontró un valor de $U_{*a} = 0,031$ con respecto a la velocidad del viento a 2m de altura, valor que está de acuerdo con el encontrado por Heu (14), en una laguna costera con estabilidad atmosférica neutra y fetch limitado.

La velocidad friccional U_{*a} es de considerable importancia debido a que interviene directamente en el esfuerzo del viento T , y a su vez tiene que ver con todos los procesos de transferencia de momento a través de la interfase aire-agua.

Relación entre la velocidad efectiva horizontal U_k del viento y la velocidad media U_z del viento a diferentes alturas.

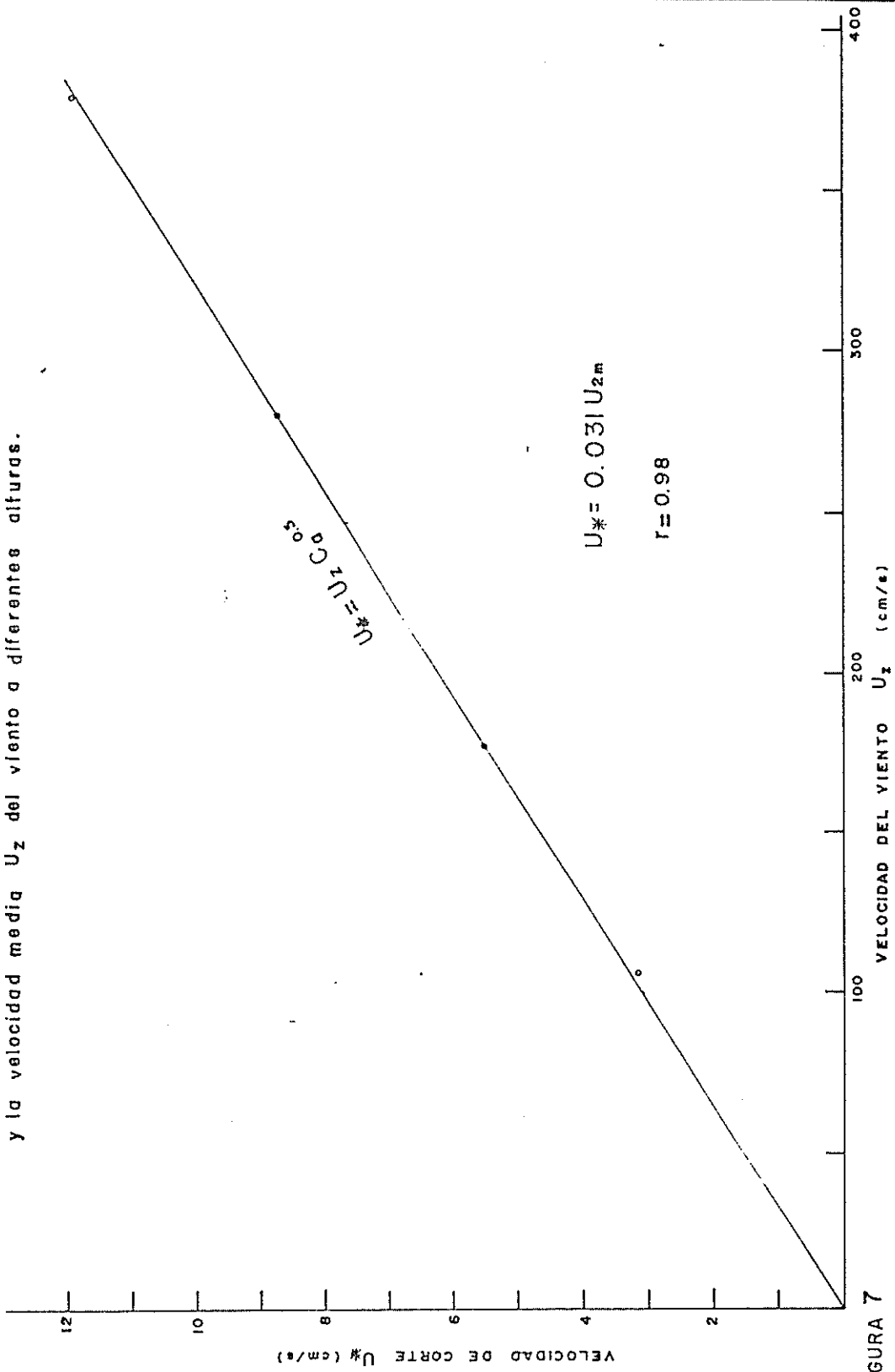


FIGURA 7

CONCLUSIONES

- Un promedio para la velocidad de deriva superficial de 1.09%, con respecto a la velocidad del viento a 10 m de altura sobre la superficie libre, fué obtenido con botellas de deriva. El promedio sugiere que, bajo similares condiciones, esta teoría podría ser igualmente válida para un derivador cualquiera, siempre que se tome en cuenta lo que el término "corriente superficial" significa en un contexto particular. Durante el curso de las mediciones de campo se observó un interesante fenómeno con las veletas, en lo que tiene que ver con la circulación : En las primeras mediciones hechas, a diferentes alturas y con diferentes derivadores, se observó que, para alturas medias de 20cm, a las cuales se encontraban las veletas, se sugería la existencia de

frentes causados por choque con agua de mayor densidad o por efectos de la circulación primaria, que hacen que la dirección del flujo se invierta, oponiéndose al viento prevaletiente (2), (43). Esto hacía que las velatas siguiesen una trayectoria contraria a la dirección del viento; por lo tanto, se descartó el uso de las velatas debido a que nuestros propósitos eran los de medir la deriva superficial sin interferencia de otro tipo de corrientes que se pudieran generar en la laguna. Es por esto que podemos decir que la profundidad de la capa de agua superficial, representada por los derivadores, tiene una decisiva influencia sobre los resultados, y se los debe interpretar con mucha cautela.

- Es posible que el valor encontrado para k sea un valor bajo, tomando en cuenta que el derivador no sigue una trayectoria estrictamente recta sino que es un zig-zag, debido al cambio o variaciones del viento durante el tiempo de deriva. Se puede decir también que un alto valor de tiempo fué registrado, por lo anteriormente indicado.

- De los resultados se asumió que, en general, las altas velocidades de deriva estaban relacionadas con altas velocidades medias del viento, y bajas velocidades de deriva con vientos moderados.
- Las curvas halladas, tanto para el perfil del viento como la que relaciona la velocidad friccional U_*a con la velocidad media del viento U_z , están de acuerdo con la asunción hecha para un perfil logarítmico de viento con estabilidad casi-neutral.
- Si bien con el empleo de instrumentos bastante sencillos, se ha podido determinar con un buen grado de precisión la deriva superficial de un cuerpo de agua, es necesario realizar paralelamente un estudio más amplio de la estructura de circulación en las inmediaciones de la interfase aire-agua, debiéndose realizar principalmente mediciones de: temperatura, tanto en la capa de aire como en la del agua; de corrientes, variando con altura en estas dos capas mencionadas, así como de salinidad. De esta forma se podrían descontaminar los efectos de la fricción del viento y también tener una idea más clara del proceso de circulación inducida por el viento, con lo

cual los derivadores lagrangianos se vuelven la herramienta más usada para seguir parcelas de agua cuando los vientos superficiales son conocidos.

A P E N D I C E S

APENDICE A

REGISTRO DE LOS DATOS DE CAMPO
PARA LAS BOTELLAS Y PRISMAS DE DERIVA

	VELOCIDAD DE VIENTO A 10m:		DIRECCION (grados)	TIPO DE DERIVADOR	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE DESLIZAMIENTO (cm/s)
	(m/s)				t1	tT	d1	dT	
3:00	4.5		225 SW	B1	910	1365	31.0	56.0	3.75
	4.5		225 SW	B2	780	1260	30.6	55.5	4.20
	4.5		225 SW	B3	600	1030	30.5	55.5	5.24
	4.5		225 SW	B4	525	955	30.4	55.8	5.82
	4.5		225 SW	B5	655	1005	30.4	55.8	5.10
	4.5		225 SW	P1	295	---	30.4	---	10.30
	4.5		225 SW	P2	360	---	30.2	---	8.39
9:45	4.5		225 SW	P3	445	---	30.2	---	6.79

B(i) = Botellas

P (i) = Prismas

	VELOCIDAD DE VIENTO A 10m:		DIRECCION	TIPO DE DERIVADOR	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE DESLIZAMIENTO (cm/s)
	(m/s)				t1	tT	d1	dT	
4:00	4.5		225W	B1	870	1155	30.9	55.6	4.18
	4.5		225W	B2	720	1035	30.6	55.8	4.82
	4.5		225W	B3	680	1040	30.5	55.0	4.89
	4.5		225W	B4	690	1015	30.4	55.0	4.91
	4.5		225W	B5	770	1015	30.4	55.5	4.71
	4.5		225W	P1	280	525	30.4	55.5	10.71
	4.5		225W	P2	365	680	30.2	55.6	8.23
27:30	4.5		225W	P3	450	810	30.2	55.8	6.79

2/87	VELOCIDAD DE:	DIRECCION	TIPO DE	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE:
	VIENTO A 10m:		DERIVADOR	t1	tT	d1	dT	DESPLAZAMIENTO:
	(m/s)							(cm/s)
	4.5	235 WSW	B1	795	1385	30.9	55.5	3.95
	4.5	235 WSW	B2	805	1230	30.6	55.6	4.16
	4.5	235 WSW	B3	905	1200	30.5	55.6	4.00
	4.5	235 WSW	B4	770	1158	30.4	55.6	4.37
	4.5	235 WSW	B5	722	1120	31.0	55.6	4.63
	4.5	235 WSW	P1	300	480	31.5	55.6	11.04
	4.5	235 WSW	P2	400	664	31.6	55.8	8.15
	4.5	240 WSW	P3	480	850	31.6	55.9	6.58

2/87	VELOCIDAD DE:	DIRECCION	TIPO DE	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE:
	VIENTO A 10m:		DERIVADOR	t1	tT	d1	dT	DESPLAZAMIENTO:
	(m/s)							(cm/s)
	2.8	270 W	B1	610	960	28.7	43.6	4.62
	2.8	270 W	B2	605	945	28.2	43.1	4.61
	2.8	270 W	B3	600	955	28.1	42.6	4.56
	2.8	270 W	B4	570	875	27.6	42.2	4.84
	2.8	270 W	B5	570	930	27.3	41.7	4.63
	2.8	270 W	P1	270	435	27.1	41.4	9.87
	2.8	270 W	P2	295	485	27.5	39.5	8.72
	2.8	270 W	P3	417	670	26.9	40.6	6.25

/87:	VELOCIDAD DE:	DIRECCION	TIPO DE	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE:
	VIENTO A 10m:		DERIVADOR	t1	tT	d1	dT	DESPLAZAMIENTO:
	(m/s)							(cm/s)
:	2.8	255 WSW	B1	600	910	28.7	43.6	4.79
:	2.8	255 WSW	B2	600	900	28.2	43.1	4.74
:	2.8	255 WSW	B3	604	915	28.1	42.6	4.64
:	2.8	255 WSW	B4	609	960	27.6	42.2	4.46
:	2.8	255 WSW	B5	606	915	27.3	41.7	4.53
:	2.8	255 WSW	P1	295	495	27.0	41.4	8.76
:	2.8	255 WSW	P2	350	570	26.5	40.7	7.36
:	2.8	255 WSW	P3	495	810	26.0	40.6	5.13

/87:	VELOCIDAD DE:	DIRECCION	TIPO DE	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE:
	VIENTO A 10m:		DERIVADOR	t1	tT	d1	dT	DESPLAZAMIENTO:
	(m/s)							(cm/s)
:	2.8	240 WSW	B1	900	1370	28.7	43.6	3.19
:	2.8	240 WSW	B2	1005	1380	28.2	43.1	2.96
:	2.8	240 WSW	B3	795	1185	28.1	42.6	3.56
:	2.8	240 WSW	B4	645	980	28.2	42.2	4.34
:	2.8	240 WSW	B5	645	1073	27.6	41.7	4.29
:	2.8	240 WSW	P1	330	480	26.9	41.4	8.39
:	2.8	240 WSW	P2	385	630	26.8	40.7	6.70
:	4.5	240 WSW	P3	465	765	26.0	40.6	5.46

/87: VELOCIDAD DE: VIENTO A 10m: (m/s)	DIRECCION	TIPO DE DERIVADOR	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE: DESPLAZAMIENTO: (cm/s)
			t1	tT	d1	dT	
2.8	240 WSW	B1	970	1680	30.9	52.5	3.16
2.8	240 WSW	B2	1020	1740	30.6	52.5	2.99
2.8	240 WSW	B3	1020	1750	30.5	52.4	2.99
2.8	240 WSW	B4	1020	1690	29.2	50	2.92
2.8	240 WSW	B5	1060	1650	29.1	50	2.89
2.8	240 WSW	P1	373	700	26.9	45.4	6.92
2.8	240 WSW	P2	510	890	26.8	45.3	5.22
2.8	240 WSW	P3	680	1070	26.6	45.3	4.12

/87: VELOCIDAD DE: VIENTO A 10m: (m/s)	DIRECCION	TIPO DE DERIVADOR	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE: DESPLAZAMIENTO: (cm/s)
			t1	tT	d1	dT	
2.8	245 WSW	B1	1225	1790	30.9	50.5	2.67
2.8	245 WSW	B2	1040	1620	29.5	47.1	2.87
2.8	245 WSW	B3	1080	1660	29.2	50.0	2.86
2.8	245 WSW	B4	1130	1680	30.4	46.7	2.74
2.8	245 WSW	B5	1060	1760	27.5	42.5	2.50
2.8	245 WSW	P1	445	689	26.9	44.0	6.22
2.8	245 WSW	P2	540	855	26.8	44.1	5.06
2.8	245 WSW	P3	720	1087	26.6	44.2	3.90

VELOCIDAD DE VIENTO A 10m : (m/s)	DIRECCION	TIPO DE DERIVADOR	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE DESLIZAMIENTO : (cm/s)
			t1	tT	d1	dT	
2.8	255 WSW	B1	1135	1540	30.0	42.1	2.68
2.8	255 WSW	B2	1015	1515	31.0	41.6	2.90
2.8	255 WSW	B3	970	1410	29.2	40.9	2.96
2.8	255 WSW	B4	960	1380	28.4	40.2	2.94
2.8	255 WSW	B5	905	1370	27.9	39.8	2.99
2.8	255 WSW	P1	425	620	26.9	42.8	6.62
2.8	255 WSW	P2	520	755	26.8	42.6	5.26
2.8	255 WSW	P3	555	972	26.6	40.6	4.45

VELOCIDAD DE VIENTO A 10m : (m/s)	DIRECCION	TIPO DE DERIVADOR	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE DESLIZAMIENTO : (cm/s)
			t1	tT	d1	dT	
2.8	270 W	B1	840	1215	30.0	42.1	3.48
2.8	270 W	B2	770	1050	30.6	41.5	3.96
2.8	270 W	B3	800	1070	30.2	40.5	3.79
2.8	270 W	B4	665	960	29.5	40.3	4.32
2.8	270 W	B5	705	1000	28.5	39.6	4.02
2.8	270 W	P1	345	540	27.0	39.4	7.56
2.8	270 W	P2	420	680	26.5	38.9	6.02
2.8	270 W	P3	540	900	26.9	38.5	4.62



	12/87: VELOCIDAD DE VIENTO A 10m : (m/s)		DIRECCION	TIPO DE DERIVADOR	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE DESLIZAMIENTO : (cm/s)
					t1	tT	d1	dT	
00	2.8	270 W	B1		605	905	31.8	42.1	4.95
	2.8	270 W	B2		570	870	30.9	41.5	5.10
	2.8	270 W	B3		570	878	30.2	40.8	4.97
	2.8	270 W	B4		545	825	29.5	40.3	5.14
	2.8	270 W	B5		540	800	28.8	39.6	5.14
	2.8	270 W	P1		315	465	28.1	39.0	8.66
	2.8	270 W	P2		380	600	27.5	38.3	6.80
05	2.8	270 W	P3		450	750	26.9	37.9	5.51

	12/87: VELOCIDAD DE VIENTO A 10m : (m/s)		DIRECCION	TIPO DE DERIVADOR	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE DESLIZAMIENTO : (cm/s)
					t1	tT	d1	dT	
00	4.5	255 WSW	B1		540	780	31.8	42.1	5.65
	4.5	255 WSW	B2		520	740	30.9	41.5	5.78
	4.5	255 WSW	B3		520	755	30.2	40.8	5.60
	4.5	255 WSW	B4		520	695	29.5	40.3	5.77
	4.5	255 WSW	B5		525	710	28.8	39.6	5.53
	4.5	255 WSW	P1		275	415	28.1	39.2	9.84
	4.5	255 WSW	P2		330	495	27.5	38.8	8.08
00	4.5	255 WSW	P3		380	600	26.9	38.4	6.74

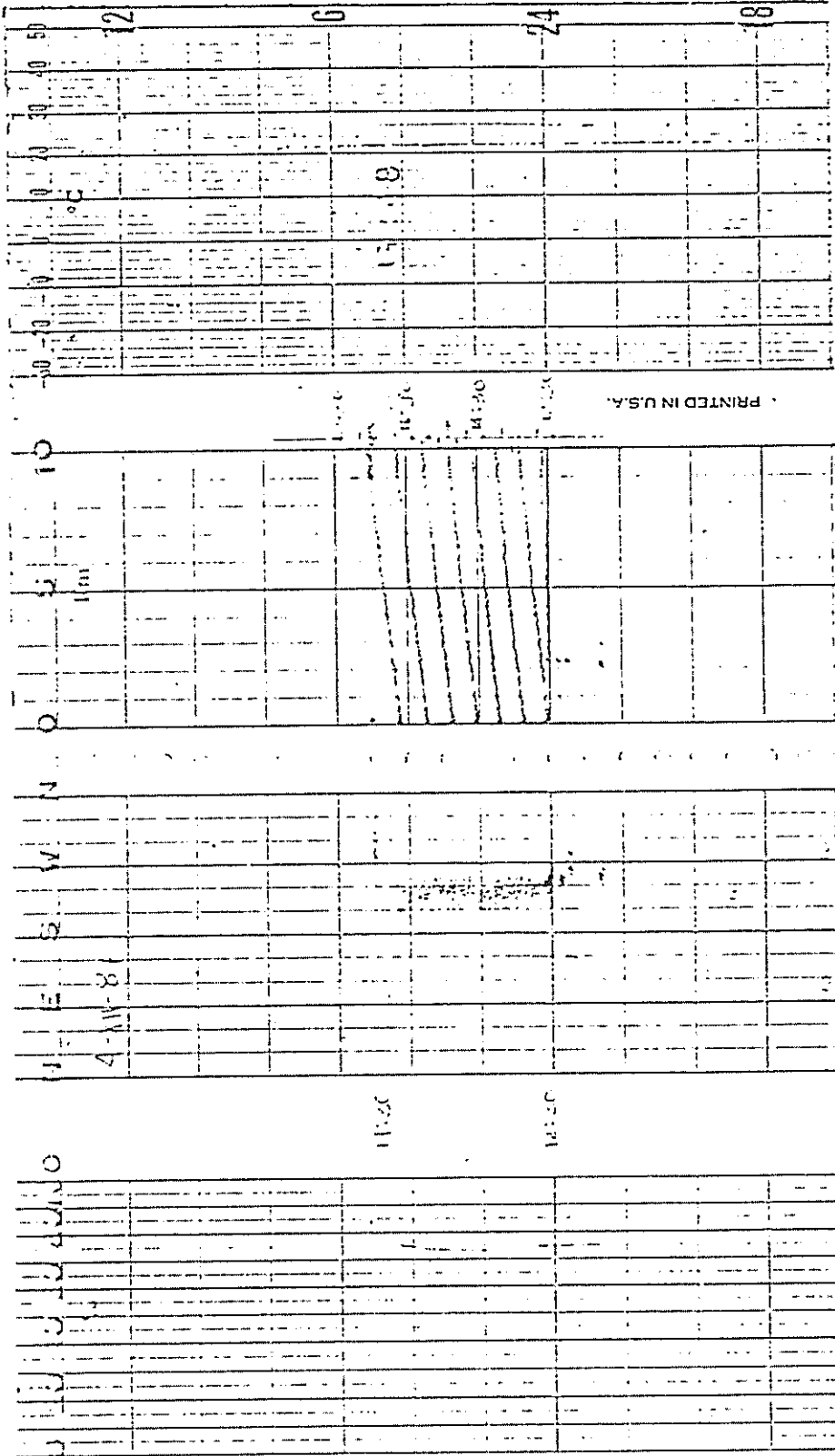
VELOCIDAD DE VIENTO A 10m : (m/s)	DIRECCION	TIPO DE DERIVADOR	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE DESLIZAMIENTO : (cm/s)
			t1	tT	d1	dT	
5.7	240 WSW	B1	515	905	28.7	52.5	5.69
5.7	240 WSW	B2	510	900	28.2	49.8	5.53
5.7	240 WSW	B3	470	875	28.1	49.6	5.82
5.7	240 WSW	B4	470	850	27.6	46.7	5.68
5.7	240 WSW	B5	465	885	27.3	46.5	5.56
5.7	240 WSW	P1	250	420	26.9	52.3	11.62
5.7	240 WSW	P2	295	470	26.8	49.2	9.76
5.7	240 WSW	P3	385	731	26.8	43.4	6.42

VELOCIDAD DE VIENTO A 10m : (m/s)	DIRECCION	TIPO DE DERIVADOR	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE DESLIZAMIENTO : (cm/s)
			t1	tT	d1	dT	
5.7	245 WSW	B1	750	1000	29.9	43.6	4.17
5.7	245 WSW	B2	750	1000	29.2	43.1	4.10
5.7	245 WSW	B3	649	925	28.8	42.6	4.52
5.7	245 WSW	B4	630	913	29.8	42.2	4.68
5.7	245 WSW	B5	555	780	27.6	41.7	5.16
5.7	245 WSW	P1	300	490	26.8	48.8	9.44
5.7	245 WSW	P2	350	500	26.5	46.3	8.42
5.7	245 WSW	P3	400	530	26.8	46.2	7.7

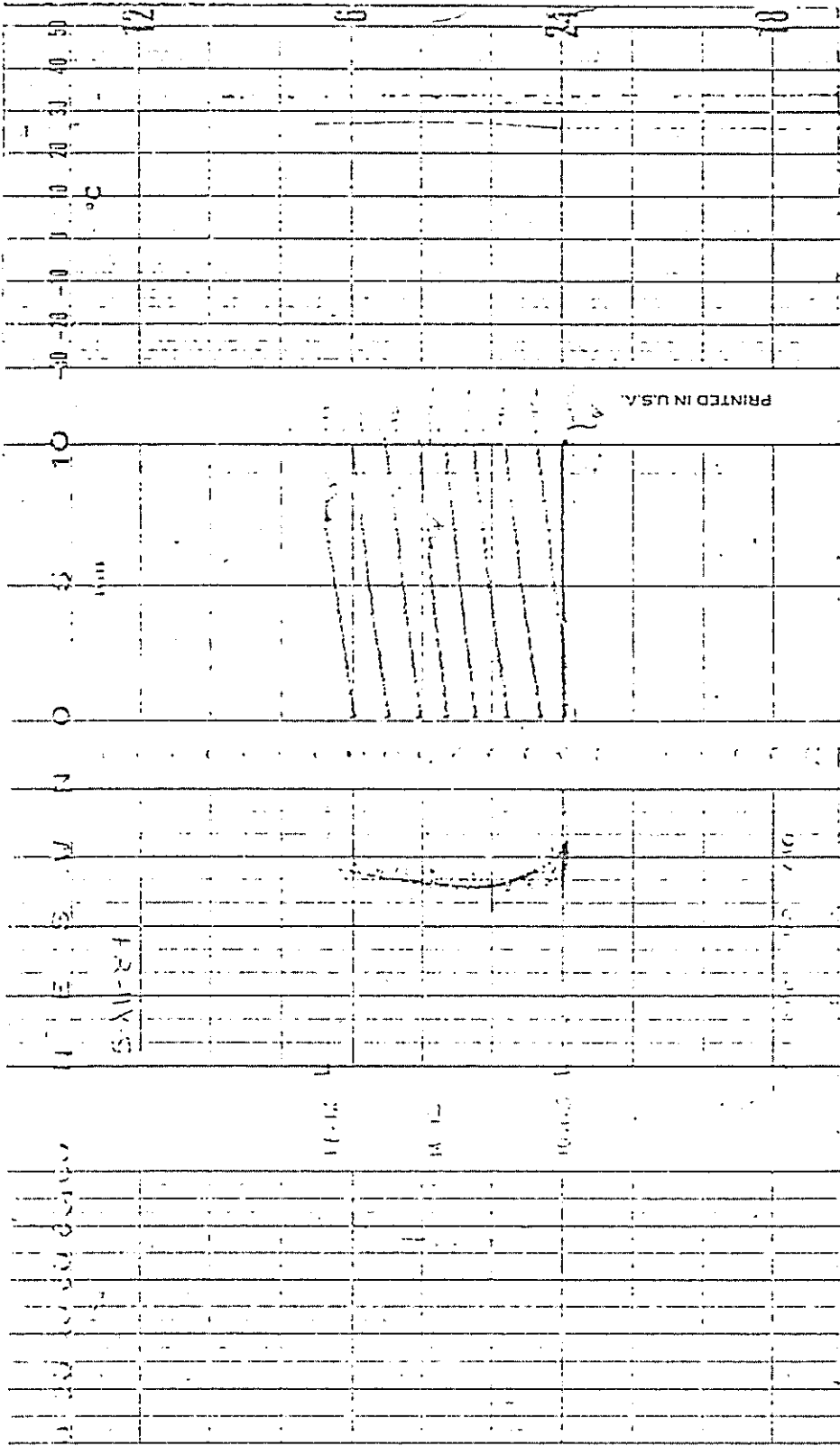
VELOCIDAD DE VIENTO A 10m: (m/s)	DIRECCION	TIPO DE DERIVADOR	TIEMPO DE DERIVA (s)		DISTANCIA (m)		VELOCIDAD DE DESLIZAMIENTO: (cm/s)
			t1	tT	d1	dT	
5.7	245 WSW	B1	818	1120	28.7	43.6	3.70
5.7	245 WSW	B2	844	1128	28.2	43.1	3.58
5.7	245 WSW	B3	760	1070	28.8	42.6	3.88
5.7	245 WSW	B4	633	915	28.1	42.2	4.53
5.7	245 WSW	B5	590	860	27.6	41.7	4.76
5.7	245 WSW	P1	255	415	26.9	41.4	10.26
5.7	245 WSW	P2	320	482	26.5	38.9	8.17
5.7	245 WSW	P3	340	490	26.6	37.9	7.78

APENDICE B

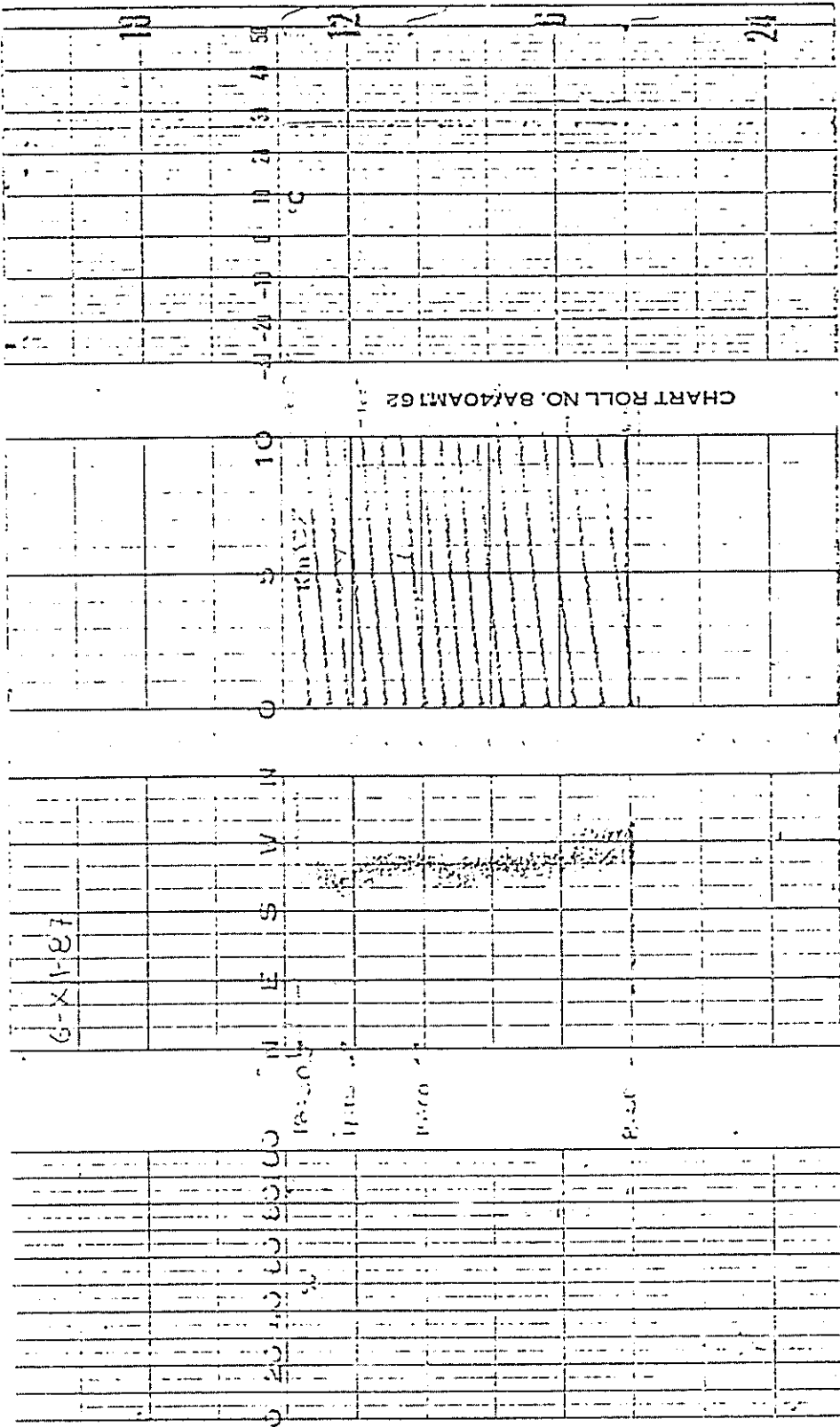
REGISTROS METEOROLOGICOS
OBTENIDOS DURANTE LOS TRABAJOS DE CAMPO



Registro Meteorológico obtenido para el día 4 de dic./87.



Registro Meteorológico obtenido para el día 5 de dic./87



Registro Meteorológico obtenido para el día 6 de dic./87.

BIBLIOGRAFIA

1. Alvarez L.G., M.Uyeji Minato y R.Durazo,
Observación de corrientes Costeras Superficiales,
Mediante Trazadores Lagrangianos (OIDESE, 1982).
2. Atkinson M., Smith S.V., Stroup E.D., "
Circulation in Enewetak Atoll Lagoon", Limnol.
Oceanogr., vol.26, No. 6 (1981), pp.1074-1083.
3. Ayón H., Dominguez M., " Morfometría de Las
Cuencas Hidrográficas de la Vertiente Meridional
de la Cordillera Chongon-Colonche, Provincia del
Guayas " (TECNOLÓGICA), Vol.4, No.2 (Oct. 1983),
pp. 53-91.
4. Bauer S.W.y W.H.Graft, "Wind Induced Water
Circulation of Lake Geneva", Elsevier
Oceanography Series (1978), pp 219-233.

5. Brylinsky N.y Mann K.H. "An Analysis of Factors Governing Productivity in Lakes and Reservoirs", *Limnol.Oceanogr.* Vol.18,No.4 (1973), pp. 1-14.
6. Cook D.O.,Richardson J.W.,Flynn T.L., "Design of a Lagrangian Surface Current Tracer", *Limnol.Oceanogr.*vol. 25, No.6 (1980) pp, 1123-1127.
7. Discuciones Internas Sobre Labores de Investigación y docencia, Ensenada, Baja California, 1984 "Hidrodinamica de Lagunas Costeras, por Salvador Farreras" (Mexico CICESE,1984), pp.90-92.
8. Documentos Técnicos de la UNESCO sobre Ciencias del Mar, Burdeos Francia,Septiembre 8-14,1981, "Simposio Internacional Sobre Lagunas Costeras" (UNESCO 1982), No.43.
9. ESPOL-CONUEP, Geologia de las Lagunas Costeras de la Provincia del Guayas (ESPOL-Ecuador,1988).
10. Fox P.M, Laperriere J.D.y Carlson R.F, "Northern Lake Modeling: A Literature Review", *Water Resour.Res.*, Vol.15,No.5 (1979),pp.1065-1071.

11. Haltimer G.J. y Martin F.L., Dinamical and Fisical Meteorology (New York: McGraw-Hill, 1957), pp. 215-243.
12. Harris G.F. y Loat J.N.A., "Observation of Langmuir Circulations in Lake Ontario", Limnol. Oceanogr., Vol. 18, No. 4 (1973), pp. 584-589.
13. Henderson-Sellers, "The Thermal Structure of Small Lakes: The Influence of a Modified Wind Speed", Water Resour. Res., Vol. 13, No. 4 (1977), pp. 791-793.
14. Hsu S., "Wind Stress on Nearshore and Lagoonal Waters of a Tropical Island", Limnol. Ocean., vol. 18, No. 5 (1974), pp. 113-115.
15. Hughes W.F. y Brighton J.A., Dinámica de los Fluidos (Colombia: McGraw-Hill, 1970).
16. Idso S.B., "On the Concep of Lake Stability", Limnol. Ocean. (1973), vol. 18, No. 4 (1973), pp. 681-683.

17. Ippen Arthur T., Editor, Estuary and Coastline Hydrodynamics, "Finite Amplitude Waves, por Dean R.G. y Eagleson P.S." (New York: McGraw Hill, 1966), pp. 93-132.
18. Isaji T., Spaulding M.L., y Stace J., Tidal Exchange Between a Coastal Lagoon and Offshore Waters (Ocean Eng. The University of Rhode Island, 1985).
19. Laevastu T., The Causes and Predictions of Surface Current in Sea and Lake (Hawaii Institute of Geofisics, Report, No. 21, 1962).
20. Li, Kiser K. y Rumer R., "Physical Model Study of Circulation Patterns in Lake Ontario", Limnol. Oceanogr., Vol. 20, No. 3 (1985), pp.
21. Lien S.L., "Wind Driven, Steady Flows in Lake Superior", Limnol. Oceanogr., Vol. 23 No. 1 (1978), pp. 91-103.
22. Linsley, Kohler y Paulus, Hidrologia Para Ingenieros (Bogota, Colombia: McGraw-Hill, 1977).
23. Ludiam S.L., "The Role of Turbidity Currents in

- Lake Sedimentation", *Limnol.Oceanogr.*, Vol.19, No.4 (1974), pp.656-664.
24. Memorias del Simposio Internacional de Lagunas Costeras, Nov. 28-30,1967, "Some Observations and Measurements of Wind Driven Circulation in a Shallow Coastal Lagoon" (Mexico UNAM-UNESCO,1969), pp.335-340.
25. McCormick M.J., Clites A.H. y J.E.Campbell, "Water Tracking Ability of Satellite-Tracked Drifters in Light Winds", *MST Journal*, Vol.19, No.3 (1984), pp.12-17.
26. Monahan E.C.y Monahan E.A., "Trends in Drogue Design", *Limnol.Oceanogr.*, Vol.18, No.6 (1973), pp.981-985.
27. Monahan E.C., Higgins B.J. y Kaye G.T., "A Comparison of Vertical Drift Envelopes to Conventional Drift Bottles", *Limnol.Oceanogr.*, (1974), pp.141-146.
28. Osborn T.R. y LeBlond P.H., "Static Stability in Fresh Water Lakes", *Limnol.Oceanogr.*, Vol.19, No.3 (1974), pp 544-546.

29. Pickett R.L., "Lake Ontario Circulation in November", *Limnol.Oceanogr.*, (1976), vol. No. pp. 608-611.
30. Rapports de LUNESCO Sur Les Sciences de La Mer, Abidjan, 1985, "Methodologie D'étude des Lagunes Cotieres".
31. Report and Guidelines of a Seminar Duke University Marine Laboratory, Beaufort, NC, August 1978, "Coastal Lagoon Research, Present and Future" (UNESCO, IABO, 1981) No.32.
32. Saylor J.H., "Modification of Nearshore Currents by Coastal Structures", U.S. Lake Survey Miscellaneous Paper 66-1 (1966), pp.69-83.
33. Shemdin O.H., "Momentum Transfer at The Air-Water Interface", *Marine Science* 77, (1977), pp.264-283.
34. Snedaker S.C. y Better C.D., "Pautas para el Manejo de Recursos Costeros", Publicación No.2 Sobre Manejo de Costas (1985), pp.69-83.
35. Spaulding M. y Beauchamp C.J., Modelin Tidal Circulation in Coastal Seas (ASCE. 109 (1), 1983).

36. Stauffer R.E., "Windpower Times Series Above a Temperate Lake", *Limnol.Oceanogr.*, Vol.25, No.3 (1980), pp.513-528.
37. Streater V.L. y Wylie E.B., *Mecánica de los Fluidos* (Mexico: McGraw-Hill, 1981).
38. Suarez Boreas P., *Estructura del Viento en las Capas Bajas de la Atmosfera* (Madrid: Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas No. 3-B, 1967).
39. Tomczak G., "Investigations with Drift Cards to Determine the Influence of the Wind on Surface Currents", *German Hydrographic Studies on Oceanography*, (1964), pp 129-139.
40. Tucker W.A. y Green A.W., "A Time-Dependent Model of the Lake- Averaged, Vertical Temperature Distribution of Lakes", *Limnol.Oceanogr.*, Vol.22, No.4 (1977), pp.687-699.
41. Vachon W., "Current Measurements by Lagrangian Drift Buoys- Problems and Potential" *Proc. IEEE OCEANS77*, (1977), PP.46B 1-7.

42. Von-Suchwald F., (Contacto Personal).
43. Wetzel R., Limnology (Philadelphia: W.B.Saunders Company, 1975), pp.89-122.
44. Wunsch C., "On The Mean Drift in Large Lakes",
Limnol.Oceanogr., Vol.18 No.5 (1973), pp.793-795.