



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

Facultad de Ciencias Marinas

**MODELOS PARA CALCULAR EL COEFICIENTE DE
ATENUACION VERTICAL DE LUZ DIFUSA EN FUNCION
DE LA CONCENTRACION DE CLOROFILA a PARA LA
REGION DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA**



T E S I S
que para obtener el grado de
MAESTRA EN CIENCIAS
presenta:
ALMA DELIA GILES GUZMAN

Ensenada, Baja California, Diciembre de 1993

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

MODELOS PARA CALCULAR EL COEFICIENTE DE ATENUACION VERTICAL DE LUZ
DIFUSA EN FUNCION DE LA CONCENTRACION DE CLOROFILA a PARA LA REGION
DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA.

T E S I S

que para obtener el grado de

MAESTRA EN CIENCIAS

presenta

ALMA DELIA GILES GUZMAN

Ensenada, Baja California

Diciembre de 1993

MODELOS PARA CALCULAR EL COEFICIENTE DE ATENUACION VERTICAL DE
LUZ DIFUSA EN
FUNCION DE LA CONCENTRACION DE CLOROFILA a PARA LA
REGION DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA.

T E S I S

que presenta:

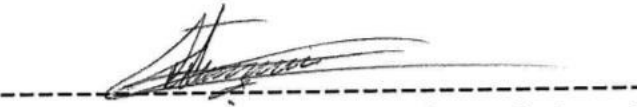
ALMA DELIA GILES GUZMAN

Aprobada por:

Dr. Saúl Alvarez Borrego



M. C. Roberto Millán Núñez



M. C. Eduardo Santamaría Del Angel

Con mucho cariño y agradecimiento dedico esta tesis:

a mis padres

PROF. RAUL GILES DIAZ

PROFA. ENDELIA GUZMAN DE GILES

por su amor, ejemplo, fuerza moral y dedicación en mi formación,

a mis hermanos

ROSALBA Y RAUL MIGUEL

por su cariño, comprensión y apoyo

y a mis abuelos

ELISEO Y MARIE EUGENE,
MIGUEL ANGEL Y PRISCILIANA

por sus tiernos cuidados, y por ser núcleo de unión familiar

AGRADECIMIENTOS

Con un gran reconocimiento, agradezco al Dr. Saúl Alvarez Borrego su indiscutible calidad humana y académica con la que ha sabido guiar a tantas personas que, como yo, estamos en el proceso de aprendizaje. En esta tesis está impresa una parte de su esfuerzo en el conocimiento, manejo y aplicación de la óptica hidrológica, una nueva disciplina que contribuye enormemente al estudio de la fotosíntesis marina. Ha sido para mí muy satisfactorio y de gran provecho el contarme entre sus alumnos. Espero utilizar sus valiosas enseñanzas para el mejor desarrollo de mi actividad profesional con fines siempre positivos.

Al Dr. Thomas Hayward, de la Institución Scripps de Oceanografía de la Universidad de California, por proporcionarme los datos de irradiancia de los cruceros CalCOFI.

Al M. C. Eduardo Santamaría Del Angel por motivarme a estudiar ecología del fitoplancton y por sus comentarios a este trabajo como sinodal. Al M. C. Roberto Millán Núñez por sus críticas constructivas como sinodal.

A todos mis profesores de la Facultad de Ciencias Marinas agradezco la sólida formación que me han proporcionado. El tratar con todos ellos ha sido una experiencia siempre enriquecedora.

A los oceanólogos Emilio Palacios Hernández, Gilberto Velázquez Angulo, Ana Luisa Tovar Soto y Sergio Larios, por su desinteresada y entusiasta ayuda en la elaboración y manejo de programas de computadora.

A los dibujantes de la División de Oceanología del CICESE, Francisco y José María, por su excelente trabajo en el entintado de las gráficas.

A mis queridos compañeros y amigos de la Facultad de Ciencias Marinas y del CICESE. Los momentos que compartimos fueron de gran alegría y superación.

RESUMEN

Utilizando datos de irradiancia escalar total (E_0) para el espectro visible (PAR) y de concentración de clorofila ([clor]) y de feopigmentos, generados en cruceros CalCOFI, se realizó análisis de regresión lineal del coeficiente de atenuación vertical de luz difusa en función de [clor]. Los modelos no resultaron satisfactorios, principalmente porque no tienen la capacidad de reproducir valores de K_0 para los primeros 10 a 15 m de profundidad. Esto es debido a dos problemas muy grandes: el efecto del oleaje superficial en la luz; y la absorción fuerte del agua en el rojo. El oleaje actúa como una secuencia un tanto irregular de lentes que concentran y disipan la luz. Esto introduce mucha variación aleatoria en los coeficientes de atenuación de luz difusa calculados a partir de los datos de irradiancia. La fuerte absorción del rojo por el agua en los primeros metros hace que el coeficiente de atenuación para PAR total sea mucho mayor en la capa superficial que en aguas más profundas. Además, existe el efecto del cambio de la distribución angular de la luz. Por lo anterior, tales modelos sólo son útiles para estimar valores de $K_{0(z)}$ por debajo de los primeros 10 ó 15 m de profundidad, y no proporcionan la manera de calcular la atenuación de la luz en esta capa superficial. Por ello se desarrolló un modelo teórico que reproduce más apropiadamente la variación del coeficiente de atenuación vertical de irradiancia vectorial, descendente y escalar ($K_{E(z)}$, $K_{d(z)}$ y $K_{0(z)}$) desde la superficie del mar. El modelo consiste de una serie de expresiones exponenciales para los coeficientes de absorción de los diferentes componentes ópticos del agua de mar (agua misma, fitoplancton, y gilvin + detritus), donde los únicos datos que se requieren son la profundidad y [clor]. Estos coeficientes toman en cuenta el cambio de la calidad espectral de la luz con la profundidad. Con información de la literatura se sugiere una manera de calcular el coeficiente de dispersión hacia atrás. Además, se desarrolló una expresión para calcular el coseno promedio en función de la profundidad para corregir por el cambio de distribución angular de la luz. Con el coeficiente de absorción total, el coeficiente de dispersión hacia atrás y el coseno promedio se puede, finalmente, calcular $K_{E(z)}$, $K_{d(z)}$ y $K_{0(z)}$. Los valores de $K_{0(z)}$ calculados con el modelo teórico se compararon muy bien con los deducidos directamente de un perfil de irradiancia escalar y algunas diferencias se pudieron explicar por fuentes de error en los últimos. Con este modelo teórico se pueden generar perfiles verticales de E_0 contando sólo con datos de [clor] y z .

INDICE

I. INTRODUCCION	1
II. ANTECEDENTES	7
III. OBJETIVOS	18
IV. MATERIALES Y METODOS	19
IV. 1. Fuente de datos	19
IV. 2. Los modelos de regresión lineal	20
IV. 3. El modelo teórico para aguas Caso I	24
V. AREA DE ESTUDIO	37
VI. RESULTADOS	44
VI. 1. Regresiones lineales	44
VI. 2. Modelo teórico	58
VII. DISCUSIONES	87
VIII. CONCLUSIONES	102
IX. BIBLIOGRAFIA CONSULTADA	104
APENDICES	115

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
1 Red de estaciones hidrográficas del Programa Cal-COFI.	21
2 Espectros del coeficiente de absorción del agua, y de los específicos del fitoplancton y del gilvin + detritus.	26
3 Valores del coseno promedio para irradiancia neta descendente o vectorial ($\bar{\mu}_{(0)}$) y para irradiancia descendente ($\bar{\mu}_{d(0)}$), justo por debajo de la superficie, en función del ángulo del zenit del sol (θ).	33
4 Variación del coseno promedio asintótico para irradiancia vectorial en función de la razón $b:a$.	35
5 Distribución vertical de temperatura, [clor] y K_0 para la estación hidrográfica ocupada el 23 de julio de 1989. En esta gráfica K_0 es el coeficiente calculado directamente del perfil medido de irradiancia escalar.	49
6 Diagrama de dispersión de K_0 vs. [clor] para la estación hidrográfica ocupada el 23 de julio de 1989. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.	50
7 Diagrama de dispersión de K_0 vs. [clor + feop] para la estación hidrográfica ocupada el 23 de julio de 1989. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.	51
8 Distribución vertical de temperatura, [clor] y K_0 para la estación hidrográfica ocupada el 24 de julio de 1989. En esta gráfica K_0' es el coeficiente calculado directamente del perfil medido de irradiancia escalar y K_0 es el calculado del modelo teórico.	52

9	Diagrama de dispersión de K'_0 vs. [clor] para la estación hidrográfica ocupada el 24 de julio de 1989. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.	53
10	Diagrama de dispersión de K'_0 vs. [clor + feop] para la estación hidrográfica ocupada el 24 de julio de 1989. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.	54
11	Variación del espectro de irradiancia escalar relativa con la profundidad: a) para [clor] = 0.1 $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$; y b) para [clor] = 0.5 $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$.	61
12	Variación del espectro de irradiancia escalar relativa con la profundidad: a) para [clor] = 1.0 $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$; y b) para [clor] = 1.5 $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$.	62
13	Variación de la longitud de onda promedio ($\bar{\lambda}_{(z, [\text{clor}])}$), ponderada por la irradiancia <u>in situ</u> de cada color, en función de la profundidad y [clor]. Las líneas discontinuas son la representación del comportamiento del modelo exponencial.	63
14	Variación del coeficiente promedio de absorción del agua ($\bar{\alpha}_{w(z, [\text{clor}])}$), ponderado por la irradiancia <u>in situ</u> de cada color, en función de la profundidad y [clor]. Las líneas punteadas son la representación del comportamiento del modelo exponencial.	65
15	Variación del valor asintótico del coeficiente promedio ponderado de absorción del agua ($\bar{\alpha}_{w(\infty, [\text{clor}])}$), en función de [clor]. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.	67
16	Variación del coeficiente específico promedio de absorción del fitoplancton ($\bar{\alpha}_{fito(z, [\text{clor}])}$), ponderado por la irradiancia <u>in situ</u> de cada color, en función de la profundidad y [clor]. Las líneas punteadas son la representación del comportamiento del modelo exponencial.	69
17	Variación del coeficiente de la estructura vertical del coeficiente específico promedio ponderado de absorción del fitoplancton (n), en función de	71

[clor]. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos. Las cruces significan extrapolaciones para $[\text{clor}] > 0.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$.

- | | | |
|----|--|----|
| 18 | Variación del valor asintótico del coeficiente específico promedio ponderado de absorción del fitoplancton ($\bar{\alpha}_{fito(\alpha, [\text{clor}])}$), en función de [clor]. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos. | 72 |
| 19 | Variación del coeficiente específico promedio de absorción del gilvin + detritus ($\bar{\alpha}_{gd(z, [\text{clor}])}$), ponderado por la irradiancia in situ de cada color, en función de la profundidad y [clor]. Las líneas punteadas son la representación del comportamiento del modelo exponencial. | 74 |
| 20 | Variación del valor asintótico del coeficiente específico promedio ponderado de absorción del gilvin + detritus ($\bar{\alpha}_{gd(\alpha, [\text{clor}])}$), en función de [clor]. La línea representa el ajuste de decaimiento exponencial. | 76 |
| 21 | Variación del coeficiente de la estructura vertical del coeficiente específico promedio ponderado de absorción del gilvin + detritus (c_l), en función de [clor]. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos. | 78 |
| 22 | Variación del coeficiente promedio de absorción total ($\bar{\alpha}_{T(z, [\text{clor}])}$), ponderado por la irradiancia in situ de cada color, en función de la profundidad y [clor]. Las líneas punteadas son la representación del comportamiento del modelo exponencial. | 80 |
| 23 | Variación del coeficiente de la estructura vertical del coeficiente promedio de absorción total (S), del valor superficial del coeficiente promedio ponderado de absorción total ($\bar{\alpha}_{T(0, [\text{clor}])}$), y del valor asintótico de este coeficiente ($\bar{\alpha}_{T(\alpha, [\text{clor}])}$), en función de [clor]. Las rectas son las líneas de la suma mínima de los cuadrados de los residuos. | 82 |

24	Variación del coeficiente de la estructura vertical de la longitud de onda promedio ponderada ($\bar{\lambda}$), en función de [clor]. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.	84
25	Variación del valor asintótico de la longitud de onda promedio ponderada ($\bar{\lambda}_{(\alpha, [clor])}$), en función de [clor]. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.	86
26	Perfiles verticales de irradiancia escalar relativa calculadas a partir de un valor de 100 en la superficie de tal manera de apreciar diferencias directamente en porcentaje. Los coeficientes de atenuación se calcularon como un ejemplo de comparación para el caso de la estación hidrográfica del 24 de julio de 1989. E_o es la irradiancia calculada con el coeficiente de atenuación vertical del modelo teórico y está representada por los círculos negros, y E_o' es la irradiancia calculada con los coeficientes que se derivaron del perfil de irradiancia medido directamente.	101

LISTA DE TABLAS

TABLA	Página
I Resultados de las regresiones lineales de K_o vs. [clor] para cada estación hidrográfica separada, en el sentido vertical. K_w es la ordenada al origen y k_c es la pendiente. En cada estación hidrográfica el renglón de abajo corresponde a las regresiones de K_o vs. [clor + feop].	46
II Resultados de las regresiones lineales de K_o vs. [clor] para cada profundidad, en el sentido horizontal. K_w es la ordenada al origen y k_c es la pendiente. Las columnas de la derecha corresponden a las regresiones de K_o vs. [clor + feop].	57
III Espectro de irradiancia escalar relativa para la superficie del mar E_o , y espectros de los coeficientes de absorción del agua y los específicos, normalizados por unidad de [clor], del fitoplancton y del gilvin + detritus.	59
IV Valores de profundidad, coseno promedio para la irradiancia descendente (μ_d), longitud de la trayectoria de la luz (l), coeficiente de dispersión hacia atrás, [clor], coeficiente promedio ponderado de absorción total ($\bar{a}_T$), coeficiente de atenuación vertical de luz difusa para la irradiancia descendente (K_d) y para la irradiancia escalar (K_o) obtenidos con el modelo teórico, irradiancia escalar calculada con estos coeficientes (E_o), e irradiancia escalar (E_o') calculada con los coeficientes de atenuación derivados del perfil de irradiancia medido directamente (K_o').	100

I. INTRODUCCION

Se requieren cuatro cosas para el crecimiento de las plantas: energía en forma de radiación solar; carbón inorgánico en forma de bióxido de carbono o iones de bicarbonato; nutrientes minerales; y agua. El medio en el que se encuentran las plantas acuáticas, a diferencia del aire, dispersa y absorbe luz fuertemente. En el agua, tanto la intensidad como la calidad espectral de la luz varían marcadamente con la profundidad. Con excepción de los sistemas someros, la disponibilidad de la luz es un factor limitante para la producción primaria en los ecosistemas acuáticos. A pesar de que las plantas acuáticas han tenido una evolución para desarrollar sistemas especializados para cosechar luz más eficientemente, el medio acuático remueve una fracción tan alta de la luz incidente que los ecosistemas acuáticos son en general menos productivos que los terrestres (Kirk, 1983).

La vida en el mar está íntimamente ligada a la calidad y cantidad de luz disponible bajo la superficie. La productividad orgánica primaria, de la cual depende toda la economía trófica del mar, está controlada por la irradiancia escalar y por la distribución angular y espectral del campo de luz bajo el agua. Al mismo tiempo, los organismos marinos mismos lo modifican por absorción y dispersión, y a través de procesos de fluorescencia y bioluminiscencia. La luz producida bajo el agua por estos últimos procesos es una fracción

muy pequeña con relación a la luz solar que penetra la superficie del mar y por lo tanto puede ser despreciada sin problema (Sathyendranath y Platt, 1990).

La luz que incide en la superficie del mar está constituida por dos fracciones: la luz directa del disco solar y la que por dispersión atmosférica se convierte en luz de cielo. Esta última posee una distribución angular compleja por lo que se le denomina luz difusa del cielo. La luz fotosintéticamente activa (PAR) coincide con el espectro visible (400 a 700 nm), y aproximadamente es el 50% de la radiación total que llega a la superficie del mar (Kirk, 1983).

Para entender las maneras como cambia el campo de luz con la profundidad en un cuerpo de agua, debemos considerar primero cuáles son sus atributos esenciales. Las definiciones de estos atributos fueron dadas por el Grupo de Trabajo de la Asociación Internacional para las Ciencias Físicas del Océano (1979) y por los análisis fundamentales de Preisendorfer (1976). La dirección se define con el ángulo del zenit y el ángulo azimutal. El ángulo del zenit está formado por el haz de luz y la vertical hacia arriba, y generalmente se simboliza con θ . El ángulo azimutal está formado por el plano vertical que contiene al haz de luz y algún otro plano vertical especificado, tal como el plano vertical del sol, y generalmente se simboliza con ϕ . El flujo radiante (I) es la velocidad de flujo de la energía radiante y puede ser expresado en Watts (W) ($J \cdot s^{-1}$) ó $cuanta \cdot s^{-1}$.

La radiancia de campo en un punto P en una superficie es el flujo radiante en una dirección dada por unidad de ángulo sólido por unidad de área ortogonal a la dirección de propagación; para indicar que es función de la dirección se escribe comúnmente como $L_{(\theta, \phi)}$. La estructura angular del campo de luz se expresa en términos de la variación de la radiancia con θ y ϕ . L tiene las unidades de W (ó $\text{cuanta} \cdot \text{s}^{-1}$) $\cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{estereoradián}^{-1}$,

$$L_{(\theta, \phi)} = \frac{d^2 F}{dA dw},$$

donde dA es el elemento de area ortogonal a la dirección de propagación y dw es el elemento de ángulo sólido.

La irradiancia, en un punto en una superficie, E , es el flujo radiante incidente en un elemento infinitesimal de superficie que contiene el punto en cuestión dividido entre el area de ese elemento. Menos rigurosamente puede ser definida como el flujo radiante por unidad de area de una superficie. Tiene las unidades de W (ó $\text{cuanta} \cdot \text{s}^{-1}$) $\cdot \text{m}^{-2}$:

$$E = \frac{dF}{dS},$$

donde dS es el elemento de area horizontal. La irradiancia descendente, E_d , y la irradiancia ascendente, E_u , son los valores de la irradiancia en las caras superior e inferior del elemento de superficie horizontal. E_d se obtiene integrando toda la radiancia del hemisferio superior:

$$E_d = \int_{2\pi} L(\theta, \phi) \cos \theta d\omega.$$

E_u se obtiene integrando toda la radiancia del hemisferio inferior, el $\cos \theta$ es negativo para los valores de θ entre 90° y 180° :

$$E_u = - \int_{-2\pi} L(\theta, \phi) \cos \theta d\omega.$$

La irradiancia neta descendente, o irradiancia vectorial, $\bar{E}$, es $E_d - E_u$, y se relaciona a la radiancia mediante la ecuación:

$$\bar{E} = \int_{4\pi} L(\theta, \phi) \cos \theta d\omega.$$

La irradiancia escalar en un punto en el espacio, E_o , es la integral de la radiancia proveniente de todas direcciones hacia el punto:

$$E_o = \int_{4\pi} L(\theta, \phi) d\omega.$$

También se definen la irradiancia escalar descendente, E_{od} , y la irradiancia escalar ascendente, E_{ou} .

Para un punto dado en un medio, el conocimiento de la estructura angular del campo de luz requeriría el conocer las radiancias en una gran cantidad de direcciones que representaran toda la esfera, ésto implicaría el obtener un número muy grande de datos. Una manera sencilla y útil de definir la estructura angular del campo de la luz es especificar los tres cosenos promedio de los ángulos del zenit, para la luz descendente, la ascendente y la total ($\bar{\mu}_d$, $\bar{\mu}_u$, $\bar{\mu}$, respectivamente), además de la reflectancia de la irradiancia

(R).

$$\bar{\mu}_d = \frac{E_d}{E_{od}}; \bar{\mu}_u = \frac{E_u}{E_{ou}}; \bar{\mu} = \frac{\bar{E}}{E_o}; R = \frac{E_u}{E_d}.$$

En un medio absorbente y dispersante, como el agua de mar, todas las propiedades del campo de luz cambian con la profundidad (z). Típicamente el cambio es un decremento, como en el caso de la irradiancia, ó es un incremento, como en el caso de la reflectancia. El contar con una medida de la razón de cambio de estas propiedades con la profundidad es muy útil (Kirk, 1983). Todas las propiedades definidas anteriormente, y que tienen las dimensiones de flujo radiante por unidad de área, disminuyen con la profundidad aproximadamente de una manera exponencial. De esta manera, para la irradiancia escalar, se define el coeficiente de atenuación vertical de luz difusa como (Gordon, 1989):

$$K_o = -\frac{1}{E_o} \frac{dE_o}{dz}.$$

Más estrictamente, y reconociendo que K_o varía con la profundidad y con la longitud de onda (λ), se define como (Siegel y Dickey, 1987):

$$K_{o(z, \lambda)} = -\frac{d(\ln(E_{o(z, \lambda)}))}{dz}.$$

Integrando esta expresión se obtiene la irradiancia escalar a la profundidad z en función de la irradiancia escalar justo por debajo de la superficie:

$$E_{o(z, \lambda)} = E_{o(0^-, \lambda)} \exp \left[- \int_0^z K_{o(z, \lambda)} dz \right].$$

Esta ecuación se conoce como la relación Beer-Bouguer-Lambert (Liou, 1980; Morel y Bricaud, 1981). Todas estas definiciones se pueden dar de una manera similar para los coeficientes de atenuación de la irradiancia descendente, ascendente y neta o vectorial.

Debido a que $K_{o(z, \lambda)}$ cambia con la distribución angular de la luz bajo el agua, es considerada como una propiedad óptica aparente. Las propiedades ópticas inherentes, que dependen solamente de la composición del medio, son el coeficiente de absorción (a) y el coeficiente de dispersión (b) (Preisendorfer, 1961). El coeficiente de absorción varía grandemente con λ . El coeficiente de dispersión se puede dividir en dos componentes: el coeficiente de dispersión hacia adelante (b_f) y el coeficiente de dispersión hacia atrás (b_b). El coeficiente de dispersión hacia atrás es responsable de la mayor parte del flujo de luz ascendente que existe en el océano. Una razón importante para conocer las propiedades ópticas inherentes es el calcular la velocidad de absorción de energía de los componentes del medio, tales como el fitoplancton. Los valores que tienen los coeficientes de absorción y de dispersión, en un lugar y a una profundidad particulares del océano, dependen de la composición del agua y de la composición espectral de la luz en ese punto: la concentración del material orgánico disuelto coloreado (gilvin), la concentración del fitoplancton y la composición específica de

sus pigmentos, y la concentración de las partículas en suspensión (detritus y partículas inorgánicas) (Kirk, 1992). $K_{o(z,\lambda)}$ y los coeficientes de absorción y de dispersión tienen las mismas unidades, m^{-1} .

II. ANTECEDENTES

La caracterización de las propiedades ópticas de la capa superior del océano es importante porque tiene muchas aplicaciones prácticas tanto en la oceanografía biológica como en la física. Los estudios de productividad primaria, del balance de calor en la interfase agua-aire, de la estructura de la capa de mezcla, la generación de imágenes de color de satélite, y los estudios de las interacciones entre los procesos físicos y biológicos, requieren de conocimiento de la estructura vertical de las propiedades ópticas. Para estos estudios, el coeficiente de atenuación de luz difusa es útil porque describe cuantitativamente la atenuación de la radiación solar descendente en la columna de agua (Siegel y Dickey, 1987; Zaneveld, 1989).

Desde hace algunas décadas existen evidencias sobre la variabilidad óptica del océano, como en el trabajo de Jerlov (1951) en el que publicó resultados de la "Swedish Deep Sea Expedition" (1947-1948) y en el que propuso una clasificación óptica de las aguas. Jerlov (1951) estimó las variaciones de las propiedades ópticas sin considerar las causas o magnitud de dichas variaciones. Preisendorfer (1961, 1976) discutió sobre la manera de definir los

parámetros ópticos pertinentes que deben ser utilizados en la clasificación de las aguas, separando las propiedades ópticas inherentes de las aparentes. Como se mencionó anteriormente, ambas cambian con la composición del medio y la distribución espectral de la luz, pero las aparentes también cambian con la distribución angular de la luz.

La distribución angular de la luz bajo el agua depende de la elevación solar sobre el horizonte y de los procesos de dispersión en el aire y en el agua, y de refracción en la interfase. Sathyendranath y Platt (1990) estimaron diferencias de hasta 25% al comparar K_d , para PAR (de aquí en adelante siempre se hará referencia a valores para PAR), calculado para temprano en la mañana con el calculado para mediodía, con un valor mayor para el primero. Al aumentar z la diferencia entre los dos K_d 's disminuye porque la distribución angular de la luz tiende a una distribución asintótica (Kirk, 1983). Sin embargo, no ha existido un consenso generalmente aceptado ya que, de acuerdo con Kirk (1983), la experiencia ha demostrado que los valores de K_d están en gran medida determinados por las propiedades ópticas inherentes del medio acuático y que no son afectados mucho por los cambios del campo de luz incidente, tales como los cambios de la elevación solar. Por ejemplo, si un cuerpo de agua particular tiene un valor de K_d , esperaremos que tenga el mismo valor sin importar la hora del día, siempre y cuando la composición del agua se mantenga igual. Por lo anterior, a menudo los valores de K_d se usan por limnólogos y oceanólogos como si

fueran propiedades ópticas del agua sin importar la distribución angular de la radiancia. Jitts et al. (1976) y Siegel y Dickey (1987) observaron que la razón de atenuación de la irradiancia con la profundidad tiende a ser independiente de la elevación solar y la cobertura de nubes. Esto es el resultado de la variación de la proporción de luz directa del sol y de luz difusa del cielo con la elevación solar. La dominancia de la luz difusa a bajas alturas solares tiende a reducir el efecto de la elevación solar en la atenuación de la irradiancia. Baker y Smith (1979) reportaron que K_d varía por no más que 5% entre altitudes solares de 80° y 50° , y no más que 18% entre 80° y 10° .

El comportamiento del campo de luz en el agua se describe por la ecuación de la transferencia de radiación, la derivación de las propiedades ópticas inherentes via el coeficiente de atenuación de haz ($c = a + b$) y la función de volumen de la dispersión (ésta es la función que describe la distribución angular de la luz después de un evento de dispersión, con relación a la trayectoria original, por unidad de volumen dispersor, normalizada por unidad de luz incidente). Se han dado algunas soluciones analíticas a esta ecuación por Jerlov (1951) y Prieur y Morel (1973), y es bien conocido el tratado extensivo que sobre dicha ecuación realizó Preisendorfer (1976), quien analizó además sus aplicaciones a la oceanografía óptica. Sin embargo una solución analítica completa siempre es

complicada porque requiere el uso de la distribución completa de la radiancia, así como de la función de volumen de la dispersión (Zaneveld, 1989).

Plass y Katawar (1972) y Gordon et al. (1975), entre otros, desarrollaron soluciones numéricas con rutinas Monte Carlo que han evolucionado hasta convertirse en herramientas poderosas para la derivación de la estructura del campo de luz bajo el agua en función de las propiedades ópticas inherentes. Otro género de soluciones también numéricas son de tipo determinístico, con ecuaciones diferenciales en lugar de modelos probabilísticos (Mobley, 1989). También existen soluciones aproximadas llamadas de dos vías (two-stream models), pero son muy restrictivas en sus suposiciones si se requieren soluciones realistas para el océano (Stavn y Weidemann, 1989). Gran parte del interés en este tipo de soluciones se deriva de su uso potencial para invertir las estructuras verticales del campo de la radiancia para obtener las propiedades ópticas inherentes. Todavía no es posible medir directamente, de una manera rutinaria, las propiedades ópticas inherentes en el océano, aunque se espera que se avance rápidamente en este campo (Zaneveld et al., 1988; Zaneveld, 1989).

Zaneveld (1989) desarrolló un modelo basado en la observación de que al aumentar la profundidad los coeficientes de atenuación para irradiancia eventualmente tienden a un valor constante. Este es el llamado régimen asintótico en el cual la forma de la distribución de la radiancia es una constante y la magnitudes de las radiancias

e irradiancias decrecen a la misma tasa exponencial. Preisendorfer (1959) ofreció una prueba semiempírica de la existencia del régimen asintótico. La prueba teórica final de que tal régimen existe fue presentada por Hojerslev y Zaneveld (1977). La teoría señala que la forma del campo de luz eventualmente se vuelve una función de las propiedades ópticas inherentes solamente. Por lo que se puede notar un cambio gradual de una velocidad de atenuación de la luz que depende de la distribución angular en la superficie a una velocidad que es una propiedad óptica inherente. Este fenómeno demuestra que el K_λ no es constante con la profundidad en un medio homogéneo, varía de un valor superficial a un valor en la profundidad donde impera el régimen asintótico.

Gershun (1936) utilizó la ecuación de transferencia de radiación para llegar a la relación:

$$K_{E(z)} = \frac{a}{\bar{\mu}_{(z)}},$$

es decir, el coeficiente de atenuación de luz difusa para irradiancia neta o vectorial es igual al coeficiente de absorción dividido por el coseno promedio para la luz total. En esta expresión es claro que lo que hace variar a $K_{E(z)}$ con la profundidad en un medio ópticamente homogéneo es la calidad espectral de la luz y $\bar{\mu}_{(z)}$.

Zaneveld (1989) propuso la expresión:

$$\bar{\mu}_{(z)} = \bar{\mu}_{(0)} \exp^{-(K_\mu z)},$$

donde $K_{\bar{\mu}}$ es el coeficiente de la estructura vertical del coseno promedio.

Preisendorfer (1961) utilizó la ecuación de transferencia de radiación para llegar a la expresión:

$$K_{d(z)} = \frac{a(z)}{\bar{\mu}_{d(z)}} + \frac{b_{b(z)}}{\bar{\mu}_{d(z)}} - \frac{b_{bu(z)} R(z)}{\bar{\mu}_{u(z)}},$$

donde el subíndice d significa que es el coeficiente para irradiancia descendente, y el subíndice u significa que es para irradiancia ascendente, y R es la reflectancia. De acuerdo con Sathyendranath y Platt (1990), la corrección:

$$-\frac{b_{bu(z)} R(z)}{\bar{\mu}_{u(z)}}$$

se puede despreciar porque es muy pequeña. Por lo anterior, para calcular el coeficiente de atenuación de luz difusa para irradiancia descendente, además del coeficiente de absorción se requiere conocer el coeficiente de dispersión hacia atrás y el coseno promedio de la irradiancia descendente.

Finalmente, se requiere de una expresión para estimar el coeficiente de atenuación de luz difusa para la irradiancia escalar, que es la que tiene mayor importancia para la fotosíntesis del fitoplancton, como se mencionó anteriormente. Zaneveld (1989) dedujo la expresión:

$$K_o(z) = K_{E(z)} - K_{\bar{\mu}}.$$

Con la cual contamos ahora con un conjunto de expresiones para el coeficiente de atenuación vertical de luz difusa de los diferentes tipos de irradiancia que tienen componente descendente.

K_0 varía en función de λ . Esta variación es de acuerdo con los espectros de absorción y de dispersión de los componentes del medio, v.gr.: el agua misma absorbe fuertemente de los 550 nm hacia longitudes mayores; los pigmentos fotosintéticos absorben fuertemente en las ondas cortas, alrededor de los 440 nm, y en las largas, alrededor de los 665 nm; el gilvin y el detritus absorben fuertemente en las ondas cortas. A medida que la radiación solar penetra un cuerpo de agua, se empobrece progresivamente de las longitudes de onda que el medio absorbe fuertemente y se enriquece relativamente de las longitudes de onda que se absorben débilmente. Por lo tanto, esperaríamos que el coeficiente de atenuación para la radiación fotosintéticamente activa (PAR) sea mayor en los primeros metros que a mayor profundidad.

Algo que tiende a balancear lo anterior, y que existe para todas las longitudes de onda, es que la atenuación aumenta con la profundidad como resultado de que el flujo descendente se hace más difuso debido a la dispersión. Esto explica el por qué para aguas turbias las gráficas de $\log E_d$ vs z son lineales. Las aguas relativamente claras son bifásicas, es decir, tienen dos valores de K_d , uno para los primeros metros (aproximadamente las primeras dos profundidades ópticas) y otro menor para profundidades mayores.

Esto implica que una gráfica de $\log E_d$ vs. z presente dos pendientes, aunque a menudo la diferencia es pequeña. Por ejemplo, para la zona costera del mar de Tasmania, Kirk (1977) reportó K_d 's de 0.23 para los primeros 10 m y 0.21 para aguas más profundas. Por lo tanto, de acuerdo con Kirk (1983), la atenuación de PAR con la profundidad es casi siempre aproximadamente exponencial con un solo valor de K_d . Lo anterior se aplica para casos en que la composición del medio no cambia significativamente con la profundidad. De acuerdo con el criterio de Kirk (1983), el coeficiente de atenuación vertical de luz difusa es prácticamente una propiedad óptica inherente. Sin embargo, Sathyendranath y Platt (1988) calcularon este coeficiente para PAR total y encontraron una gran disminución con la profundidad en los primeros 10-15 m, con valores hasta 300% en la superficie con relación a los de 10-15 m. Estos autores indicaron que el cambio de la distribución angular de la luz incidente de la mañana al mediodía introduce un efecto significativo en el coeficiente de atenuación y que en las capas superficiales el coeficiente no covaría con la concentración de pigmentos fotosintéticos sino que es dominado por la elevada atenuación de la luz roja.

En cualquier medio que contiene un cierto número de componentes, las contribuciones de ellos a la absorción y dispersión de la luz son aditivas. Por lo anterior, la ecuación de Preisendorfer (1961) para K_d puede expresarse como:

$$K_{d(z)} = a_{d(z)_1} + a_{d(z)_2} + \dots + a_{d(z)_n} + b_{bd(z)_1} + b_{bd(z)_2} + \dots + b_{bd(z)_n},$$

donde el subíndice d de a y b significa que son los coeficientes para luz difusa. Rearreglando tenemos:

$$K_{d(z)} = [a_{d(z)_1} + b_{bd(z)_1}] + [a_{d(z)_2} + b_{bd(z)_2}] + \dots + [a_{d(z)_n} + b_{bd(z)_n}],$$

que se puede reescribir para quedar como:

$$K_{d(z)} = K_{d(z)_1} + K_{d(z)_2} + \dots + K_{d(z)_n}.$$

Es decir, el coeficiente de atenuación vertical de irradiancia descendente en aguas naturales puede ser considerado como un conjunto de coeficientes parciales, cada uno correspondiendo a un componente diferente del medio (Kirk, 1983).

El agua de mar puede tener fundamentalmente hasta cuatro componentes (Kirk, 1983): el agua de mar misma, con sus sales disueltas; el fitoplancton; el gilvin, o sustancias amarillas disueltas; y el tripton, o partículas inertes en suspensión. En base a mediciones de la variación espectral de K_d en varias aguas oceánicas, Smith y Baker (1976) concluyeron que en regiones alejadas de influencias terrígenas, la atenuación de la luz (además de la que se debe al agua de mar misma) se debe principalmente al fitoplancton y a los varios productos detritales pigmentados que covarían con él. Estas son aguas como las del Caso I de Jerlov (1951, 1976). Para casos como éste, $K_{d(z)}$ puede expresarse como: $K_{d(z)} = K_w + K_{fito}$, donde K_w es la componente del coeficiente vertical de atenuación de luz difusa debida al agua, y K_{fito} es la componente debida al fitoplancton.

Cada una de las componentes de K_d no es una función lineal de su concentración (Kirk, 1983), v.gr.: K_{fito} no es una función lineal de la concentración de clorofila a , $[clor]$, porque la composición pigmentaria del fitoplancton puede cambiar y la composición espectral de la luz también cambia con la profundidad. Sin embargo, una primera aproximación a la realidad que es muy utilizada por diversos investigadores es expresar K_{fito} como una función lineal de $[clor]$ (v.gr: Gordon, 1989):

$$K_{fito} = k_{cl}[clor],$$

donde k_{cl} es el coeficiente específico de atenuación de luz difusa por el fitoplancton normalizado por unidad de concentración de clorofila a .

Siegel y Dickey (1987) reportaron coeficientes de correlación lineal más elevados entre $K_{(d,\lambda)}$, el coeficiente de atenuación vertical de luz difusa para irradiancia descendente monocromática y la suma de las concentraciones de clorofila y feopigmentos $[clor + feop]$ (con valores de r de hasta 0.95) que entre $K_{(d,\lambda)}$ y $[clor]$ (con valores de r de hasta 0.87), para el Pacífico Nororiental. Esto significa que el detritus pigmentado juega un papel importante en la atenuación de la irradiancia. Estos últimos autores no encontraron una correlación entre $K_{(d,\lambda)}$ y el coeficiente de atenuación (c) medido mediante transmisómetro de haz. Este último coeficiente tiene una relación directa con la concentración de partículas.

Kitchen y Zaneveld (1990) encontraron que $[clor + feop]/[volumen \text{ de partículas}]$ mantiene una correlación elevada con $1/E_d$ solamente de la superficie a la profundidad del máximo de $[clor]$. Por lo anterior es más apropiado representar K_{fito} en función de $[clor + feop]$ que en función de $[clor]$:

$$K_{fito} = k_c [clor + feop],$$

donde k_c es el coeficiente específico de atenuación de luz difusa por las partículas pigmentadas normalizado por unidad de $[clor + feop]$.

El coeficiente específico k_c puede variar ampliamente de un cuerpo de agua a otro, hasta por un factor de más de cuatro, debido a: cambios en el tamaño y geometría celular (efecto de paquete, que por sí solo puede afectar en un factor de dos); por el aumento de contenido de pigmento por partícula (que también es parte del efecto de paquete); por variaciones en la composición pigmentaria (que cambia la forma del espectro de absorción de las partículas pigmentadas); y por cambios en el color del medio acuático (por presencia variable de sustancias disueltas o gilvin) (Kirk, 1983). Sin embargo, en aguas oceánicas k_c es mucho menos variable (tabla 9.1 de Kirk, 1983).

El espectro de absorción de una suspensión de células es significativamente diferente del espectro de absorción de fragmentos dispersos de tilacoides. El espectro in vivo tiene picos menos pronunciados con respecto a los valles, y en todas las longitudes

de onda tiene una menor absorción específica por unidad de concentración de pigmento. Estos cambios en los espectros se deben a lo que se denomina "efecto de paquete" (Kirk, 1983). El efecto de paquete se puede apreciar con el cambio de tamaño promedio de las células del fitoplancton.

Esto nos indica que la ecuación que relacione $K_d(z)$ con [clor + feop] no puede ser una sola ecuación de aplicación universal. Tendrán que generarse ecuaciones para cada zona geográfica dentro de las cuales k_c pueda considerarse constante, o más aún, en su caso, para porciones de la columna de agua donde esta condición se cumpla. Estas ecuaciones pueden también variar para diferentes épocas del año.

III. OBJETIVOS

Obtener expresiones empíricas que relacionen el coeficiente de atenuación vertical de irradiancia escalar con la concentración de clorofila *a* y con la suma de las concentraciones de clorofila *a* y su feofitina. Estas expresiones empíricas se obtendrán mediante regresión lineal de K_0 vs. [clor], y de K_0 vs. [clor + feop], con datos del programa CalCOFI para el Sistema de la Corriente de California.

Obtener un modelo teórico que relacione el coeficiente de absorción de PAR total con la concentración de clorofila *a* para aguas Caso I de Jerlov (1951). En este modelo se considera la

absorción de la luz por los diferentes componentes ópticos de acuerdo a la distribución espectral de la luz y los espectros de absorción de cada componente. Además, obtener un modelo para la variación del coseno promedio de la superficie a la profundidad del régimen asintótico. Finalmente, con estos dos modelos y expresiones en la literatura para calcular el coeficiente de dispersión, obtener expresiones para estimar los coeficientes de atenuación de luz difusa para la irradiancia descendente y escalar.

IV. MATERIALES Y METODOS

IV. 1. Fuente de datos

Para la realización de este estudio se contó con una base de datos que fué proporcionada por el Dr. Thomas Hayward de la Institución Scripps de Oceanografía de la Universidad de California en San Diego, correspondiente a cruceros CalCOFI de 1986 a 1990 y que incluyeron mediciones de variables hidrológicas como temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, concentración de nutrientes, concentración de clorofila *a* y su feopigmento, así como resultados de mediciones cuasicontinuas de la variación de la irradiancia escalar con la profundidad. Las mediciones se realizaron en la red de estaciones mostradas en la figura 1. El tipo de embarcaciones y la metodología para la medición de las variables hidrológicas es bien reconocida y puede verificarse con detalle en los reportes CalCOFI. Las concentraciones de clorofila *a* y su feopigmento fueron

analizadas de acuerdo con Venrick y Hayward (1984) por fluorimetría. Los datos de irradiancia escalar, E_o , se generaron con un irradiómetro solar hemisférico (BQSIM, modelo QSR-240).

Algunos perfiles verticales de irradiancia escalar son un tanto irregulares, no siguen claramente un decaimiento exponencial. En algunos casos, al pasar de una cierta profundidad a otra mayor, la irradiancia aumenta grandemente. Este es un problema muy conocido, que ocurre más a menudo en los primeros metros de profundidad, y que se debe principalmente al efecto un tanto irregular de las olas en la superficie del mar. Las olas hacen el efecto de lentes que concentran o disipan la luz. Esto causa una variación temporal de $E_o(z)$ que depende del espectro del oleaje y que es muy aparente en una alberca donde se aprecia el "movimiento" de los rayos de sol en el fondo. Desde la cubierta superior de un barco también se aprecian los "rayos" de sol que por paralaje parecieran penetrar de una manera convergente hacia aguas más profundas. Por lo anterior, se realizó una primera revisión de los datos de irradiancia para escoger los perfiles que no tuviesen irregularidades aparentes a simple vista.

IV. 2. Los modelos de regresión lineal

Con los perfiles de irradiancia escalar se obtuvieron valores promedio de $K_o(z)$ para intervalos de profundidad de tres metros. Luego se escogieron los valores de $K_o(z)$ para los intervalos de profundidad con puntos de donde se obtuvieron muestras para las

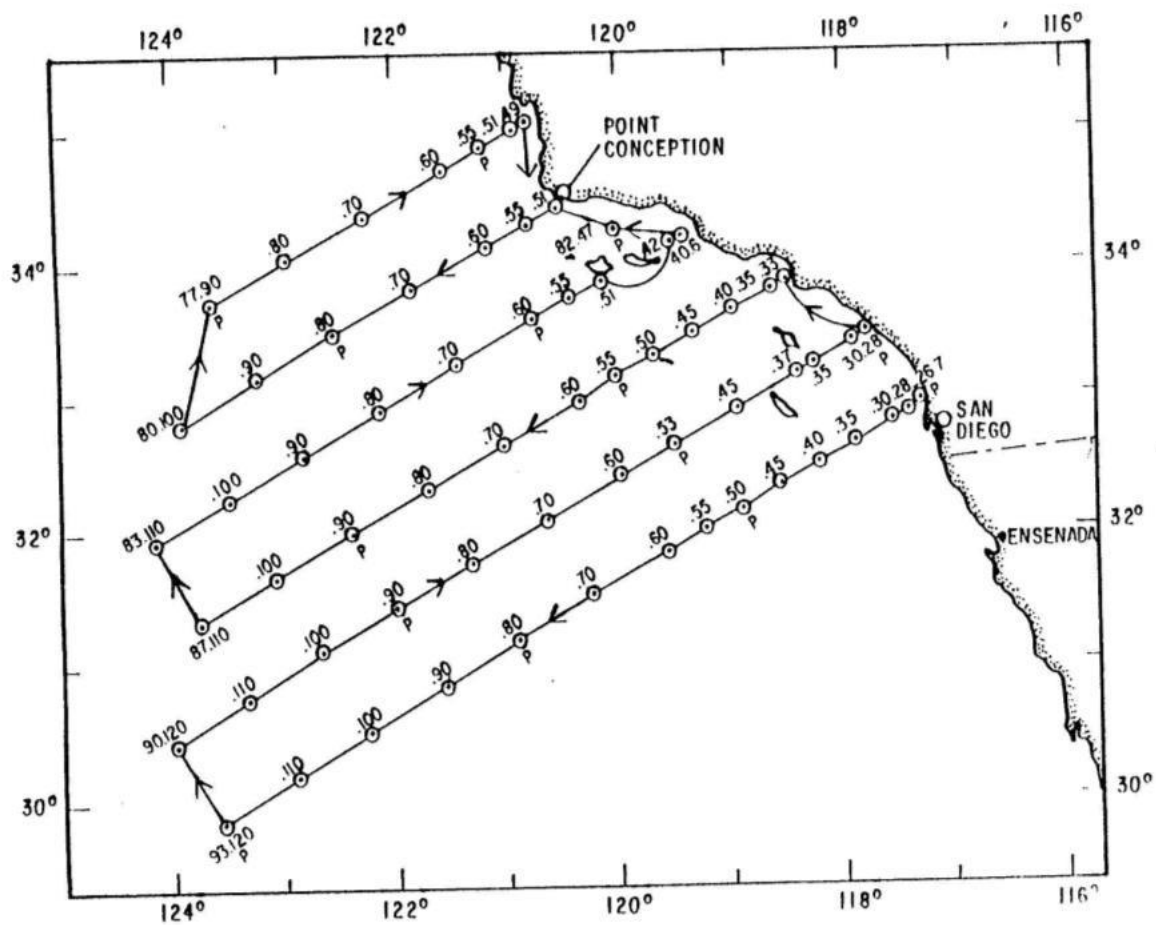


Fig. 1. Red de estaciones hidrográficas del Programa CalCOFI.

determinaciones de [clor], es decir para capas de agua con un valor de clorofila en el centro. Los promedios de $K_{o(z)}$ para cada capa se calcularon con la expresión (Kirk, 1983):

$$K_{o(z)} = \frac{1}{z_2 - z_1} \ln \frac{E_{o(z_1)}}{E_{o(z_2)}},$$

donde z_1 y z_2 son equidistantes de la profundidad para la cual se tiene [clor], en cada caso.

Una vez que se tuvo la base de datos de $K_{o(z)}$, se realizó primero una exploración visual de la relación de $K_{o(z)}$ vs. [clor + feop] haciendo diagramas de dispersión (desde el punto de vista estadístico). Primeramente se intentó un diagrama de dispersión con todos los datos, para tener una visión general del comportamiento de ellos (qué tanto se agrupan o se dispersan, intervalos de variación, cuáles valores son más abundantes, etc.). También se generaron diagramas de dispersión por grupos de estaciones cercanas, utilizando símbolos diferentes para cada estación con el fin de discriminar visualmente las que se comportaran de una manera no lineal. En paralelo se realizó el procesado de los datos hidrográficos para definir las profundidades de la capa de mezcla y del máximo subsuperficial de clorofila de cada estación. Esto sirvió como criterio para una posible separación de los datos en el sentido vertical y horizontal.

Primeramente los datos se agruparon por estación hidrográfica en columnas en el sentido de la profundidad, de tal manera que cada estación proporcionara una relación lineal entre $K_{o(z)}$ y [clor + feop]. En esta relación lineal podemos considerar a la ordenada al origen como K_w y a la pendiente como k_c . En los diagramas de dispersión de cada estación hidrográfica es claro que los valores de $K_{o(z)}$ para los primeros metros de profundidad (15-20 m) son muy grandes y se salen de la relación lineal. Estos altos valores se deben a la fuerte absorción del rojo, como ya se mencionó antes, y se eliminaron antes de realizar la regresión. Para la obtención de las ecuaciones se hicieron regresiones lineales simples (Sokal y Rohlf, 1981) de $K_{o(z)}$ vs. [clor + feop]. Para verificar lo apropiado de las regresiones lineales se realizó un análisis de residuos, los cuales no deben presentar ningún patrón o relación con la variable independiente.

Debido al problema de la alta variación de $K_{o(z)}$ por el cambio de calidad espectral de la luz con la profundidad, además de las regresiones en el sentido vertical se realizaron regresiones lineales con los datos arreglados en el sentido horizontal. Los datos del conjunto de estaciones con menor variación irregular y con características hidrográficas similares (tal como profundidad de la capa de mezcla, etc.) se agruparon por profundidad. Se realizaron regresiones en el sentido horizontal de manera que en lugar de que una gráfica en particular se construyera con los datos de una estación y que se aprovechara la variación de $K_{o(z)}$ y [clor + feop]

con la profundidad, ahora se construyó con los datos de una sola profundidad aprovechando la variación de estación a estación. Esto tendría la ventaja de proporcionarnos K_w 's y k_c 's para cada profundidad.

IV. 3. El modelo teórico para aguas Caso I

El primer paso es obtener una expresión para calcular el coeficiente de absorción total (a_T) en función de [clor] y de la profundidad y que tome en cuenta la variación de la calidad espectral de la luz con la profundidad, en ausencia de dispersión. El segundo paso es utilizar una expresión de la literatura para calcular el coeficiente de dispersión (b) y con él calcular el coeficiente de dispersión hacia atrás. El tercer paso es obtener una expresión que nos permita estimar el coseno promedio en función de la profundidad y que por lo tanto nos permita hacer correcciones por el cambio de la distribución angular de la luz con la profundidad. Con lo anterior, y la expresión mencionada en antecedentes obtenemos $K_{d(z)}$. Utilizando simulaciones Monte Carlo, Kirk (1983) concluyó que $K_{d(z)}$ y $K_{o(z)}$ son muy similares a pesar de que la irradiancia escalar es mayor que la irradiancia descendente. Para aguas con intervalo de $b:a$ de 0.3 a 30, K_d/K_o varió sólo de 1.01 a 1.06. Para aguas con [clor] menor a $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, $b:a$ tiene un valor alrededor de cuatro.

Se utilizó la distribución espectral de la irradiancia escalar, en cuanta $\text{m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ nm}^{-1}$, de Tyler y Smith (1970), para las Bahamas en el Atlántico ($25^\circ 45' \text{ N}$, $70^\circ 30' \text{ W}$), como representativa de la

forma del espectro de la irradiancia que incide justo por debajo de la superficie del agua, con un cielo claro sin nubes. Esta irradiancia se midió a mediodía en julio. Estos valores se dividieron entre el mayor para producir valores relativos que sólo proporcionan la forma del espectro. A los valores relativos de cada color se les aplicó la ecuación de Lambert-Beer, cada diez nm, para estudiar su comportamiento con la profundidad en un medio sin dispersión y con la luz incidiendo verticalmente. El medio se compuso del agua de mar misma, fitoplancton y gilvin mas detritus. La absorción de gilvin mas detritus se hizo covariar con la de fitoplancton. Los tres coeficientes de absorción se sumaron para cada banda de color para obtener $\alpha_{T(\lambda)}$.

Se utilizó el espectro de absorción de agua pura de Smith y Baker (1981), y el de fitoplancton de Morel (1988) (Fig. 2). En el espectro de absorción del fitoplancton la variable es $\alpha_{fito(\lambda)}$ que es el coeficiente específico de absorción del fitoplancton normalizado por unidad de concentración de clorofila. Para obtener el espectro de absorción de gilvin mas detritus se supuso que ambos tienen el mismo comportamiento en función de la longitud de onda, con un decaimiento exponencial de las cortas hacia las largas, y que dicho comportamiento se puede expresar con la ecuación de Kirk (1983):

$$\alpha_{gd(\lambda)} = \alpha_{gd(\lambda_0)} e^{-0.014(\lambda - \lambda_0)},$$

donde $\alpha_{gd(\lambda)}$ es la absorción del gilvin mas detritus a la longitud de onda λ , λ_0 es una longitud de onda cualquiera con absorción

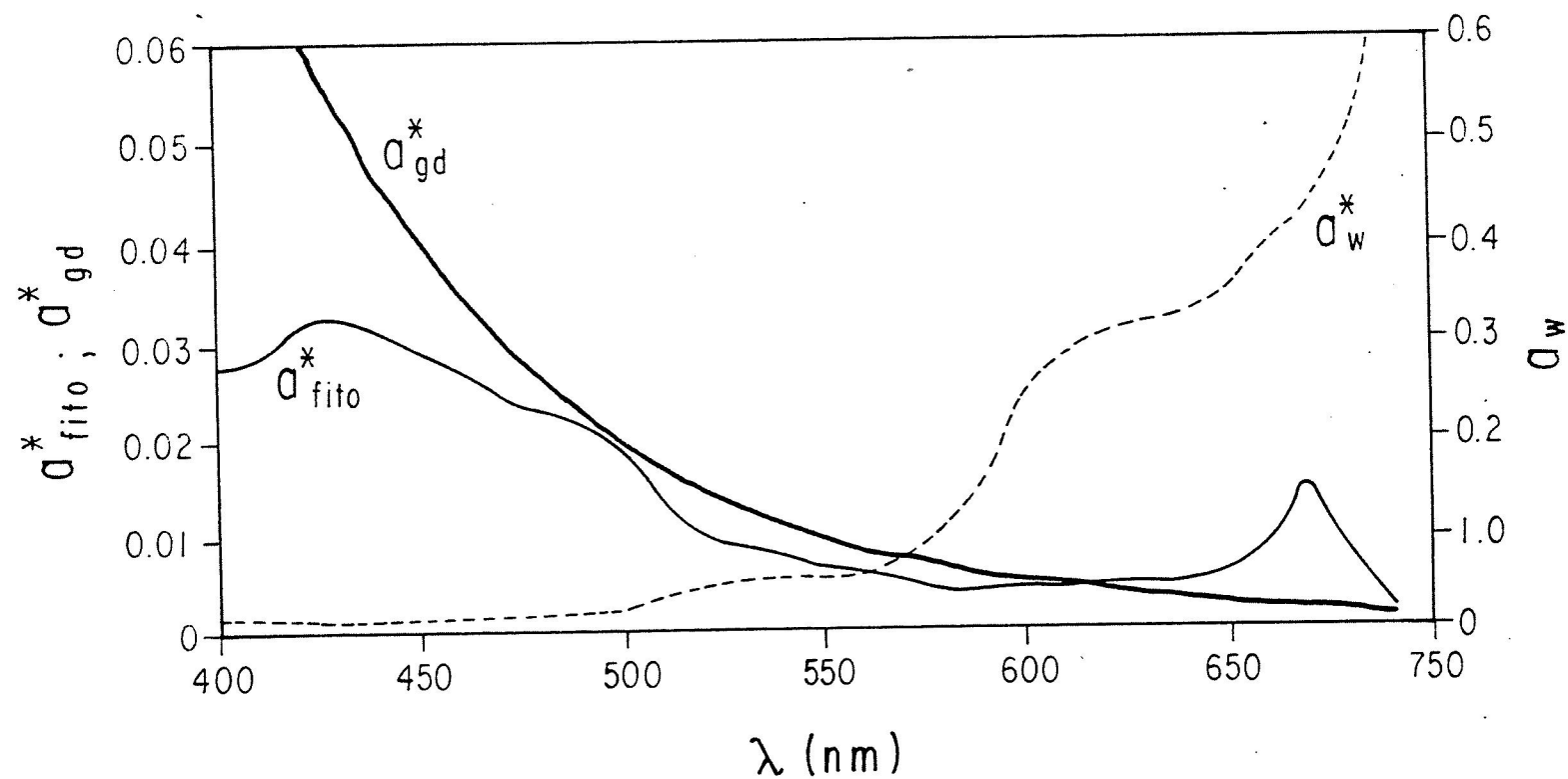


Fig. 2. Espectros del coeficiente de absorción del agua, y de los específicos del fitoplancton y del gel + detritus.

conocida $\alpha_{gd(\lambda_o)}$. Esta expresión sobrestima la absorción del detritus en las longitudes más cortas que λ_o y subestima dicha absorción para las longitudes de onda más largas que λ_o .

La covariación de la absorción del gilvin mas detritus y del fitoplancton se definió estableciendo que $\alpha_{gd(440)}$ es igual a una constante por $\alpha_{fito(440)}$. Si esta constante es GD la expresión de Kirk (1983) queda:

$$\alpha_{gd(\lambda)} = \alpha_{gd(440)} e^{-0.014(\lambda-440)},$$

$$\alpha_{gd(\lambda)} = GD(\alpha_{fito(440)}) e^{-0.014(\lambda-440)}.$$

Para obtener GD se utilizó la ecuación empírica de Gordon et al. (1983) que relaciona [clor] con la razón de la radiancia ascendente a 443 nm a la radiancia ascendente a 550 nm, en la superficie del mar:

$$\log[\text{clor}] = 0.053 - 1.71 \log(L_{w(443)} / L_{w(550)}).$$

Esta ecuación es el algoritmo para transformar las radiancias corregidas del sensor de color del océano Coastal Zone Color Scanner (CZCS) a concentraciones de clorofila y se aplica a aguas Caso I, donde el gilvin y el detritus covarían con la clorofila. Estas aguas deben tener valores de [clor] sólo hasta un máximo de $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$. $L_{w(443)}$ y $L_{w(550)}$ son los valores de las radiancias ascendentes que emergen del agua hacia el aire. La ecuación tiene implícita la

información de la proporción de gilvin + detritus a [clor]. Para explicitar esta proporción se utilizó la ecuación teórica de Kirk (1989) para la reflectancia:

$$R_{(0)} = b_{bd} / (K_d + K_u) = E_{u(0)} / E_{d(0)},$$

donde $R_{(0)}$ es la reflectancia justo por debajo de la superficie del mar, b_{bd} es el coeficiente de dispersión hacia atrás de luz difusa descendente, y K_d y K_u son los coeficientes de atenuación de luz difusa para irradiancia descendente y ascendente, respectivamente. Es importante aclarar que esta K_u se refiere a la atenuación con la distancia incrementándose hacia arriba, desde la capa donde se generó la luz ascendente por dispersión hacia atrás, y es mayor que la K_u normalmente calculada para la atenuación de la luz ascendente con la distancia aumentando de la superficie del mar hacia abajo. En sentido estricto, esta expresión sólo es correcta para la región de la distribución asintótica de la radiancia. Pero el mismo Kirk (1989) indicó que es una buena aproximación para las capas superiores de la columna de agua, donde hay algo de inexactitud por la variación de los coeficientes con la profundidad.

Con la ecuación de Gordon et al. (1983) podemos calcular la razón $L_{w(443)} / L_{w(550)}$ para diferentes valores de [clor]. Con la ecuación de Kirk (1983) podemos derivar una expresión independiente para $L_{w(440)} / L_{w(550)}$ donde se explicita la proporción $GD = \alpha_{gd(440)} / \alpha_{fito(440)}$. Por simplicidad, y ya que el ancho de banda de los canales del CZCS fue de 20 nm, en lugar de 443 nm se usó 440 nm.

$$E_{u(0)} = E_{d(0)}(b_{bd}/(K_d + K_u))$$

$$\frac{E_{u(0)440}}{E_{u(0)550}} = \left(\frac{E_{d(0)440}}{E_{d(0)550}} \right) \left(\frac{b_{bd440}}{b_{bd550}} \right) \left(\frac{(K_d + K_u)_{550}}{(K_d + K_u)_{440}} \right).$$

De acuerdo con Kirk (1983), la irradiancia ascendente es igual a una constante por la radiancia ascendente del nadir. Además, del espectro normalizado de Tyler y Smith (1970), la razón $E_{d(0)440}/E_{d(0)550}$ es 0.90/0.96, por lo que:

$$\frac{L_{u(0)440}}{L_{u(0)550}} = \left(\frac{0.90}{0.96} \right) \left(\frac{b_{bd440}}{b_{bd550}} \right) \left(\frac{(K_d + K_u)_{550}}{(K_d + K_u)_{440}} \right).$$

Gordon y Morel (1983) propusieron la siguiente ecuación que permite estimar el coeficiente de dispersión en función de [clor]:

$$b_{(\lambda)} = b_{w(\lambda)} + (550/\lambda)0.3[\text{clor}]^{0.62}.$$

De la tabla 4.2 de Kirk (1983), construida en base a los datos de Petzold (1972), $b_b = 0.044b$. De acuerdo con Kirk (1983), $b_{bd} = b_b/\bar{\mu}_d$. Como se expresó anteriormente, $K_d = (\alpha_T + b_b)/\bar{\mu}_d$, y de una manera similar $K_u = (\alpha_T + b_b)/\bar{\mu}_u$, donde α_T es el coeficiente total de absorción ($\alpha_T = \alpha_w + \alpha_{fito} + \alpha_{gd}$). Suponiendo que la distribución angular de la luz no depende de la longitud de onda (nadie ha demostrado que la función normalizada de volumen de la dispersión dependa de la longitud de onda):

$$b_{bd440}/b_{bd550} = \frac{b_{b440}/\bar{\mu}_{d440}}{b_{b550}/\bar{\mu}_{d550}} = b_{b440}/b_{b550}$$

$$\frac{(K_d + K_u)_{550}}{(K_d + K_u)_{440}} = \frac{(\alpha_T/\bar{\mu}_d + b_b/\bar{\mu}_d + \alpha_T/\bar{\mu}_u + b_b/\bar{\mu}_u)_{550}}{(\alpha_T/\bar{\mu}_d + b_b/\bar{\mu}_d + \alpha_T/\bar{\mu}_u + b_b/\bar{\mu}_u)_{440}} =$$

$$= \frac{(a_T + b_b)_{550}}{(a_T + b_b)_{440}}.$$

Por lo tanto:

$$\frac{I_{u(0)440}}{I_{u(0)550}} = (0.94) \left(\frac{b_{b440}}{b_{b550}} \right) \left(\frac{(a_T + b_b)_{550}}{(a_T + b_b)_{440}} \right).$$

Una vez conocido el factor GD , se calculó α_{gd} para cada 10 nm para el espectro visible. Con los coeficientes de absorción de agua, fitoplancton y gilvin más detritus, se pudo aplicar la ley de Lambert-Beer para generar espectros de irradiancia relativa para una serie de profundidades de 0 a 100 m y haciendo variar [clor] de 0.0 a 1.5 $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$, pero manteniendo [clor] constante con la profundidad. Estos espectros se utilizaron para calcular los promedios, para todo el espectro visible, de los coeficientes específicos de absorción de cada componente para cada profundidad, ponderados por la irradiancia relativa de cada longitud de onda en esa profundidad:

$$\bar{\alpha}_{(z, [clor])} = \frac{\sum_{400}^{700} \alpha_{\lambda}^* E_{\lambda(z, [clor])}}{\sum_{400}^{700} E_{\lambda(z, [clor])}}.$$

El promedio ponderado del coeficiente específico de absorción del fitoplancton fue denominado coeficiente de absorción efectivo por Morel (1978), y lo definió de una manera equivalente a la ecuación anterior como:

$$\alpha_{eff} = \left[\int_{400}^{700} \alpha_{fito(\lambda)} \frac{dE_{(\lambda)}}{d\lambda} d\lambda \right] / \left[\int_{400}^{700} \frac{dE_{(\lambda)}}{d\lambda} d\lambda \right].$$

El valor de $\bar{a}_{(0)}^*$ (el valor superficial) no es igual a la media aritmética del espectro del coeficiente de absorción, porque la luz que incide en la superficie no tiene espectro plano (no es blanca pura). El coeficiente promedio de absorción del agua ($\bar{a}_{w(z,[clor])}$) no es específico, porque el agua no tiene concentración, pero su valor sí depende de [clor]. El coeficiente promedio específico de absorción del gilvin más detritus ($\bar{a}_{gd(z,[clor])}^*$) está normalizado por unidad de concentración de clorofila.

Con los valores de $\bar{a}_{w(z,[clor])}$, $\bar{a}_{fito(z,[clor])}^*$ y $\bar{a}_{gd(z,[clor])}^*$ se hicieron ajustes a expresiones exponenciales para obtener ecuaciones donde quedaron expresadas sólo en función de z y [clor]. Finalmente se obtuvo la expresión para $\bar{a}_T(z,[clor])$:

$$\bar{a}_T(z,[clor]) = \bar{a}_{w(z,[clor])} + [clor]\bar{a}_{fito(z,[clor])}^* + [clor]\bar{a}_{gd(z,[clor])}^*.$$

Es menester ahora deducir una expresión que permita calcular la variación del coseno promedio para la luz total, o irradiancia neta descendente, $\bar{\mu}_{(z)}$, en función del lugar geográfico, la fecha, la hora y la profundidad. Para obtener el ángulo del zenit del sol (θ) de acuerdo a la latitud, fecha y hora se utilizan las ecuaciones de Spencer (1971). Conociendo θ , se utiliza la figura tres de Morel (1991) para obtener el coseno promedio para irradiancia descendente justo por debajo de la superficie del mar. La figura tres de Morel (1991) tiene una serie de gráficas para diferentes longitudes de onda y para diferentes visibilidades atmosféricas. Se obtuvo una

curva promedio para toda la PAR (utilizando el promedio de λ ponderado por la irradiancia de cada longitud de onda en la superficie del mar) y para visibilidades entre 23 y 50 km, y a todos los puntos de esta curva se les restó 0.09 para transformar los $\bar{\mu}_{d(0)}$ a $\bar{\mu}_{(0)}$, de acuerdo con la figura 6.13 de Kirk (1983) (Fig. 3). La figura uno de Bannister (1992) proporciona los cosenos promedio asintóticos de la irradiancia neta descendente, para diferentes valores de $b:a$.

Con el valor superficial del coseno promedio para la irradiancia neta ($\bar{\mu}_{(0)}$) y el valor asintótico ($\bar{\mu}_{(a)}$) se ajusta la ecuación que nos da el cambio de $\bar{\mu}_{(z)}$ con la profundidad:

$$\bar{\mu}_{(z)} = (\bar{\mu}_{(0)} - \bar{\mu}_{(a)})e^{-pz} + \bar{\mu}_{(a)}.$$

Para obtener el valor del parámetro de la estructura vertical de $\bar{\mu}_{(z)}$, p , se requiere escoger de entre las curvas de la figura 1 de Bannister (1992) la apropiada a las aguas Caso I. La gráfica apropiada se escoge de acuerdo al valor de $b:a$. El valor de $\bar{\mu}_{(a)}$ se puede asignar a 4.6 profundidades ópticas, aunque se aprecia en la figura 1 de Bannister (1992) que a medida que aumenta $b:a$ el valor asintótico se alcanza a profundidades más someras. El valor de $\bar{\mu}_{(0)}$ de las curvas de Bannister (1992) está dado para el sol en el zenit, pero para obtener p y generar los datos de $\bar{\mu}_{(z)}$ se usan los valores de acuerdo con el ángulo real del zenit de cada caso (Fig. 3). La figura 3 de Bannister (1992) muestra un ejemplo de la variación de $\bar{\mu}_{(z)}$ con la profundidad, para diferentes valores del ángulo del zenit, para $b:a$ igual a 4. En esta figura se aprecia que para ángulos del

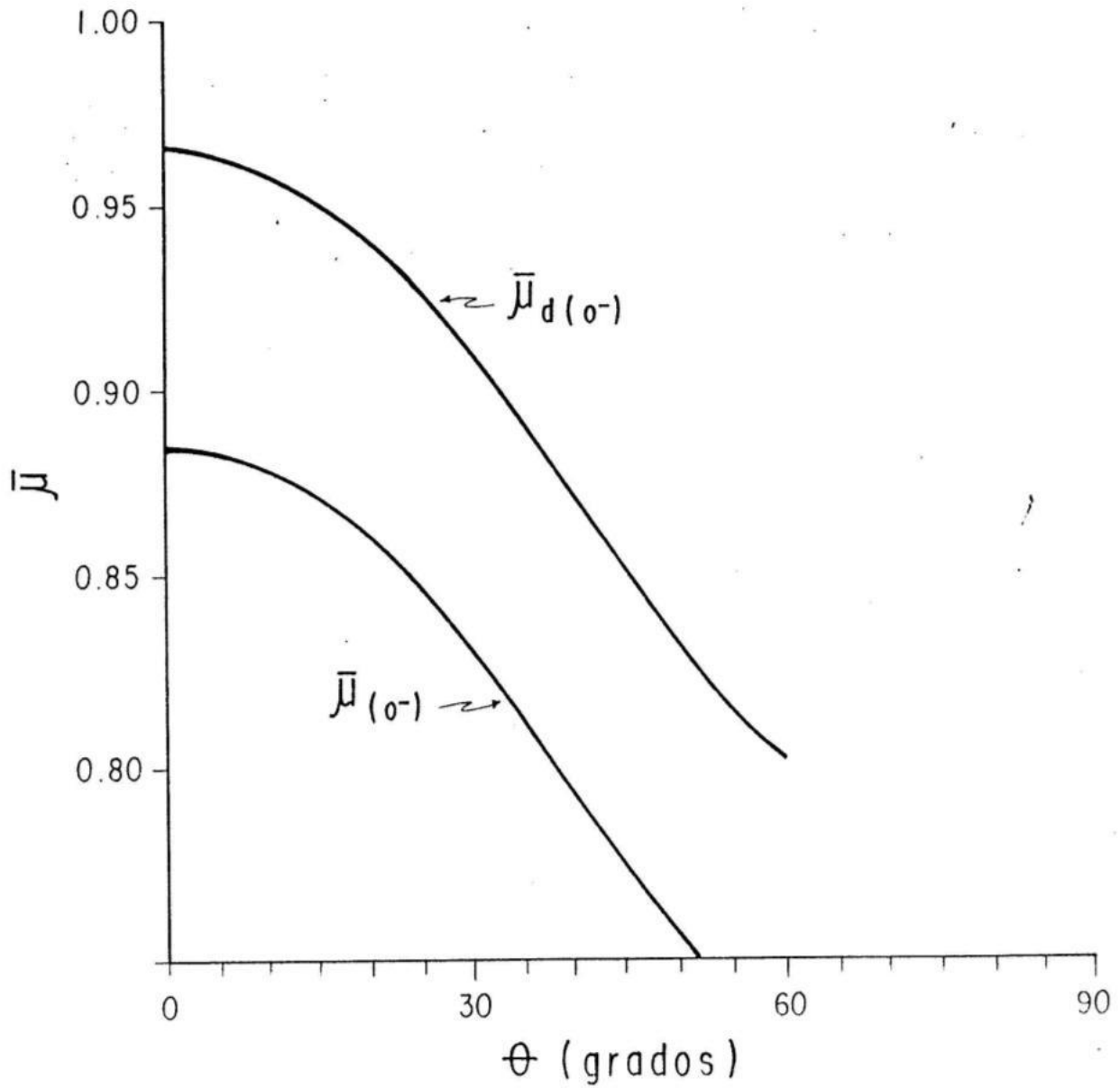


Fig. 3. Valores del coseno promedio para irradiancia neta descendente o vectorial ($\bar{\mu}_{(0)}$) y para irradiancia descendente ($\bar{\mu}_{d(0)}$), justo por debajo de la superficie, en función del ángulo del zenit del sol (θ).

zenit mayores a 45° la ecuación del decaimiento exponencial de $\bar{\mu}_{(z)}$ con la profundidad no funciona. Es muy difícil deducir ρ de una manera precisa en cada caso, porque se requiere no sólo del valor superficial y asintótico de $\bar{\mu}_{(z)}$, sino también de un valor para una profundidad intermedia. Por ello, considerando que $b:a$ variará alrededor de 4 en aguas con [clor] de muy bajos valores a $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, el valor de ρ igual a 0.1 es apropiado como primera aproximación. De acuerdo a la figura 6.13 de Kirk (1983), la estructura vertical de $\bar{\mu}_{(z)}$ es prácticamente igual a la de $\bar{\mu}_{d(z)}$, por lo que para obtener este último basta sumarle 0.09 al primero. Los valores de $\bar{\mu}_{(a)}$ de la figura 1 de Bannister (1992) tienen una relación prácticamente lineal con $b:a$, en el intervalo de uno a cuatro (Fig. 4). La ecuación de esta recta es ($r^2 = 0.99$):

$$\bar{\mu}_{(a)} = 0.925 - 0.072(b:a).$$

Por lo anterior, la ecuación para estimar $\bar{\mu}_{(z)}$ queda como sigue:

$$\bar{\mu}_{(z)} = (\bar{\mu}_{(0)} - 0.925 + 0.072b/a)e^{-0.1(z)} + 0.925 - 0.072b/a$$

Los valores de z en las expresiones que se dedujeron para los coeficientes de absorción son profundidades para el caso particular en que el sol está en el zenit y no hay dispersión. En el caso real de valores de ángulo del zenit del sol diferentes de cero y con dispersión, estas "profundidades" son longitudes de trayectoria promedio de la luz (l), por lo que la ecuación:

$$\bar{a}_{T(z)} = \bar{a}_{w(z)} + [\text{clor}] \bar{a}_{fll(z)}^* + [\text{clor}] \bar{a}_{gd(z)}^*,$$

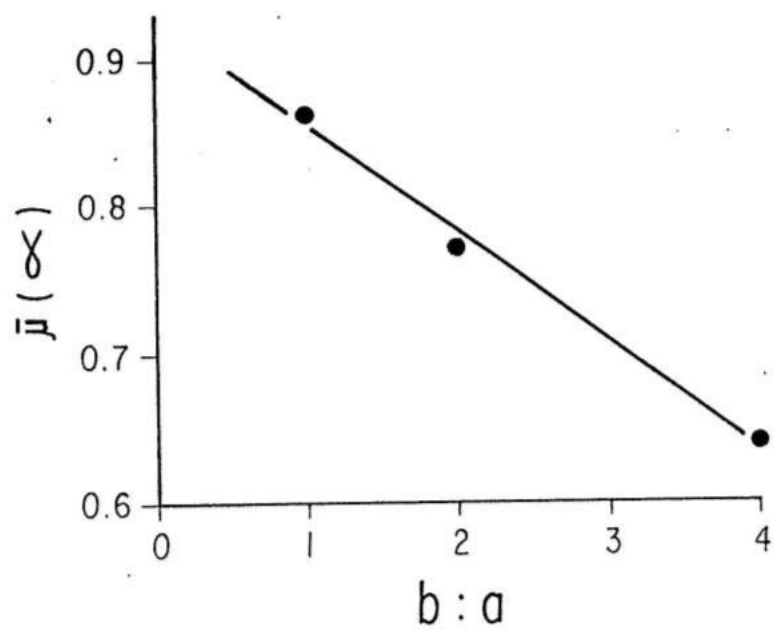


Fig. 4. Variación del coseno promedio asintótico para irradiancia vectorial en función de la razón $b:a$.

es realmente:

$$\bar{a}_{T(l)} = \bar{a}_{w(l)} + [clor] \bar{a}_{flu(l)}^* + [clor] \bar{a}_{gd(l)}^*.$$

Una vez obtenidos los valores de $\bar{\mu}_{d(z)}$ se requiere transformar la escala de z's (para las que tenemos valores de [clor]) a l's, para luego calcular los coeficientes de absorción. Esto se hace con la expresión:

$$l_{(z)} = \sum_{z=1}^{z=z} (1/\bar{\mu}_{d(z)}).$$

La ecuación de Gordon y Morel (1983) proporciona el coeficiente de dispersión total (b) en función de λ . Sin embargo, para el cálculo del coeficiente de atenuación vertical del luz difusa es menester calcular $\bar{b}_{(z)}$, el coeficiente promedio total de dispersión ponderado por la irradiancia para cada color. De acuerdo con Morel (1973), el valor de b varía aproximadamente con λ^{-1} . De los datos de Morel (1974) para agua de mar pura (sólo con las sales disueltas), $b_{450} = 0.0045$. La ecuación para calcular $\bar{b}_{(l)}$ es:

$$\bar{b}_{(l)} = b_{w(450)} (450/\bar{\lambda}_{(l)}) + (550/\bar{\lambda}_{(l)}) 0.3 [clor]^{0.62},$$

$$\bar{b}_{(l)} = 0.0045 (450/\bar{\lambda}_{(l)}) + (550/\bar{\lambda}_{(l)}) 0.3 [clor]^{0.62},$$

donde:

$$\bar{\lambda}_{(l)} = \frac{\sum_{400}^{700} \lambda E_{\lambda(l)}}{\sum_{400}^{700} E_{\lambda(l)}}.$$

De los espectros de irradiancia escalar relativa calculados para el caso en que sólo se tiene absorción, se calcularon las $\bar{\lambda}_{(l)}$'s para las diferentes concentraciones de clorofila y se dedujo una expresión para $\bar{\lambda}_{(l)}$ en función de l y $[\text{clor}]$.

De la tabla 4.2 de Kirk (1983), construida en base a los datos de Petzold (1972), $b_b = 0.044b$.

V. AREA DE ESTUDIO

El patrón de estaciones CalCOFI (California Cooperative Fisheries Investigations) es un conjunto de líneas hidrográficas normales a la línea de costa, que fueron seleccionadas para proporcionar una cobertura significativa del Sistema de la Corriente de California. Originalmente cubría toda la zona frente a California y Baja California, pero desde hace algunos años cubre una zona reducida frente al sur de California (Fig. 1). El Sistema de la Corriente de California se localiza a lo largo de la costa oeste de Estados Unidos y Baja California, y se forma por los vientos del oeste en el Océano Pacífico Norte que arrastran las aguas superficiales hacia el este hasta encontrarse con el Continente Americano, donde fluye con una componente general hacia el sur para unirse finalmente a la Corriente Ecuatorial del Norte. Comparativamente con las corrientes de la frontera oeste, posee un flujo relativamente poco profundo (con excepción de la zona cercana a la costa, sólo alcanza 300 m de profundidad). La velocidad promedio de la Corriente de California es típicamente menos de $25 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ (Reid y Schwartzlose,

1962). Se ha calculado un transporte hacia el sur de 11 Sverdrups a partir de las corrientes geostróficas con respecto a la superficie de los 1000 decibares (un Sverdrup es igual a $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (Wooster y Reid, 1963). El transporte de la contracorriente cerca de la costa es más difícil de calcular porque el fondo es más somero e irregular, pero está cerca de los 3 Sverdrups.

La Corriente de California tiene variación estacional en magnitud así como cambios en la localización de máximos y mínimos a lo largo y a través de la dirección del flujo (Paylova, 1966; Hickey, 1979). Munk (1950) sugirió que la distribución del esfuerzo del viento sobre la región de la Corriente de California es consistente con el transporte hacia el sur lejos de la costa y el flujo hacia el norte cerca del talud. Las características de la Corriente de California (baja temperatura, baja salinidad, alta concentración de oxígeno disuelto) cambian abruptamente hacia el oeste en el frente de California. En esta región, una estructura complicada de salinidad, una continuación hacia el sureste de la Zona Frontal del Subártico, se sitúa entre la Corriente de California y las aguas típicas de la masa de agua del Pacífico Norte Oriental (Lynn, 1986). Sverdrup *et al.* (1942) usaron esta frontera de masas de agua como el límite occidental de la Corriente de California y se encuentra entre los 850 y 900 km de la costa de California.

Cerca de la costa (dentro de los primeros 150 km), hay cambios estacionales en la dirección del flujo estacional. A través del otoño y del invierno la dirección es a menudo hacia el polo (Reid

y Schwartzlose, 1962; Hickey, 1979). El nombre de esta corriente hacia el polo es Contracorriente Costera. Al norte de Punta Concepción se le llama Corriente de Davidson (Lynn y Simpson, 1987). Esta Contracorriente Costera también fluye a lo largo de Baja California y el Sur de California. La Corriente Subsuperficial de California se origina en el Pacífico Ecuatorial Oriental y fluye hacia el polo a lo largo de la costa de Norteamérica (Sverdrup y Fleming, 1941). Reid (1962) fue el primero en sugerir que este flujo se concentra en un núcleo costero estrecho de alta velocidad, frente a Baja California y Punta Concepción. Hickey (1979) revisó las observaciones disponibles de la Corriente Subsuperficial de California de San Francisco a Baja California y concluyó que muestra una considerable variación estacional en posición, fuerza y profundidad del núcleo.

Una serie de curvas T-S de varias estaciones localizadas en diversos puntos de la costa oeste de América del Norte, muestra una transición regular en el carácter de las masas de agua, indicando que el agua a lo largo de la costa es una mezcla de masas de agua de características muy diferentes (Tibby, 1941). Son cuatro las masas de agua que determinan las propiedades del Sistema de la Corriente de California. La masa de agua predominante en el norte de la Corriente de California, llamada Agua Subártica del Pacífico, tiene características de salinidad y temperatura bajas y alto contenido de oxígeno disuelto y fosfatos. A medida que se acerca a latitudes más bajas, aumenta la salinidad y la temperatura por procesos de evaporación y radiación solar y por mezcla con aguas

del oeste y del sur. La llamada Agua Oriental del Pacífico Norte Central se encuentra en la parte central del giro anticiclónico del Pacífico Norte. Dado que este cuerpo permanece por bastante tiempo en dicha zona, su salinidad y temperatura son altas mientras que los nutrientes en la capa superficial son escasos (Reid *et al.*, 1958).

En el sur se encuentra un cuerpo de agua enorme conocido como Agua del Pacífico Ecuatorial. Sus rasgos predominantes son: temperatura y salinidad altas, baja concentración de oxígeno disuelto y alta concentración de nutrientes. El proceso principal que ocasiona la intrusión de esta masa de agua hacia el norte es la Contracorriente Subsuperficial que fluye hacia el polo, presumiblemente sobre el talud continental. El agua del Pacífico Ecuatorial que se mueve hacia el norte adyacente a la costa oeste de Baja California lo debe hacer bajo la zona eufótica por un largo período lo que causa el bajo oxígeno disuelto y altos nutrientes (Reid *et al.*, 1958). Los fuertes vientos del noroeste cerca de las costas de las Californias se combinan con la rotación de la tierra para causar surgencias, mismas que aportan la cuarta masa de agua del Sistema. Las surgencias conducen agua de baja temperatura, alta salinidad, bajo contenido de oxígeno y alta concentración de nutrientes a las capas superficiales, en los primeros 50 km adyacentes a la costa. Estas aguas pueden provenir de los niveles mas bajos del Agua

Subártica o una forma transicional del Agua Ecuatorial que se ha mezclado con los niveles inferiores del Agua Subártica (Reid et al., 1958).

La amplitud y fase de la variación estacional de la altura dinámica (calculada con relación a la superficie de 500 decibares) y la desviación estandar de la altura dinámica definen tres dominios en el Sistema de la Corriente de California: el oceánico, el costero y una zona de transición. La zona de transición es una banda ancha centrada aproximadamente a 200-300 km de la costa, y es paralela a la misma. En ella, el intervalo estacional de la altura dinámica es relativamente mínimo y la desviación estandar es máxima. Posiblemente, los factores que crean esta zona son remolinos recurrentes de mesoescala y meandros enérgicos, que contribuirían mucho a la desviación estandar pero no a la variación estacional de la altura dinámica (Lynn y Simpson, 1987).

Estudiando imágenes del CZCS de la zona frente a California y Baja California, Peláez y McGowan (1986) describieron un frente recurrente térmico y de color del océano al sur de San Diego y lo denominaron frente de Ensenada. El frente comienza aproximadamente a 160 Km de la costa y se extiende 500 Km mar adentro. Es una característica persistente de la región. La concentración de pigmentos fotosintéticos se triplica a través del frente, de sur a norte, en una distancia de unos 50 Km. El frente retiene su identidad a través del año, aunque puede cambiar posición o formar meandros. El frente es muy claro en primavera e inicio del verano, pero hacia

el final del verano es menos intenso. Thomas y Strub (1990) reportaron algo similar para una región frontal orientada longitudinalmente en la Corriente de California al norte de 33° N.

Peláez y McGowan (1986) también describieron un frente longitudinal, a 200-500 km de la costa, con meandros muy marcados, con una gran cantidad de estructuras más pequeñas lo cual indica que este frente es una zona donde se encuentran dos regiones oceánicas muy dinámicas. La parte interna del frente longitudinal se caracteriza por estructuras fitoplanctónicas con más alto contenido de pigmento alternando con estructuras de más bajo pigmento localizadas inmediatamente frente a la costa. La parte exterior del frente se caracteriza por la presencia de remolinos o vórtices grandes, en el sentido de las manecillas del reloj, de baja concentración de pigmento. A lo largo de toda la línea de costa a menudo se presenta una banda angosta, de pocos kilómetros de ancho, de alto contenido de pigmento (a menudo más que un $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$). Traganza *et al.* (1983) indicaron que los procesos de surgencia costera en el Sistema de la Corriente de California, descritos por datos generados por sensores orbitando en satélites, muestran estructuras más complejas que los conceptos clásicos, pudiendo desarrollar una circulación ciclónica, una circulación anticiclónica, o flujos superficiales que se extienden lejos mar adentro, como lenguetas gigantes de agua fría embebidas en la Corriente de California. Generalmente esta agua fría contiene alta concentración de nutrientes.

Las trincheras y cuencas profundas que caracterizan la mayoría de la Ensenada del Sur de California (Southern California Bight) generalmente muestran bajas concentraciones de pigmentos fotosintéticos. Esta área de bajos pigmentos es una característica recurrente de la región, se localiza inmediatamente mar adentro de la banda costera y usualmente es la continuación de la zona de bajos pigmentos al sur del frente de Ensenada. Es la intrusión oligotrófica, de agua más caliente, proveniente del sur y del oeste, que entra a la Ensenada del Sur de California en Julio y permanece hasta invierno (Strickland *et al.*, 1970; Eppley *et al.*, 1970, 1978; Peláez y McGowan, 1986).

Respecto a la productividad primaria de estas aguas, Yentsch (1982) sugirió que el patrón de distribución del fitoplancton está determinado por mezcla vertical y que se da una relación espacial cercana entre el color del agua y la temperatura baja que representa transporte vertical de nutrientes. Pero, según Reid *et al.* (1958) y Wyllie (1966) las concentraciones altas y medianas de pigmentos ocurren en áreas de relativa baja salinidad de la Corriente de California. Peláez y McGowan (1977) encontraron, a diferencia de Yentsch (1982), que sus patrones de pigmentos estaban más relacionados al transporte horizontal del norte, donde las aguas tienen salinidad mas baja que la que se presenta en las aguas de surgencia.

Las propiedades físicas y biológicas de las aguas de la Corriente de California están dominadas por una señal interanual fuerte con escala espacial grande. En contraste con el punto de vista clásico

de la dinámica de ecosistemas epipelágicos de las corrientes de frontera oriental, las surgencias costeras inducidas por los vientos juegan un papel relativamente pequeño en el control de las escalas grandes de biomasa de zooplancton. En escalas interanuales, la abundancia de zooplancton está influenciada principalmente por las variaciones de gran escala del flujo de la Corriente de California. El aumento en el transporte hacia el sur está correlacionado con aumento en la biomasa de zooplancton, y viceversa. Parece ser que tanto la advección horizontal como la advección vertical, asociada a la inclinación geostrófica de las isopícnas por cambios en el flujo, son fuentes de nutrientes para la productividad primaria. Estas variaciones interanuales de gran escala están relacionadas en muchos casos con fenómenos El Niño. Sin embargo, ocasionalmente hay fuertes eventos frente a la costa de California sin la contraparte del Pacífico Tropical Oriental (Chelton *et al.*, 1982).

VI. RESULTADOS

VI. 1. Regresiones lineales

Los resultados de las regresiones en el sentido vertical no son satisfactorios. Un primer problema que se aprecia en los diagramas de dispersión de K_0 vs. [clor] (en el sentido estadístico) es que los valores de K_0 de los primeros metros de profundidad (10 a 15 m) son muy altos y se salen de lo que podría ser una relación lineal, por lo que hubo que eliminarlos antes de hacer las regresiones, como se mencionó en la sección de métodos. Otro problema es que,

aunque sólo se trabajó con perfiles de $E_{o(z)}$ sin irregularidades aparentes a simple vista, cuando se calcularon las $K_{o(z)}$'s, algunas resultaron negativas y también tuvieron que eliminarse antes de hacer las regresiones. Finalmente, en general los resultados de las regresiones lineales, tanto de $K_{o(z)}$ vs. [clor], como de las de $K_{o(z)}$ vs. [clor + feop], proporcionaron coeficientes de correlación bajos y un amplio intervalo de valores de k_c , el coeficiente específico de absorción del fitoplancton normalizado por unidad de concentración de clorofila (Tabla I). En algunos casos anómalos k_c resultó negativo. El caso más extremo fue el del crucero de abril de 1989 (8904) en el que la mayoría de las estaciones resultaron con valores negativos de la pendiente, y los únicos tres casos en que fue positiva el coeficiente de correlación fué muy bajo (Tabla I). Con este tipo de resultados no es apropiado explorar patrones geográficos de variación o relaciones de K_w o k_c con las masas de agua.

En un par de los mejores casos se aprecia, como ejemplos, la relación entre $K_{o(z)}$ y [clor], ó [clor + feop] (Figs. 5 a 10). En la estación ocupada el 23 de julio de 1989 la termoclina fue débil, la temperatura bajó cerca de 2 °C en los primeros diez metros superficiales, pero luego disminuyó solamente cerca de 4 °C de 10 a 100 m (Fig. 5). A pesar de ello, [clor] mostró un máximo claro subsuperficial, a un poco más de 40 m, aunque su variación fue un tanto irregular en los primeros 30 m (Fig. 5). El coeficiente de atenuación vertical de luz difusa, $K_{o(z)}$, presentó una cierta covariación con [clor] en los primeros 50 m, pero su comportamiento

CRUCERO 8709

ESTACION	LATITUD	LONGITUD	Kw	kc	r ²	N
93 26.6	32° 57' N	117° 18' W	0.025	0.060	0.650	7
			0.017	0.050	0.050	
90 100	31° 5' N	122° 40' W	0.080	-0.124	0.300	14
			0.078	-0.071	0.280	
77 80	34° 3' N	123° 37' W	0.046	0.027	0.370	15
			0.045	0.028	0.410	

CRUCERO 8904

93 70	31° 30' N	120° 14' W	0.074	-0.035	0.080	14
			0.071	-0.010	0.030	
90 60	32° 39' N	119° 28' W	0.059	0.015	0.008	15
			0.062	0.020	0.009	
90 28	33° 29' N	117° 46' W	0.063	-0.001	0.019	8
			0.062	-0.008	0.007	
87 80	32° 19' N	121° 42' W	0.073	-0.002	0.002	17
			0.074	0.074	0.008	
83 70	33° 14' N	121° 26' W	0.097	-0.029	0.035	12
			0.099	-0.024	0.049	
77 80	34° 3' N	122° 56' W	0.094	-0.024	0.033	13
			0.096	-0.020	0.041	

CRUCERO 8907

93 26.8	32° 5' N	117° 18' W	0.085	-0.074	0.260	9
			0.082	-0.043	0.090	
93 80	31° 11' N	120° 56' W	0.065	-0.020	0.048	12
			0.060	-0.010	0.040	
90 70	32° 5' N	120° 38' W	0.046	0.046	0.260	16
			0.040	0.045	0.370	
90 35	33° 15' N	118° 14' W	0.045	0.035	0.820	11
			0.044	0.025	0.880	
87 80	32° 19' N	121° 42' W	0.035	0.054	0.230	9
			0.020	0.060	0.480	
89 07	33° 14' N	121° 26' W	0.030	0.098	0.300	12
			0.037	0.055	0.220	
80 70	33° 49' N	121° 50' W	0.060	0.037	0.160	14
			0.060	0.023	0.110	

Tabla I. Resultados de las regresiones lineales de K_o vs. [clor] para cada estación hidrográfica separada, en el sentido vertical. K_o es la ordenada al origen y k_c es la pendiente. En cada estación hidrográfica el renglón de abajo corresponde a las regresiones de K_o vs. [clor + feop].

CRUCERO 8911

83 42	34° 11'N	119° 31'W	0.069	0.029	0.098	14
			0.048	0.052	0.440	
93 50	32° 10'N	118° 53'W	0.051	0.030	0.160	15
			0.046	0.032	0.390	
93 80	31° 12'N	120° 55'W	0.070	-0.066	0.067	16
			0.066	-0.019	0.020	
90 90	31° 25'N	121° 59'W	0.030	0.120	0.240	15
			0.030	0.064	0.250	
87 70	32° 39'N	121° 1'W	0.025	0.073	0.200	13
			0.023	0.044	0.310	
87 100	31° 19'N	123° 45'W	0.018	0.147	0.260	13
			0.027	0.067	0.250	
83 80	32° 56'N	122° 7'W	0.072	-0.039	0.030	16
			0.061	0.000	0.060	

CRUCERO 9003

93 40	32° 30'N	118° 12'W	0.030	0.115	0.470	16
			0.017	0.110	0.500	
93 60	31° 50'N	119° 34'W	0.070	-0.040	0.020	6
			0.200	-0.230	0.044	
93 94	30° 42'N	121° 56'W	0.050	0.000	0.000	9
			0.053	-0.008	0.010	
90 100	31° 5' N	122° 39'W	0.050	-0.008	0.000	18
			0.050	-0.005	0.000	
90 70	32° 5' N	120° 38'W	0.013	0.097	0.770	17
			0.007	0.080	0.740	
90 45	32° 55'N	118° 56'W	0.061	0.042	0.123	18
			0.064	0.022	0.058	
87 40	33° 39'N	119° 0 'W	0.041	0.035	0.870	14
			0.037	0.032	0.880	
83 100	32° 14'N	123° 29'W	0.050	0.001	0.000	19
			0.056	-0.020	0.000	
80 80	33° 29'N	122° 23'W	0.075	-0.037	0.070	16
			0.080	-0.040	0.190	
77 70	34° 23'N	122° 14'W	0.038	0.083	0.440	16
			0.040	0.056	0.370	

CRUCERO 9004

93 26.7	32° 57'N	117° 18'W	0.090	0.045	0.150	11
			0.090	0.028	0.110	
93 50	32° 11'N	118° 53'W	0.047	0.083	0.310	16
			0.048	0.049	0.290	
93 120	29° 50'N	123° 35'W	0.009	0.160	0.400	22
			0.012	0.080	0.410	
90 90	31° 25'N	121° 59'W	0.043	0.090	0.250	18
			0.044	0.050	0.170	
90 53	32° 38'N	119° 28'W	0.066	0.018	0.140	13
			0.065	0.013	0.120	
87 90	31° 59'N	122° 23'W	0.092	-0.013	0.070	14
			0.089	-0.076	0.070	
83 42	34° 11'N	119° 30'W	0.051	0.043	0.810	12
			0.050	0.020	0.850	

CRUCERO 9007

90 90	31° 25'N	121° 59'W	0.015	0.077	0.850	16
			0.026	0.113	0.590	
90 53	32° 39'N	119° 28'W	0.032	0.060	0.390	15
			0.027	0.044	0.409	
87 55	33° 9' N	120° 1' W	0.050	0.029	0.350	17
			0.050	0.019	0.300	
87 90	31° 59'N	122° 23'W	0.042	0.038	0.140	18
			0.040	0.026	0.170	
83 60	33° 34'N	120° 45'W	0.042	0.080	0.680	15
			0.040	0.052	0.582	
80 80	33° 28'N	122° 32'W	0.060	0.001	0.007	18
			0.050	0.015	0.069	
77 90	33° 43'N	123° 38'W	0.060	-0.011	0.001	19
			0.070	-0.037	0.070	

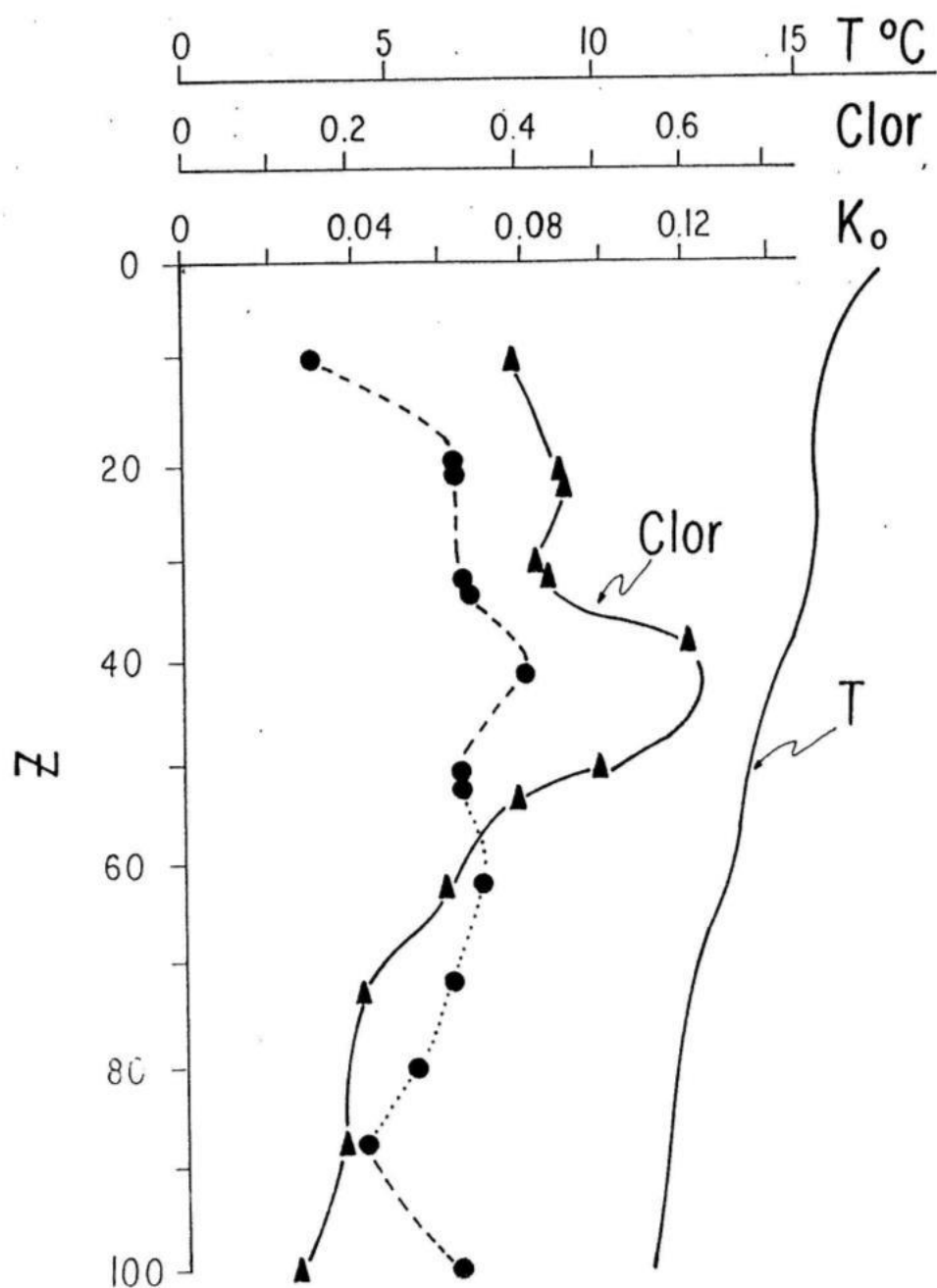


Fig. 5. Distribución vertical de temperatura, [clor] y K_0 para la estación hidrográfica ocupada el 23 de julio de 1989. En esta gráfica K_0 es el coeficiente calculado directamente del perfil medido de irradiancia escalar.

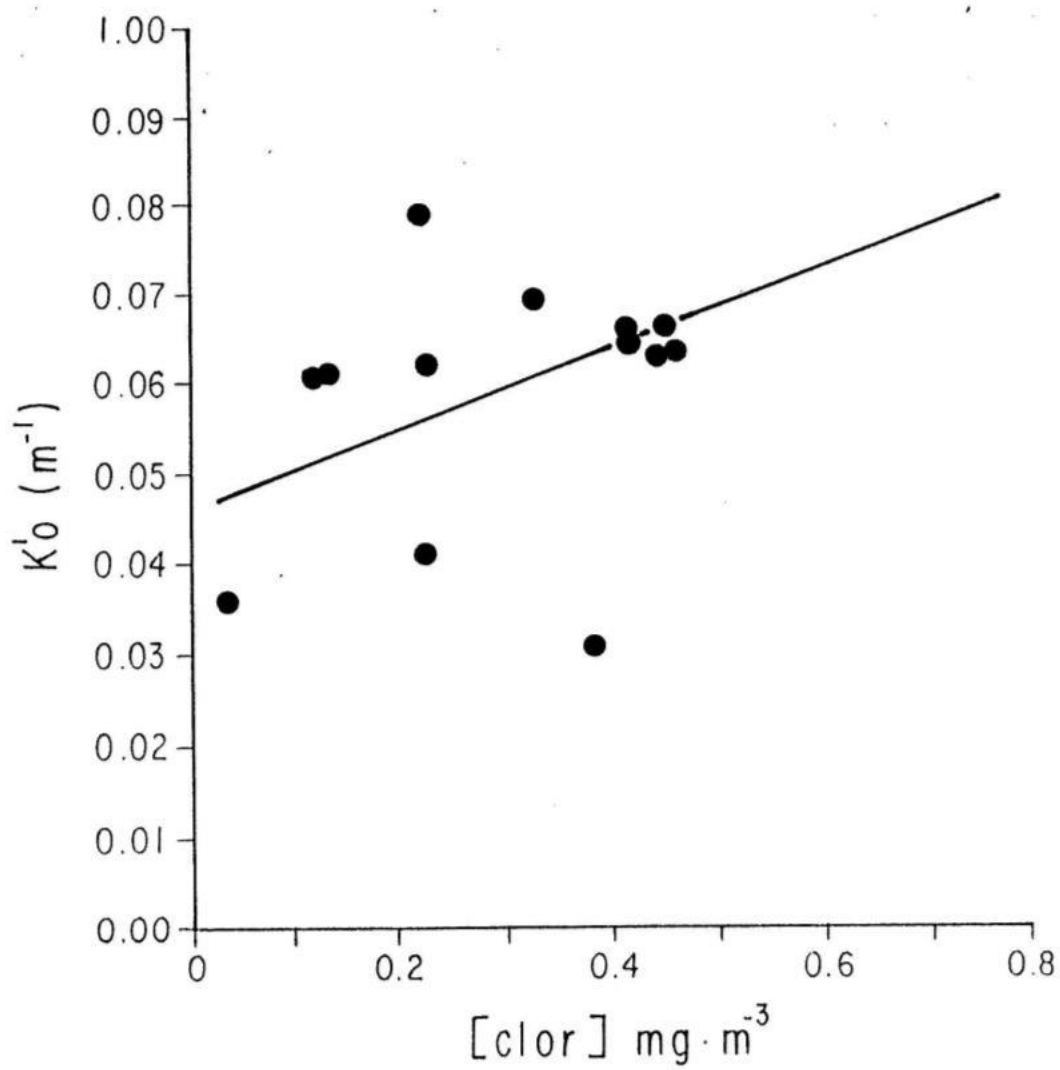


Fig. 6. Diagrama de dispersión de K_d vs. $[\text{clor}]$ para la estación hidrográfica ocupada el 23 de julio de 1989. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.

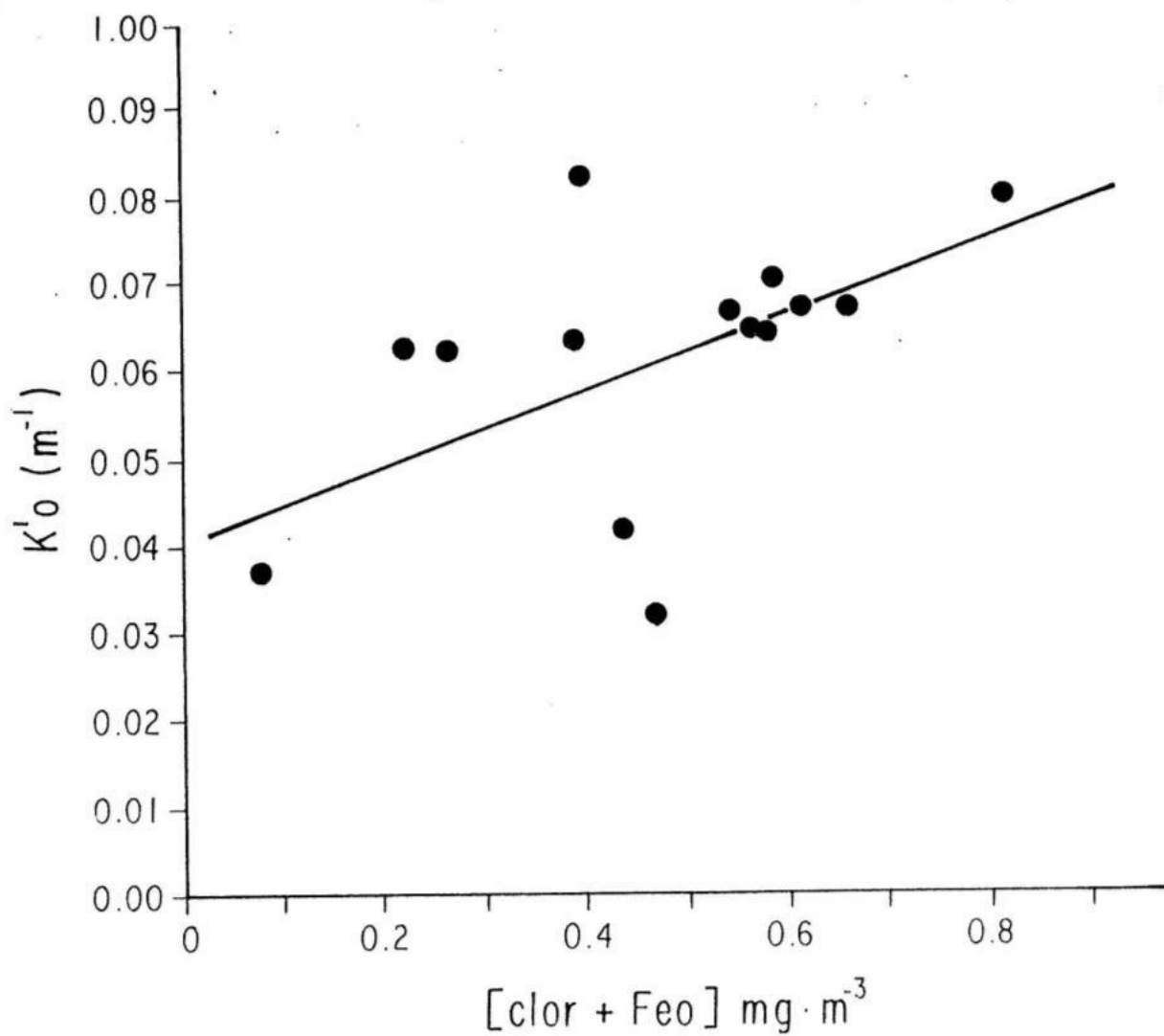


Fig. 7. Diagrama de dispersión de K'_o vs. $[\text{clor} + \text{feop}]$ para la estación hidrográfica ocupada el 23 de julio de 1989. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.

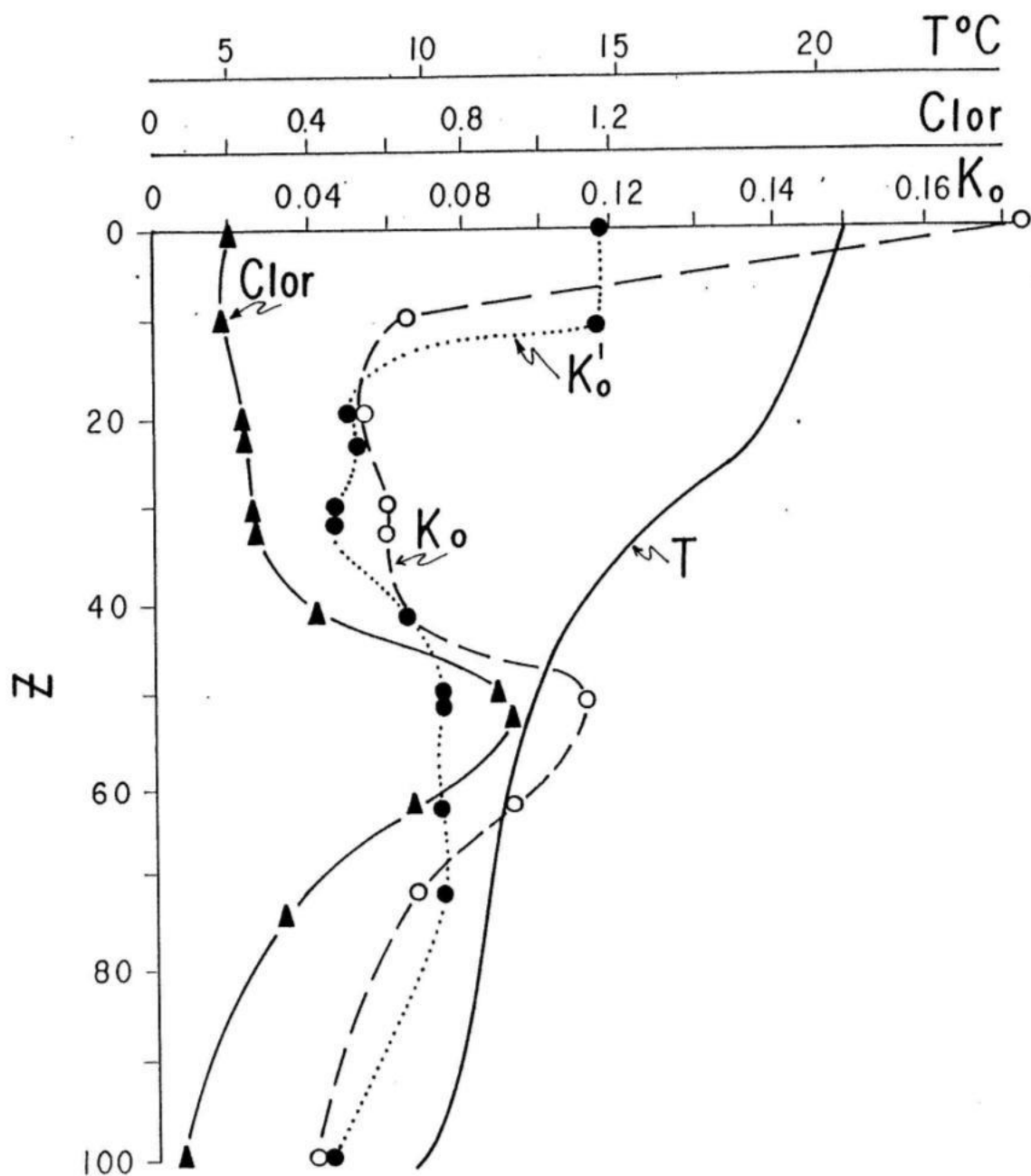


Fig. 8. Distribución vertical de temperatura, [clor] y K_0 para la estación hidrográfica ocupada el 24 de julio de 1989. En esta gráfica K_0 es el coeficiente calculado directamente del perfil medido de irradiancia escalar y K_0 es el calculado del modelo teórico.

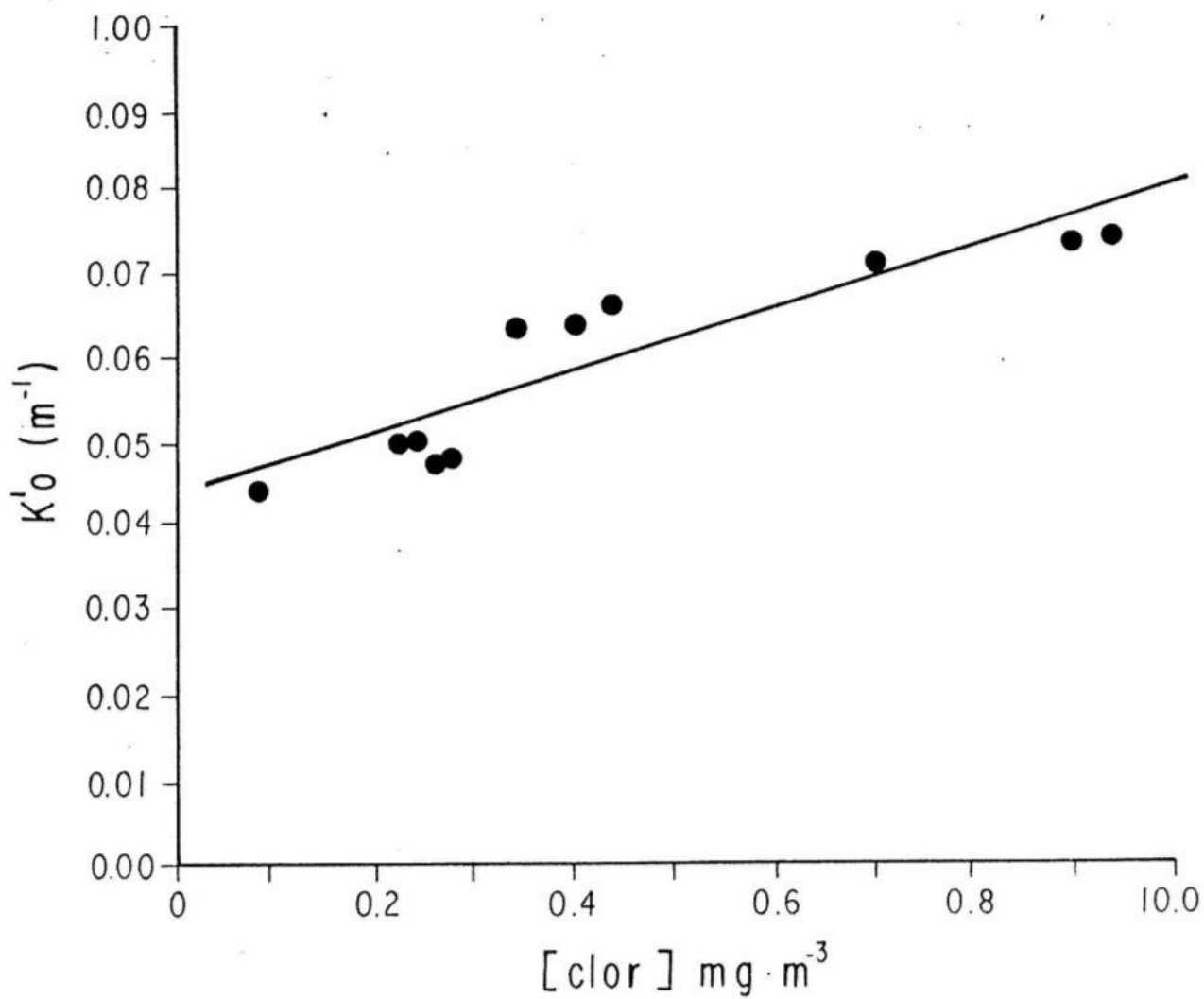


Fig. 9. Diagrama de dispersión de K'_0 vs. $[\text{clor}]$ para la estación hidrográfica ocupada el 24 de julio de 1989. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.

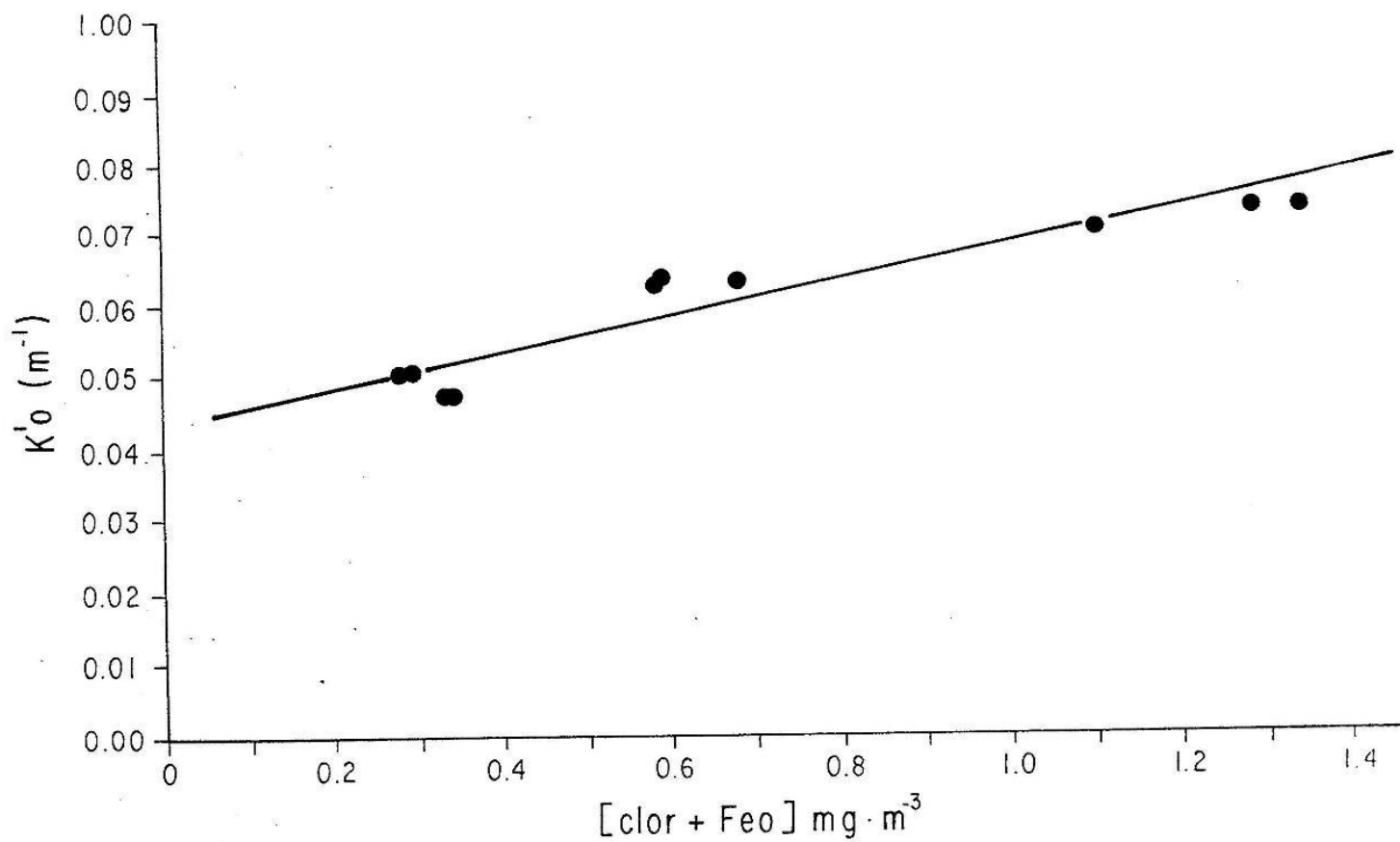


Fig. 10. Diagrama de dispersión de $K'o$ vs. $[\text{clor} + \text{feop}]$ para la estación hidrográfica ocupada el 24 de julio de 1989. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.

de 60 a 100 m fue irregular (Fig. 5). Curiosamente el valor de $K_{o(z)}$ para 10 m fue muy bajo, menor a 0.04 m^{-1} , y no corresponde a una profundidad donde todavía hay cierta absorción de luz de onda larga por el agua (más adelante se muestra que a esta profundidad la componente de $K_{o(z)}$ debida exclusivamente al agua es cercana a 0.04 m^{-1}). El diagrama de $K_{o(z)}$ vs. [clor] muestra una baja correlación, con una dispersión muy grande de los valores de $K_{o(z)}$ (Fig. 6) ($r^2 = 0.26$). El coeficiente específico de absorción del fitoplancton, o sea la pendiente de la recta, fue 0.046, y el coeficiente de absorción del agua, o sea la ordenada al origen de la recta, fue 0.046. El sumarle [feop] a [clor] no mejoró significativamente la regresión (Fig. 7).

En la estación ocupada el 24 de julio de 1989 la termoclina estaba bien desarrollada. La temperatura bajó cerca de $2.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en los primeros 24 m superficiales y luego bajó más rápidamente, más de $5 \text{ }^{\circ}\text{C}$, de ahí a los 50 m, para luego bajar suavemente otros $2.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ hasta 100 m de profundidad (Fig. 8). La concentración de clorofila mostró un máximo muy claro a un poco más de 50 m. Todos los valores de [clor] fueron menores a $1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Fig. 8). Los valores de $K_{o(z)}$ para cero y 5 m de profundidad fueron muy similares entre sí y claramente mayores que los de capas más profundas (0.12 m^{-1}). Este valor es menor que el valor teórico superficial para la componente de $K_{o(z)}$ debida a la absorción del agua (0.16 m^{-1}), que se verá más adelante. Quitando estos dos valores superficiales, $K_{o(z)}$ covarió

con [clor] mucho mejor que en el caso anterior, con valores máximos alrededor del máximo de [clor], aunque más ampliamente distribuidos espacialmente (Fig. 8). El diagrama de $K_{o(z)}$ vs. [clor] muestra una alta correlación, con una baja dispersión de los valores de $K_{o(z)}$ (Fig. 9) ($r^2 = 0.82$). El coeficiente específico de absorción del fitoplancton fue 0.035, y el coeficiente de absorción del agua fue 0.045. El sumarle [feop] a [clor] mejoró la regresión (Fig. 10) para dar como resultado una $r^2 = 0.88$.

Para explorar la posibilidad de que los bajos coeficientes de correlación y amplios intervalos de variación de k_c se deban a la variación de $K_{o(z)}$ con la profundidad por el cambio de calidad espectral de la irradiancia y el cambio de su distribución angular, se experimentó con regresiones lineales de $K_{o(z)}$ versus concentración de pigmentos en el sentido horizontal. Los resultados para 29 estaciones elegidas en función de sus perfiles verticales de irradiancia se presentan en la Tabla II. Los valores de los $K_{o(z)}$, [clor] y la concentración de feopigmentos correspondientes a una misma profundidad determinada se utilizaron para hacer las regresiones en el sentido horizontal. Con excepción de la regresión correspondiente a diez m, los valores del coeficiente de correlación fueron extremadamente bajos.

Los resultados de las regresiones lineales en el sentido horizontal tampoco son satisfactorios. El problema principal con estas regresiones es que los intervalos de variación de $K_{o(z)}$ y

PROF m	K_w m^{-1}	k_c m^{-1}	r^2	K_w m^{-1}	k_c m^{-1}	r^2	N
0.7	0.100	0.054	0.330	0.110	0.175	0.096	19
10	0.064	0.036	0.350	0.060	0.040	0.400	16
13	0.053	0.000	0.007	0.050	0.009	0.086	15
17	0.054	0.007	0.034	0.050	0.009	0.127	17
20	0.040	0.027	0.175	0.040	0.016	0.180	19
23	0.050	0.015	0.025	0.054	0.001	0.000	25
26	0.053	0.046	0.240	0.057	0.024	0.210	24
29	0.087	-0.079	0.145	0.091	-0.059	0.280	28
36	0.082	-0.086	0.280	0.087	-0.068	0.340	27
40	0.044	0.042	0.300	0.069	-0.048	0.330	28
50	0.060	0.025	0.076	0.060	0.028	0.164	28
60	0.057	0.017	0.060	0.054	0.017	0.087	29
70	0.046	0.061	0.174	0.046	0.005	0.002	22
80	0.009	-0.009	0.006	0.013	-0.016	0.037	18
90	0.005	0.003	0.001	0.007	-0.005	0.009	17

Tabla II. Resultados de las regresiones lineales de K_o vs. [clor] para cada profundidad, en el sentido horizontal. K_w es la ordenada al origen y k_c es la pendiente. Las columnas de la derecha corresponden a las regresiones de K_o vs. [clor + feop].

[clor] son muy restringidos en el sentido horizontal y los errores relativos en las estimaciones de estas variables se agrandan mucho, resultando en bajos coeficientes de correlación.

VI. 2. Modelo teórico

La razón GD del coeficiente de absorción del gilvin más detritus sobre el coeficiente de absorción del fitoplancton, a 440 nm, aumenta con [clor] (Apéndice I). Para los propósitos de los cálculos que siguen se tomó el valor 1.5. Por lo que la ecuación para calcular el coeficiente de absorción del gilvin + detritus quedó:

$$\alpha_{gd(\lambda)} = 1.5(0.0317)[clor]e^{-0.014(\lambda-440)},$$

$$\alpha_{gd(\lambda)} = 0.0476[clor]e^{-0.014(\lambda-440)}.$$

Con esta ecuación y los espectros de absorción del agua y del fitoplancton que se mencionaron en la sección de métodos se generaron los valores de los coeficientes de absorción cada 10 nm (Tabla III).

Las irradiancias escalares relativas, a las profundidades de 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 80 y 100 m, resultantes de la aplicación de la ley de Lambert-Beer para una columna de agua ópticamente homogénea, con absorción por agua, fitoplancton y gilvin más detritus, sin dispersión y con la luz incidiendo verticalmente, para una serie de concentraciones de clorofila (0.0, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 1.0, y 1.5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) se presentan en el apéndice II. Como

λ	a_w	a^*_{fito}	a^*_{gd}	E_0
400-410	0.0171	0.0278	0.0814	0.65
410-420	0.0162	0.0280	0.0708	0.73
420-430	0.0153	0.0314	0.0615	0.77
430-440	0.0144	0.0330	0.0535	0.85
440-450	0.0145	0.0310	0.0465	0.96
450-460	0.0145	0.0290	0.0404	0.95
460-470	0.0156	0.0270	0.0351	0.97
470-480	0.0153	0.0250	0.0306	0.97
480-490	0.0176	0.0230	0.0266	0.99
490-500	0.0196	0.0220	0.0231	0.96
500-510	0.0257	0.0190	0.0201	0.96
510-520	0.0357	0.0140	0.0175	0.96
520-530	0.0477	0.0100	0.0152	0.99
530-540	0.0507	0.0090	0.0132	1.00
540-550	0.0558	0.0080	0.0115	0.96
550-560	0.0638	0.0066	0.0100	0.96
560-570	0.0708	0.0063	0.0087	0.90
570-580	0.0799	0.0058	0.0075	0.87
580-590	0.1080	0.0046	0.0065	0.96
590-600	0.1570	0.0049	0.0057	0.96
600-610	0.2440	0.0040	0.0050	0.96
610-620	0.2890	0.0046	0.0043	0.96
620-630	0.3090	0.0049	0.0037	0.96
630-640	0.3190	0.0053	0.0033	0.96
640-650	0.3290	0.0049	0.0028	0.93
650-660	0.3490	0.0056	0.0025	1.00
660-670	0.4000	0.0082	0.0021	0.97
670-680	0.4300	0.0154	0.0019	1.00
680-690	0.5000	0.0082	0.0016	0.85
690-700	0.6500	0.0026	0.0014	0.94

Tabla III. Espectro de irradiancia escalar relativa para la superficie del mar E_0 , y espectros de los coeficientes de absorción del agua y los específicos, normalizados por unidad de [clor], del fitoplancton y del gilvin + detritus.

ejemplos, se presentan las variaciones de irradiancia relativa con la profundidad para los casos en que [clor] es igual a 0.1, 0.5, 1.0 y 1.5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ en las figuras 11a y b, y 12a y b.

Con baja concentración de clorofila el espectro mantiene relativamente altas irradiancias en las longitudes de onda cortas aún a 100 m de profundidad, mientras que las de longitudes de onda larga son absorbidas con rapidez en los primeras decenas de metros (Fig. 11). Con altos valores de [clor], la irradiancia con longitudes de onda corta es totalmente absorbida en los primeros 40 m, al igual que las largas, y el espectro se hace más angosto con la profundidad, centrándose en longitudes de onda intermedias (Fig. 12). La longitud de onda promedio, ponderada por el valor de la irradiancia ($\bar{\lambda}_{(z,[clor])} = \sum_{400}^{700} \lambda E_{\lambda(z,[clor])} / \sum_{400}^{700} E_{\lambda(z,[clor])}$) disminuye con la profundidad, de 548 nm en la superficie a valores hasta de 450 nm a 100 m (con el agua pura), pero lo hace menos rápidamente a medida que [clor] aumenta (Fig. 13). En el caso en que [clor] es igual a 0.1 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, $\bar{\lambda}_{(z,[clor])}$ disminuye con z hasta 456 nm a 100 m, y en el caso en que [clor] es igual a 1.5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, $\bar{\lambda}_{(z,[clor])}$ disminuye con z sólo hasta 508 nm a 15 m para luego aumentar a 518 nm a 100 m (Fig. 13).

Los coeficientes promedios de absorción del agua y los coeficientes promedios específicos de absorción del fitoplancton y del gilvin más detritus, ambos normalizados por unidad de [clor], se presentan en el apéndice III. Estos coeficientes se presentan en función de [clor] y de la profundidad, y están ponderados por la irradiancia escalar relativa de cada color en cada profundidad.

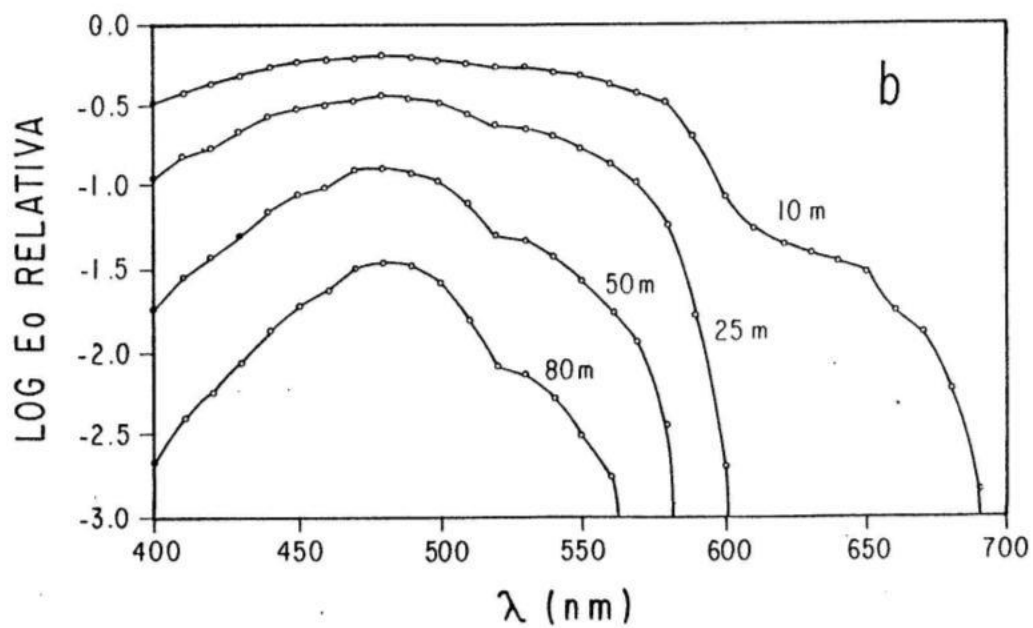
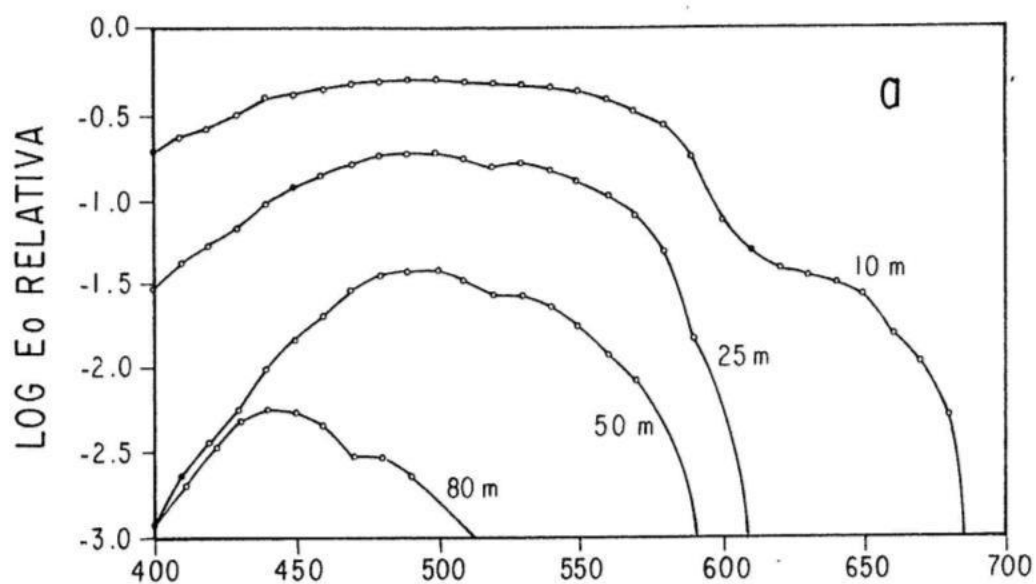


Fig. 11. Variación del espectro de irradiancia escalar relativa con la profundidad: a) para $[\text{clor}] = 0.1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$; y b) para $[\text{clor}] = 0.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$.

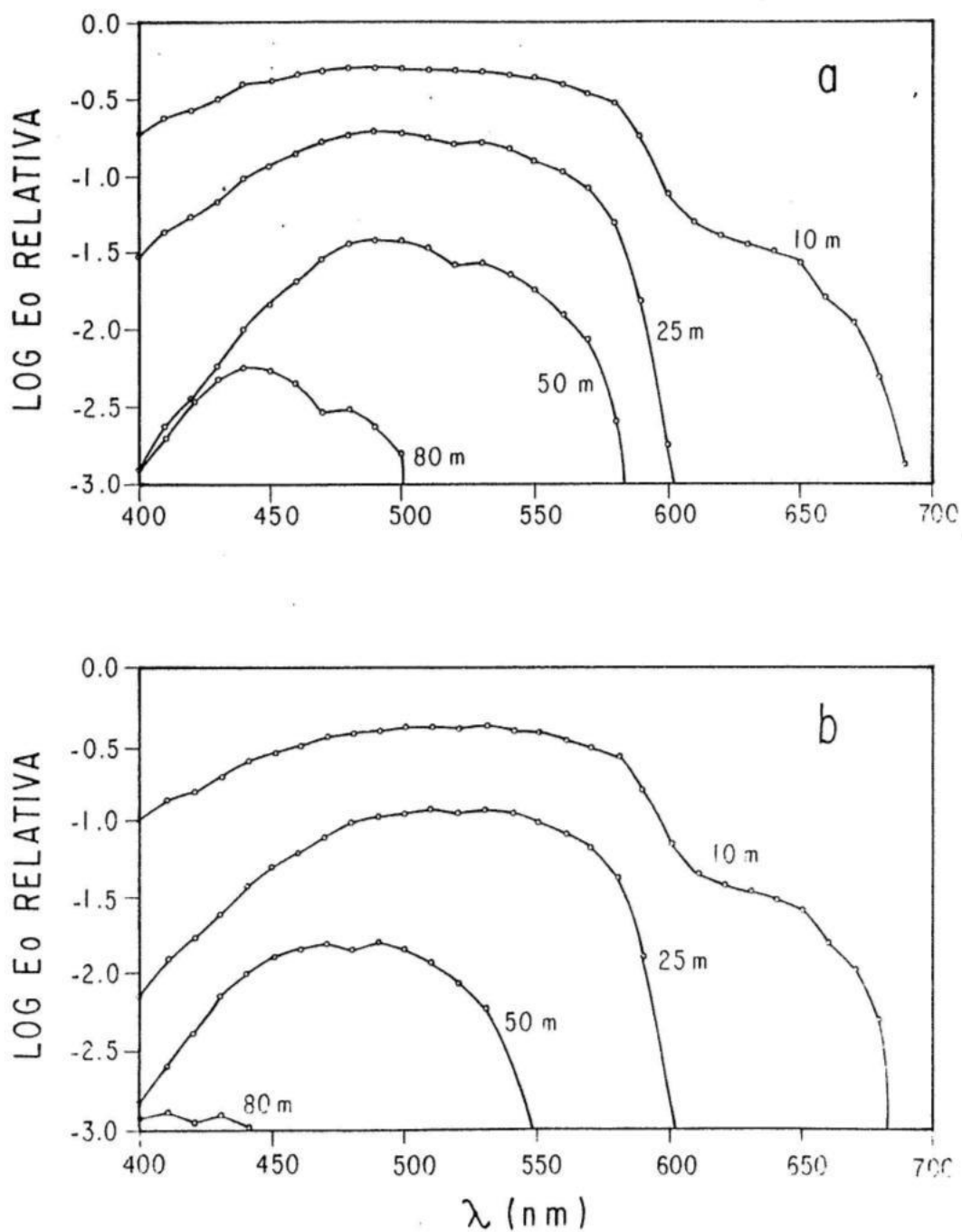


Fig. 12. Variación del espectro de irradiancia escalar relativa con la profundidad: a) para $[\text{clor}] = 1.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$; y b) para $[\text{clor}] = 1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$.

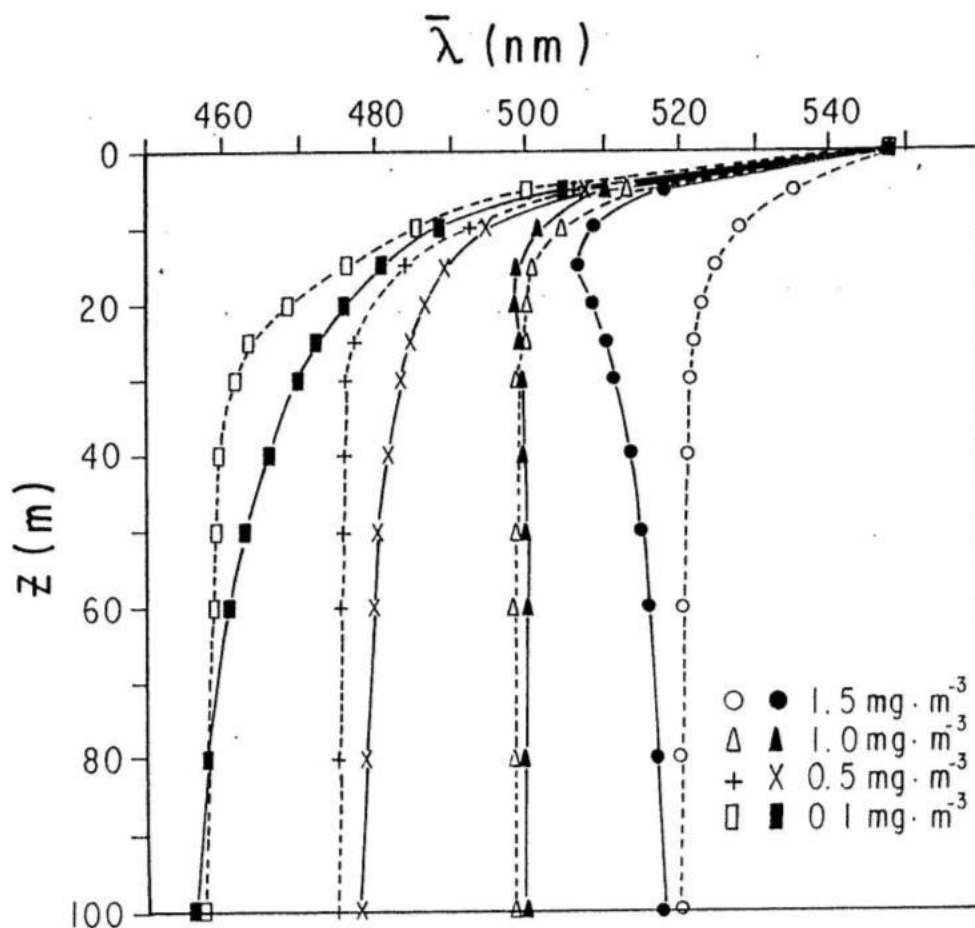


Fig. 13. Variación de la longitud de onda promedio ($\bar{\lambda}_{(z, [color])}$), ponderada por la irradiancia in situ de cada color, en función de la profundidad y [color]. Las líneas discontinuas son la representación del comportamiento del modelo exponencial.

El coeficiente promedio de absorción del agua ($\bar{\alpha}_{w(z,[clor])}$) disminuye con la profundidad de una manera muy cercana al decaimiento exponencial, pero tendiendo a un valor asintótico diferente de cero (Fig. 14). El decaimiento cuasi-exponencial de $\bar{\alpha}_{w(z,[clor])}$ se hace menos intenso a medida que aumenta la concentración de clorofila. Es decir, el valor asintótico de $\bar{\alpha}_{w(z,[clor])}$ aumenta con el incremento de [clor].

A los valores de $\bar{\alpha}_{w(z,[clor])}$ se les ajustó una curva de tipo exponencial:

$$\bar{\alpha}_{w(z,[clor])} = (\bar{\alpha}_{w(0,[clor])} - \bar{\alpha}_{w(\alpha,[clor])})e^{-mz} + \bar{\alpha}_{w(\alpha,[clor])},$$

donde $\bar{\alpha}_{w(0,[clor])}$ es el valor del coeficiente promedio de absorción del agua para cero metros de profundidad y $\bar{\alpha}_{w(\alpha,[clor])}$ es el valor asintótico de este coeficiente. La ecuación es una curva que al ajustarse a los datos pasa por valores más altos en los primeros metros de profundidad y por valores más bajos en la parte más profunda de la columna eufótica. El ajuste no se hizo con un criterio estadístico del tipo de la suma mínima de los cuadrados de los residuos, sino forzando a que la curva de la ecuación pase por la de los datos a diez metros de profundidad, con el fin de que la ecuación se ajuste más a los datos en la parte más superficial de la columna de agua y los errores se minimicen donde la irradiancia es mayor. En la parte profunda de la zona eufótica no es muy grave que los valores del coeficiente promedio de absorción calculados

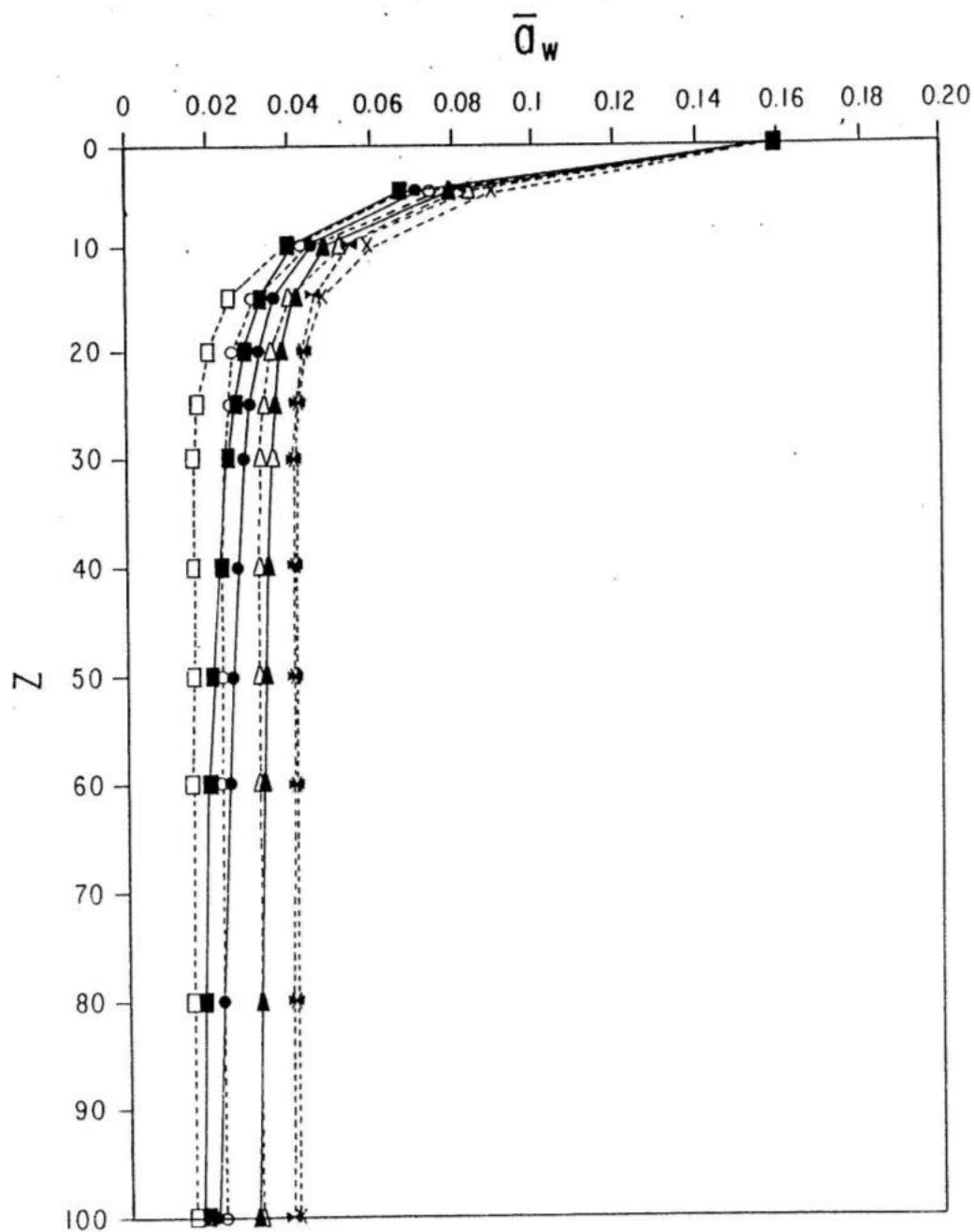


Fig. 14. Variación del coeficiente promedio de absorción del agua ($\bar{\alpha}_w(z, [clor])$), ponderado por la irradiancia in situ de cada color, en función de la profundidad y $[clor]$. Las líneas punteadas son la representación del comportamiento del modelo exponencial.

con la ecuación se alejen del real porque hay poca luz y los errores absolutos de las irradiancias calculadas resultarán pequeños. El valor de m , el coeficiente de la estructura vertical del coeficiente promedio de absorción del agua, varía de 0.18 con valores de [clor] de 0.0, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, y 0.5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, a 0.19 con 1.0 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ y a 0.22 con 1.5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$. Se tomó $m = 0.18$ como un valor representativo apropiado.

Aunque el valor asintótico de $\bar{a}_{w(z,[clor])}$ varía en función de [clor] de una manera curvilínea (Fig. 15), se puede representar por una línea recta como primera aproximación, con el propósito de tener expresiones sencillas. En el peor de los casos esto representa un error de sólo 0.0017 en la estimación de $\bar{a}_{w(\alpha,[clor])}$. La ecuación de esta línea ($r^2 = 0.98$) es:

$$\bar{a}_{w(\alpha,[clor])} = 0.014 + 0.0178[clor]$$

Por lo anterior, la ecuación que representa la variación de $\bar{a}_{w(z,[clor])}$ queda como:

$$\bar{a}_{w(z,[clor])} = (0.145 - 0.0178[clor])e^{-0.18(z)} + (0.014 + 0.0178[clor])$$

El coeficiente promedio específico de absorción del fitoplancton, ponderado por la irradiancia de cada longitud de onda, aumenta cuasi-exponencialmente con la profundidad para valores bajos de [clor] (hasta un poco menos que 1.0 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$). El caso extremo es el que corresponde al valor más bajo de [clor] (0.1 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$), en donde $\bar{a}_{fito(z,[clor])}$ varió de 0.0139 $\text{m}^2\cdot\text{mg}^{-1}$ en la superficie a 0.0265

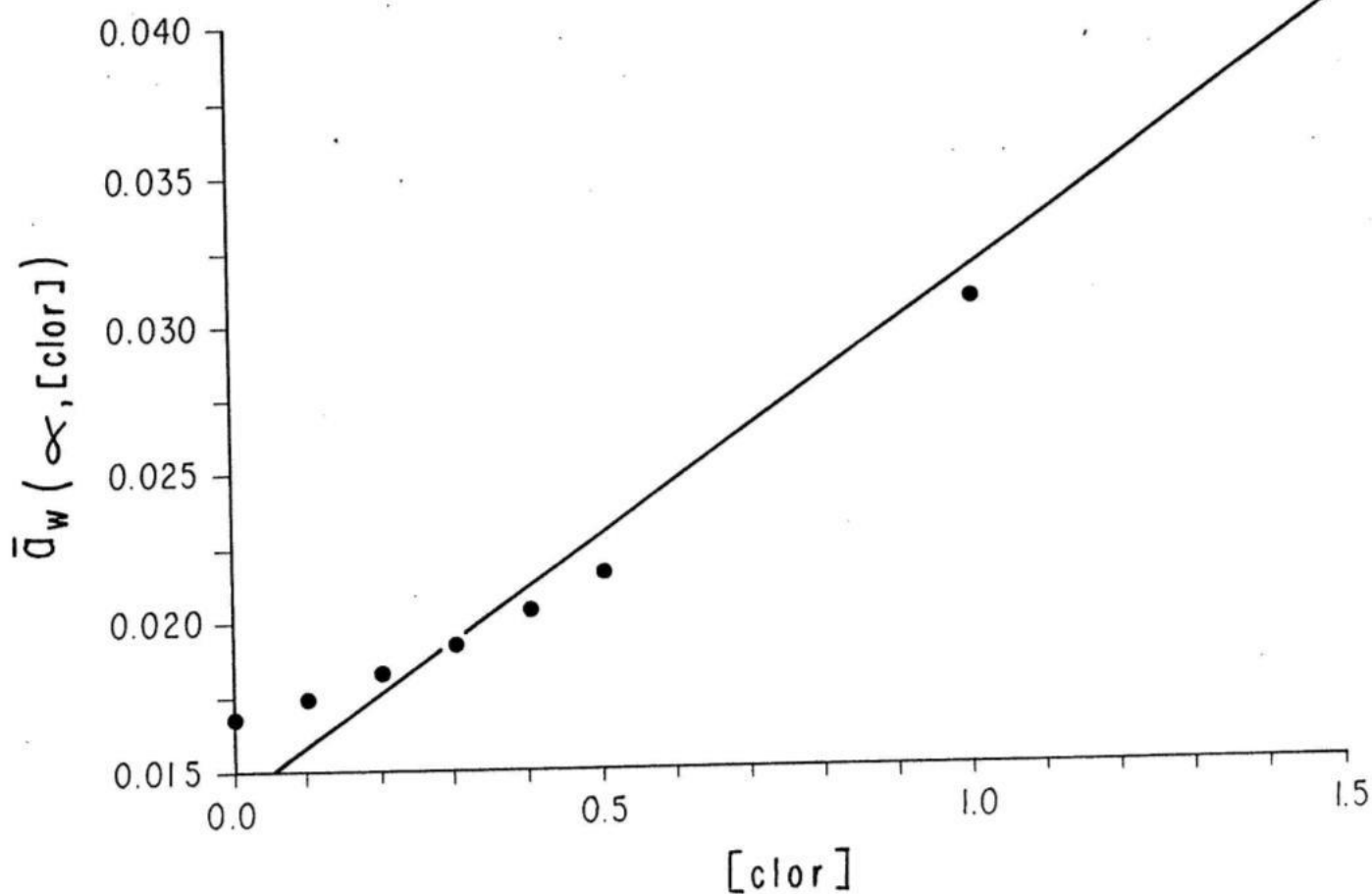


Fig. 15. Variación del valor asintótico del coeficiente promedio ponderado de absorción del agua ($\bar{\alpha}_{w(a, [\text{clor}]})$), en función de $[\text{clor}]$. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.

$\text{m}^2 \cdot \text{mg}^{-1}$ a 100 m. Pero para valores de $[\text{clor}]$ mayores que $1.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, primero aumenta con la profundidad, hasta 10 m en el caso de $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, y luego disminuye. Este coeficiente presenta la menor variación con la profundidad en el caso en que $[\text{clor}]$ es igual a $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, entre $0.0135 \text{ m}^2 \cdot \text{mg}^{-1}$ a 100 m y $0.0163 \text{ m}^2 \cdot \text{mg}^{-1}$ a 10 m (Fig. 16).

A los valores de $\bar{\alpha}_{fito(z, [\text{clor}]})^*$ se les ajustó una curva de tipo exponencial:

$$\bar{\alpha}_{fito(z, [\text{clor}])}^* = \left(\bar{\alpha}_{fito(\alpha, [\text{clor}])}^* - \bar{\alpha}_{fito(0, [\text{clor}])}^* \right) (1 - e^{-nz}) + \bar{\alpha}_{fito(0, [\text{clor}])}^*.$$

En sentido estricto, esta expresión no representa el comportamiento de las curvas para valores de $[\text{clor}]$ mayores a $1.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$. Sin embargo, como una primera aproximación, se aplicó la expresión exponencial a todo el intervalo de $[\text{clor}]$ hasta $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, considerando que el error más grande se presenta en el caso en que $[\text{clor}]$ es igual a $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, con un valor menor a 0.003 unidades en las profundidades donde se presenta el máximo de $\bar{\alpha}_{fito(z, [\text{clor}])}^*$ (cerca de 10 m). De nuevo, el ajuste se hizo forzando la ecuación a pasar por las curvas a 10 m de profundidad, para que los valores subsuperficiales estén más cercanos a los verdaderos, ya que en estas bajas profundidades los valores absolutos de irradiancia son más altos. Debido al decaimiento de $\bar{\alpha}_{fito(z, [\text{clor}])}^*$ para profundidades grandes, no se obtuvieron valores de n para $[\text{clor}]$ igual a 1.0 y $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ directamente con el ajuste de las curvas. Lo que se hizo fue calcular

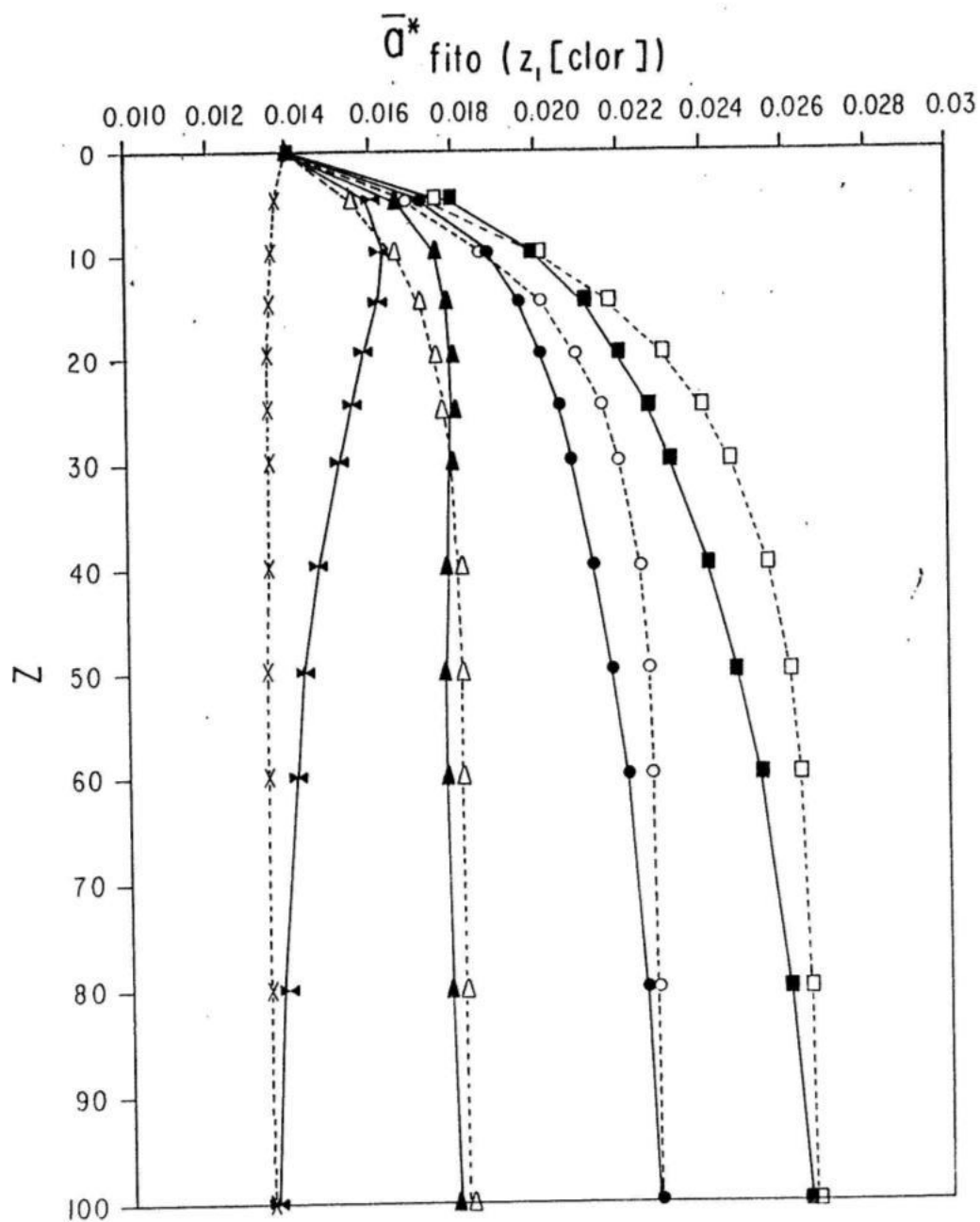


Fig. 16. Variación del coeficiente específico promedio de absorción del fitoplancton ($\bar{a}^*_{fito}(z, [clor])$), ponderado por la irradiancia in situ de cada color, en función de la profundidad y $[clor]$. Las líneas punteadas son la representación del comportamiento del modelo exponencial.

los valores de n para las concentraciones de 0.1 a $0.5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$, luego se encontró la línea recta que los representa, por regresión lineal simple, y finalmente se extrapoló la recta para encontrar los valores de n correspondientes a valores de $[\text{clor}] > 0.5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$. La ecuación de esta línea recta es $n = 0.06 + 0.0383[\text{clor}]$ ($r^2 = 0.96$) (Fig. 17). Con esta ecuación, el valor de n para $[\text{clor}] = 1.0 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ produce valores de $\bar{\alpha}_{fito(z, [\text{clor}]})^*$ menores a los reales en sólo 0.0011 unidades en el peor de los casos (entre 5 y 10 m); y el valor de n para $[\text{clor}]$ igual a $1.5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$, en conjunto con un valor de $\bar{\alpha}_{fito(\alpha, [\text{clor}])}^*$ menor que $\bar{\alpha}_{fito(0, [\text{clor}])}^*$, produce una variación de $\bar{\alpha}_{fito(z, [\text{clor}])}^*$ entre 0.0139 a cero metros y 0.0135 a 20 o más metros, con un decaimiento exponencial muy ligero (Fig. 16). El error más grande para $\bar{\alpha}_{fito(z, 1.5)}^*$ es $-0.0027 \text{ m}^2\cdot\text{mg}^{-1}$ a 10 m . A cinco y 20 m el error es todavía relativamente grande, -0.0021 , pero a profundidades menores y mayores disminuye rápidamente.

El valor asintótico, $\bar{\alpha}_{fito(\alpha, [\text{clor}])}^*$, presenta una relación lineal con $[\text{clor}]$, con una muy alta r^2 (0.999) (Fig. 18). La ecuación de esta recta es: $\bar{\alpha}_{fito(\alpha, [\text{clor}])}^* = 0.0275 - 0.0094[\text{clor}]$. Por lo tanto, la ecuación para $\bar{\alpha}_{fito(z, [\text{clor}])}^*$ es:

$$\bar{\alpha}_{fito(z, [\text{clor}])}^* = 0.0139 + \\ + (0.0136 - 0.0094[\text{clor}]) (1 - e^{-(0.060 + 0.0383[\text{clor}])z}).$$

Con esta ecuación, a bajas concentraciones de clorofila, los errores en el cálculo de $\bar{\alpha}_{fito(z, [\text{clor}])}^*$ son positivos a profundidades mayores a

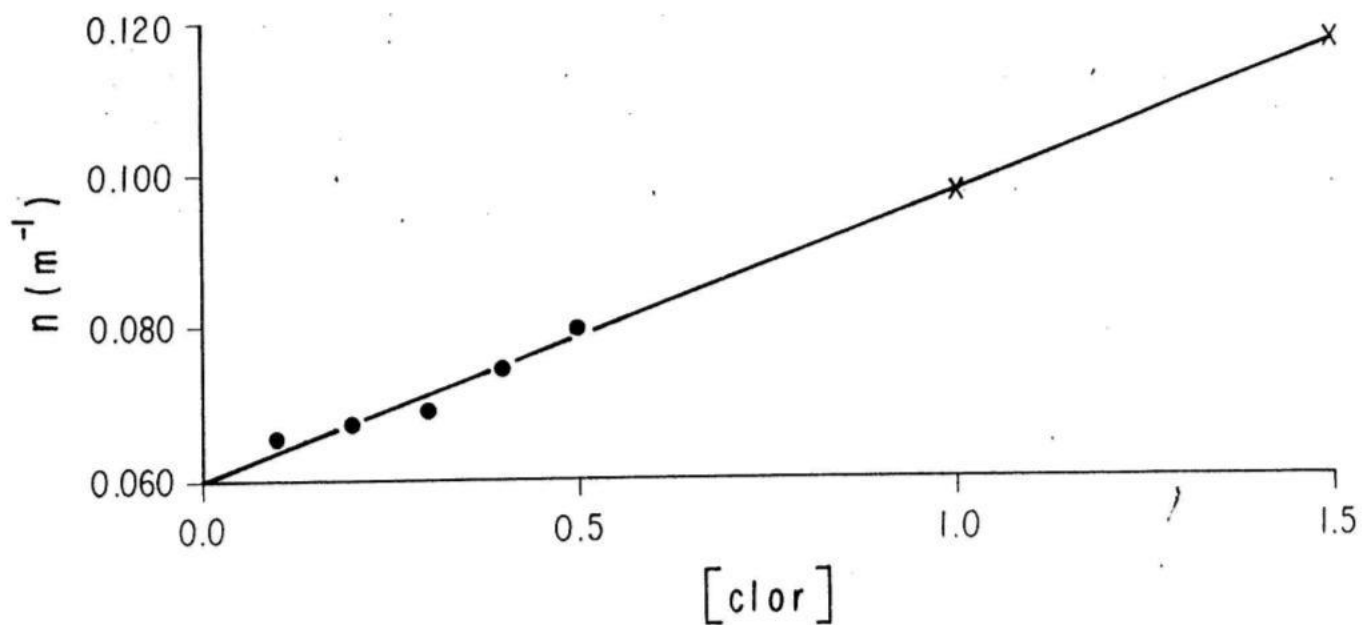


Fig. 17. Variación del coeficiente de la estructura vertical del coeficiente específico promedio ponderado de absorción del fitoplancton (n), en función de $[\text{clor}]$. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos. Las cruces significan extrapolaciones para $[\text{clor}] > 0.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$.

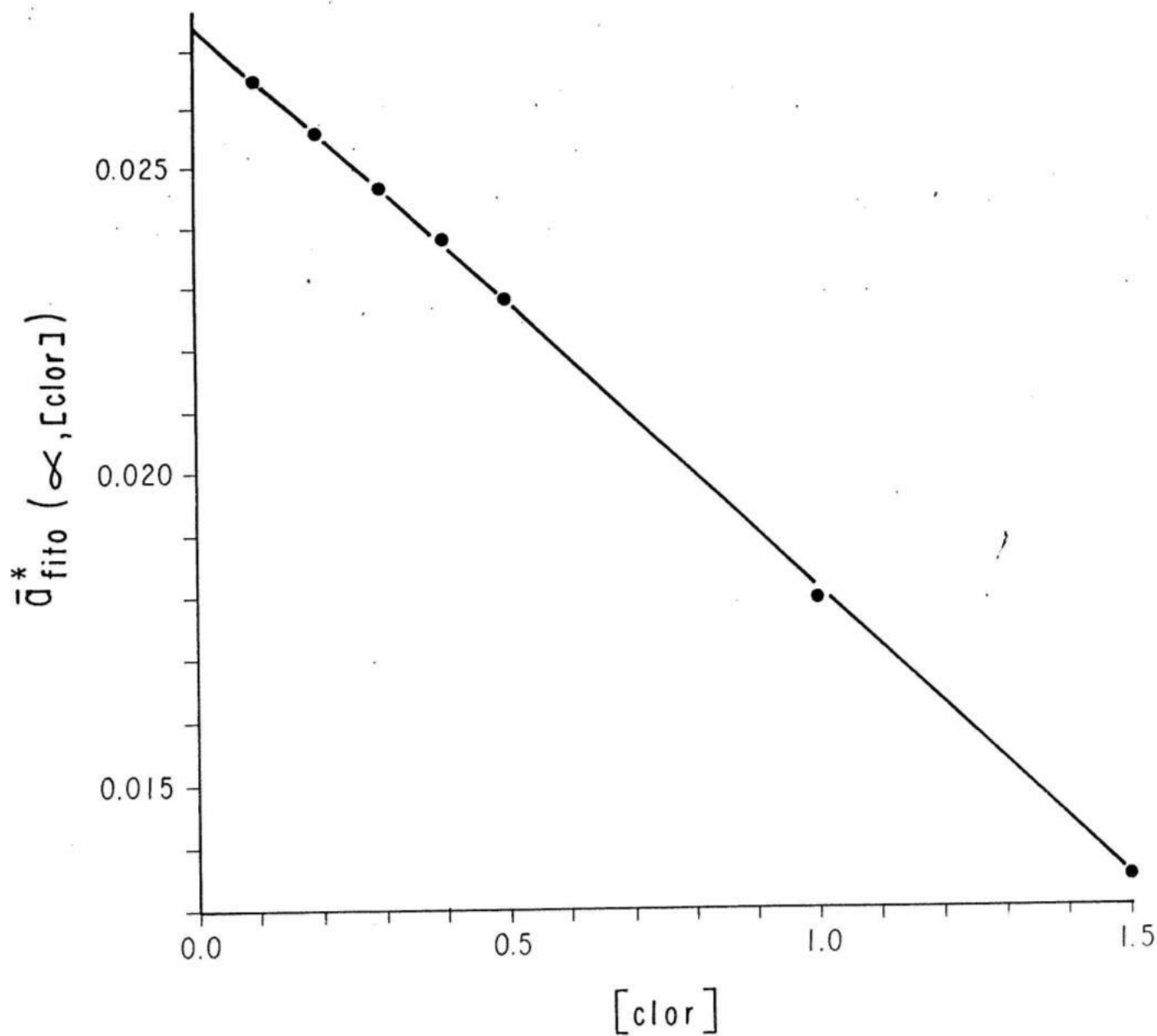


Fig. 18. Variación del valor asintótico del coeficiente específico promedio ponderado de absorción del fitoplancton ($\bar{\alpha}_{fito}(\infty, [clor])$), en función de $[clor]$. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.

10 m. Para [clor] igual a $0.1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ el error más grande se presenta a 30-40 m y es $+0.0014 \text{ m}^2 \cdot \text{mg}^{-1}$ (Fig. 16). A profundidades mayores y menores el error disminuye.

El coeficiente promedio específico de absorción del gilvin más detritus, ponderado por la irradiancia de cada longitud de onda, aumenta cuasi-exponencialmente con la profundidad para valores bajos de [clor] (hasta un poco menos que $1.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$). El caso extremo es el que corresponde al valor más bajo de [clor] ($0.1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$), en donde $\bar{\alpha}_{gd(z,[clor])}^*$ varió de $0.0191 \text{ m}^2 \cdot \text{mg}^{-1}$ en la superficie a $0.0402 \text{ m}^2 \cdot \text{mg}^{-1}$ a 100 m. Pero para valores de [clor] desde un poco menores que $1.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, $\bar{\alpha}_{gd(z,[clor])}^*$ primero aumenta con la profundidad, hasta 10 m en los casos de 1.0 y $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, y luego disminuye. Para el valor mayor de [clor] ($1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$), $\bar{\alpha}_{gd(z,[clor])}^*$ presenta la menor variación con la profundidad, con un intervalo de $0.0168 \text{ m}^2 \cdot \text{mg}^{-1}$ a 100 m y $0.0231 \text{ m}^2 \cdot \text{mg}^{-1}$ a 10 m (Fig. 19).

A los valores de $\bar{\alpha}_{gd(z,[clor])}^*$ se les ajustó una curva de tipo exponencial:

$$\bar{\alpha}_{gd(z,[clor])}^* = \left(\bar{\alpha}_{gd(\alpha,[clor])}^* - \bar{\alpha}_{gd(0,[clor])}^* \right) (1 - e^{-qz}) + \bar{\alpha}_{gd(0,[clor])}^*.$$

En sentido estricto, esta expresión no representa el comportamiento de las curvas para valores de [clor] desde un poco menores a $1.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ hasta $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$. Sin embargo, considerando que los errores más grandes se presentan en el caso en que [clor] es igual a $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, con un valor de -0.002 unidades en las profundidades donde

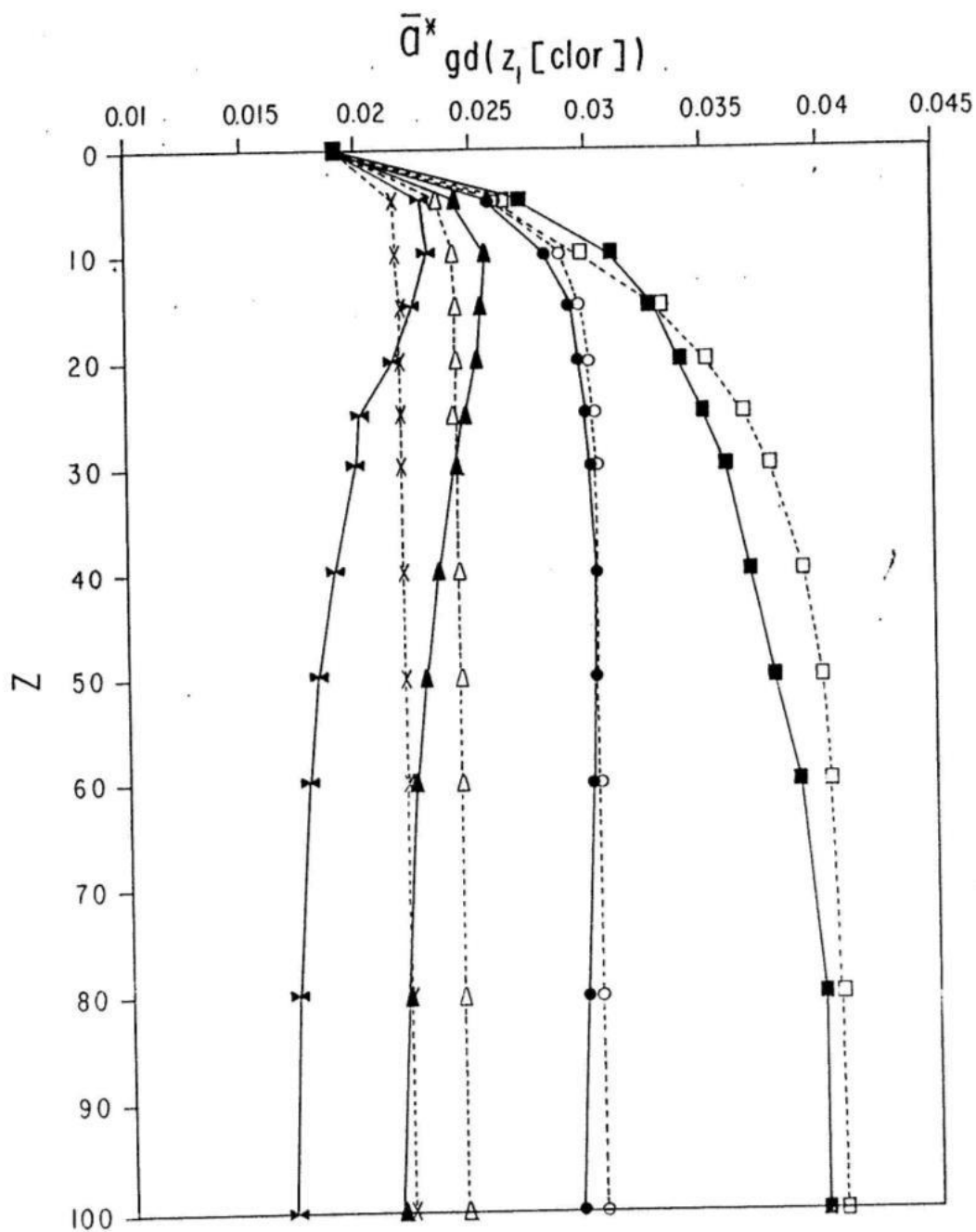


Fig. 19. Variación del coeficiente específico promedio de absorción del gilvin + detritus ($\bar{a}_{gd(z, [clor])}$), ponderado por la irradiancia in situ de cada color, en función de la profundidad y [clor]. Las líneas punteadas son la representación del comportamiento del modelo exponencial.

se presenta el máximo de $\bar{\alpha}_{gd(z,[clor])}^*$ (cerca de 10 m), y con un valor de +0.004 a 100 m, como una primera aproximación se aplicó la expresión exponencial a todo el intervalo de [clor] hasta $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$. De nuevo, el ajuste se hizo forzando la ecuación a pasar por las curvas a 10 m de profundidad, para que los valores subsuperficiales estén más cercanos a los verdaderos, ya que en estas bajas profundidades los valores absolutos de irradiancia son más altos. La relación entre $\bar{\alpha}_{gd(\alpha,[clor])}^*$ y [clor] no es lineal (Fig. 20), por lo que se hizo un ajuste de decaimiento exponencial forzando a que $\bar{\alpha}_{gd(\alpha,[clor])}^*$ para [clor] igual a $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ fuese igual a 0.0192, con el fin de tener un valor lo más cercano posible al real pero mayor al de superficie ($\bar{\alpha}_{gd(0,[clor])}^*$) para evitar el decaimiento de $\bar{\alpha}_{gd(z,[clor])}^*$ con la profundidad. La ecuación de $\bar{\alpha}_{gd(\alpha,[clor])}^*$ en función de [clor] es:

$$\bar{\alpha}_{gd(\alpha,[clor])}^* = 0.192 + 0.0246e^{-1.76[clor]}.$$

Los valores de q se obtuvieron utilizando los valores de $\bar{\alpha}_{gd(\alpha,[clor])}^*$ de esta ecuación y no los reales. Los valores de $\bar{\alpha}_{gd(\alpha,[clor])}^*$ deducidos de la ecuación son muy similares a los reales para [clor] entre 0.1 y $0.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Fig. 19), pero los correspondientes a [clor] igual a 1.0 y $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ son mayores que los reales, en el caso extremo hasta por 0.004 unidades. De una manera similar que para $\bar{\alpha}_{fito(z,[clor])}^*$, debido al decaimiento de $\bar{\alpha}_{gd(z,[clor])}^*$ para profundidades mayores de 10

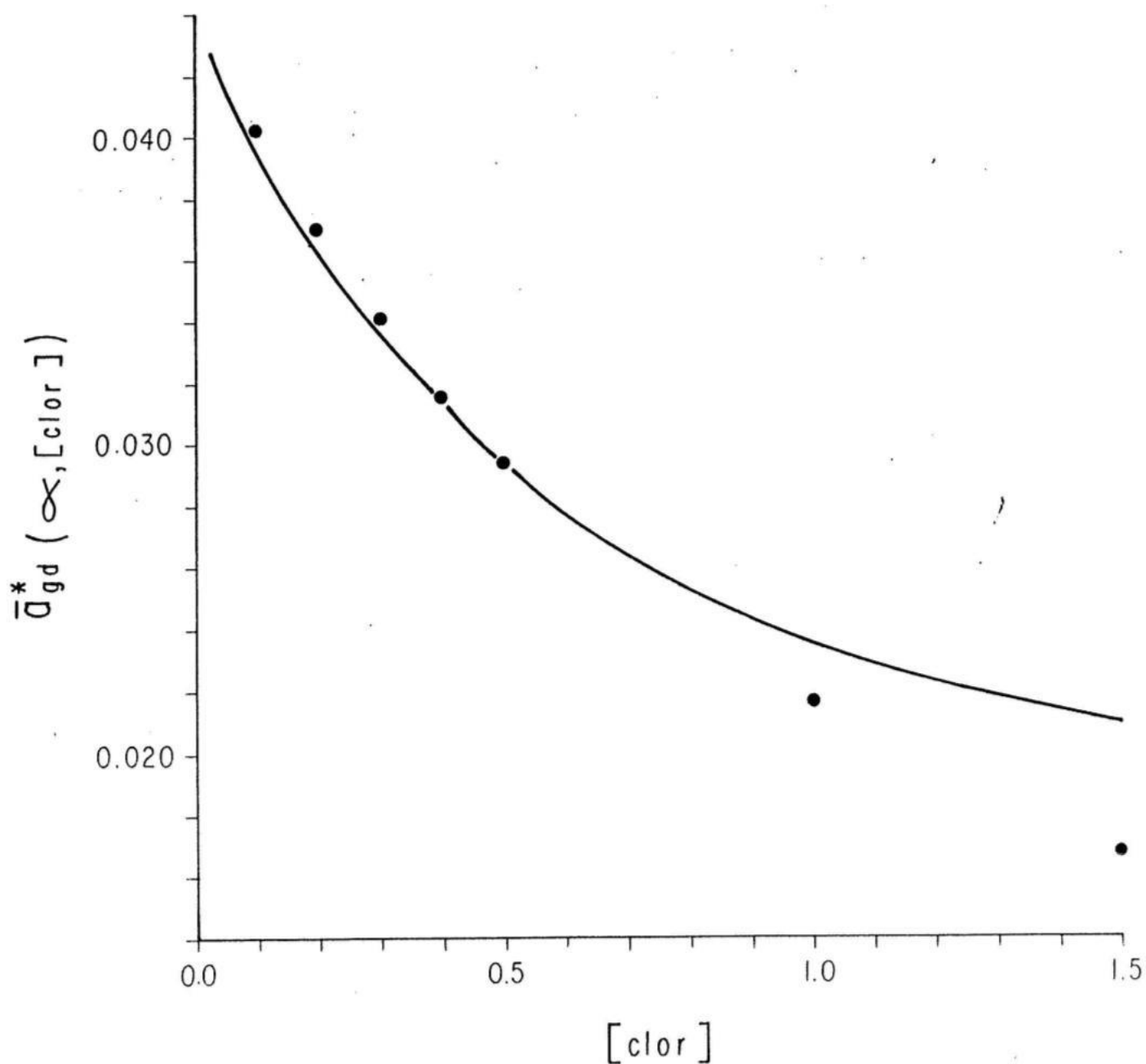


Fig. 20. Variación del valor asintótico del coeficiente específico promedio ponderado de absorción del gilvin + detritus ($\bar{\alpha}_{gd}(\alpha, [\text{clor}])$), en función de $[\text{clor}]$. La línea representa el ajuste de decaimiento exponencial.

m, no se obtuvieron valores de q para $[\text{clor}]$ igual a 1.0 y 1.5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ directamente con el ajuste de las curvas. Lo que se hizo fue calcular los valores de q para las concentraciones de 0.1 a 0.5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, luego se encontró la línea recta que los representa, por regresión lineal simple, y finalmente se extrapoló la recta para encontrar los valores de q correspondientes a valores de $[\text{clor}] > 0.5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$. La ecuación de esta línea recta es $q = 0.033 + 0.343[\text{clor}]$ ($r^2 = 0.92$) (Fig. 21). De esta manera, la ecuación para $\bar{a}_{gd(z, [\text{clor}]})^*$ queda sólo en función de z y $[\text{clor}]$:

$$\bar{a}_{gd(z, [\text{clor}])}^* = 0.0191 + \\ + (0.001 + 0.0246e^{-1.76[\text{clor}]})(1 - e^{-(0.033 + 0.343[\text{clor}])z}).$$

Para $[\text{clor}]$ igual a 1.0 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, esta ecuación produce valores de $\bar{a}_{gd(z, [\text{clor}])}^*$, para profundidades someras, menores a los reales en sólo 0.0023 unidades en el peor de los casos ($z = 10 \text{ m}$), y para profundidades grandes produce valores mayores que los reales en sólo 0.0018 unidades en el peor de los casos ($z = 100 \text{ m}$); y para $[\text{clor}]$ igual a 1.5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ produce valores de $\bar{a}_{gd(z, [\text{clor}])}^*$, para profundidades someras, menores que los reales en sólo 0.0021 unidades ($z = 10 \text{ m}$), y para profundidades grandes produce en el peor de los casos un valor mayor que el real en sólo 0.0042 unidades ($z = 100 \text{ m}$) (Fig. 19). En el otro extremo, para $[\text{clor}]$ igual a 0.1 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, la ecuación de $\bar{a}_{gd(z, [\text{clor}])}^*$ produce para 15 m un valor menor al real en 0.0020 unidades, que

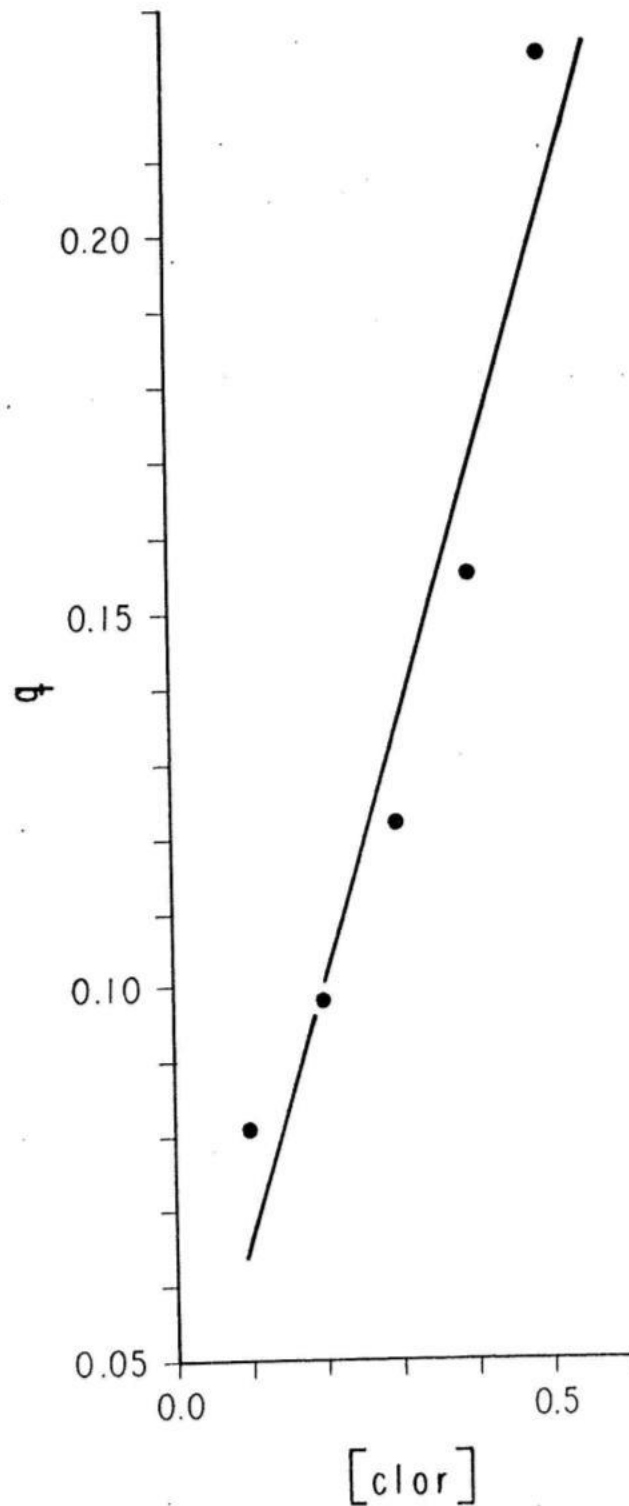


Fig. 21. Variación del coeficiente de la estructura vertical del coeficiente específico promedio ponderado de absorción del gilvin + detritus (q), en función de $[clor]$. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.

es el error negativo más grande; la curva de la ecuación cruza a la de los datos entre 15 y 20 m, y el error positivo más grande se da entre 30 y 40 m y es de 0.0011 unidades.

Con lo anterior contamos ahora con una expresión para el coeficiente de absorción de cada componente óptico del agua de mar. Basta sumarlos para obtener el coeficiente de absorción total (α_T). Sin embargo, podemos todavía intentar una expresión más directa de α_T si sumamos los valores promedio ponderados de los coeficientes de absorción, para cada profundidad y para cada [clor], y deducimos una expresión que represente el comportamiento de esta suma. El coeficiente de absorción total disminuye cuasi-exponencialmente con la profundidad, de 0.162 m^{-1} en la superficie a un valor asintótico de 0.024 para $[\text{clor}] = 0.1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, y de 0.208 en la superficie a un valor asintótico de 0.087 para $[\text{clor}] = 1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Fig. 22).

A los valores de $\bar{\alpha}_{T(z, [\text{clor}])}$ se les ajustó una curva de tipo exponencial:

$$\bar{\alpha}_{T(z, [\text{clor}])} = (\bar{\alpha}_{T(0, [\text{clor}])} - \bar{\alpha}_{T(\alpha, [\text{clor}])})e^{-sz} + \bar{\alpha}_{T(\alpha, [\text{clor}])},$$

donde $\bar{\alpha}_{T(0, [\text{clor}])}$ es el valor del coeficiente promedio de absorción total para cero metros de profundidad y $\bar{\alpha}_{T(\alpha, [\text{clor}])}$ es el valor asintótico de este coeficiente. La ecuación es una curva que al ajustarse a los datos pasa por valores más altos en los primeros metros de profundidad, por valores más bajos a profundidades intermedias, y finalmente por valores más altos en la parte más profunda de la

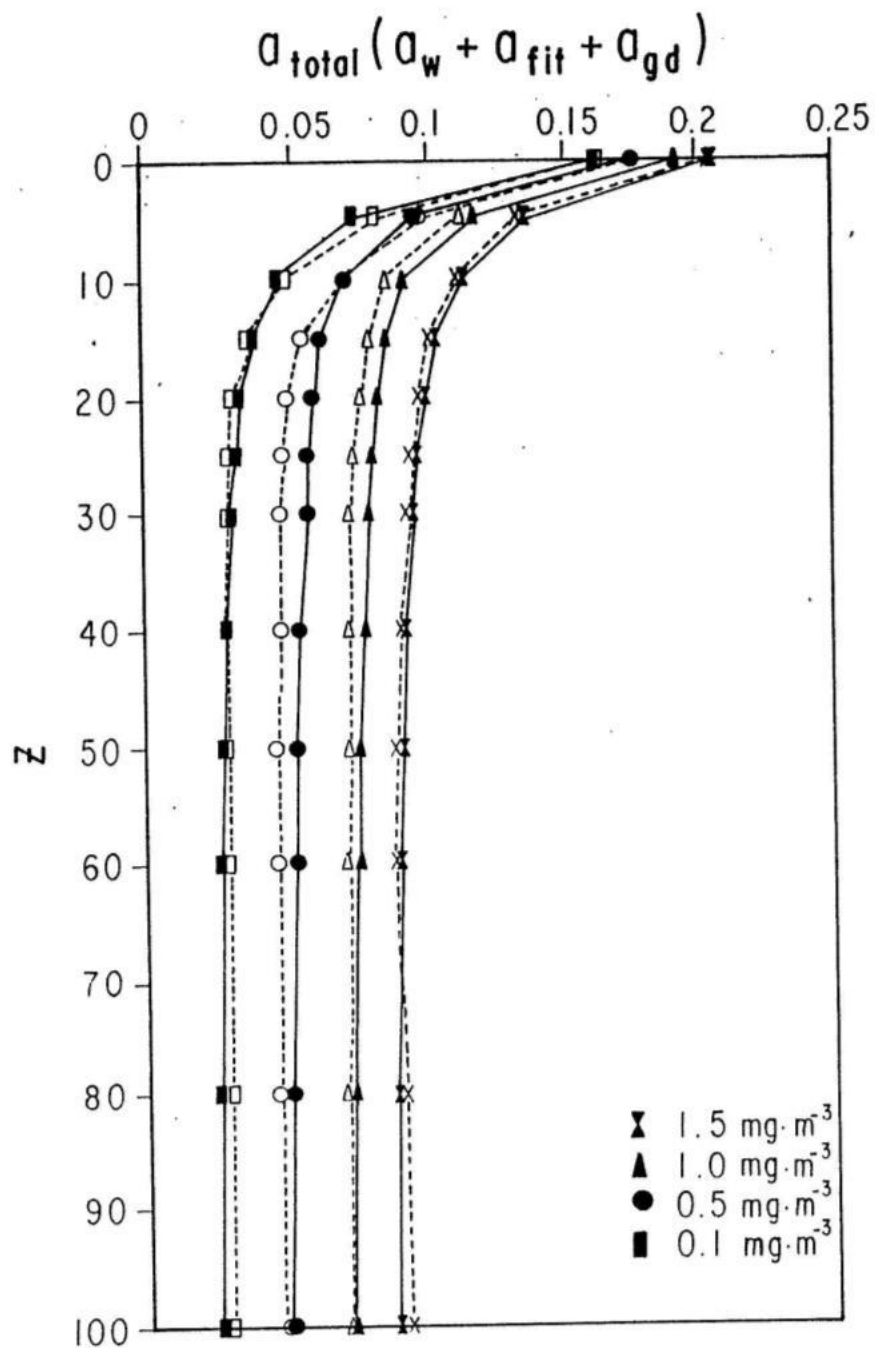


Fig. 22. Variación del coeficiente promedio de absorción total ($\bar{a}_{T(z, [clor])}$), ponderado por la irradiancia in situ de cada color, en función de la profundidad y [clor]. Las líneas punteadas son la representación del comportamiento del modelo exponencial.

columna eufótica. De nuevo, el ajuste se hizo forzando a que la curva de la ecuación pase por la de los datos a una profundidad cercana a diez m. El valor de s , el coeficiente de la estructura vertical del coeficiente promedio de absorción total, varía en función lineal de $[clor]$ (Fig. 23) de acuerdo a la ecuación ($r^2 = 0.95$):

$$s = 0.193 - 0.024[clor].$$

El valor superficial, $\bar{a}_{T(0,[clor])}$, varía linealmente en función de $[clor]$ (Fig. 23) de acuerdo con la ecuación ($r^2 = 0.999$):

$$\bar{a}_{T(0,[clor])} = 0.159 + 0.033[clor].$$

El valor asintótico, $\bar{a}_{T(\infty,[clor])}$, varía linealmente en función de $[clor]$ (Fig. 23) de acuerdo a la ecuación ($r^2 = 0.99$):

$$\bar{a}_{T(\infty,[clor])} = 0.023 + 0.045[clor].$$

Por lo anterior, la ecuación que representa la variación de $\bar{a}_{T(z,[clor])}$ queda como:

$$\bar{a}_{T(z,[clor])} = (0.136 - 0.012[clor])e^{(-0.193 + 0.024[clor])z} + (0.023 + 0.045[clor]).$$

Los valores de $\bar{a}_{T(z,[clor])}$ calculados con esta ecuación para $[clor] = 0.1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ coinciden con el valor real a cero m de profundidad, tienen un error máximo positivo de 0.008 m^{-1} a 5 m, coinciden con el valor real entre 10 y 15 m, tienen un error máximo negativo de 0.003 m^{-1} a 20-30 m, coinciden de nuevo con el valor real a 40 m,

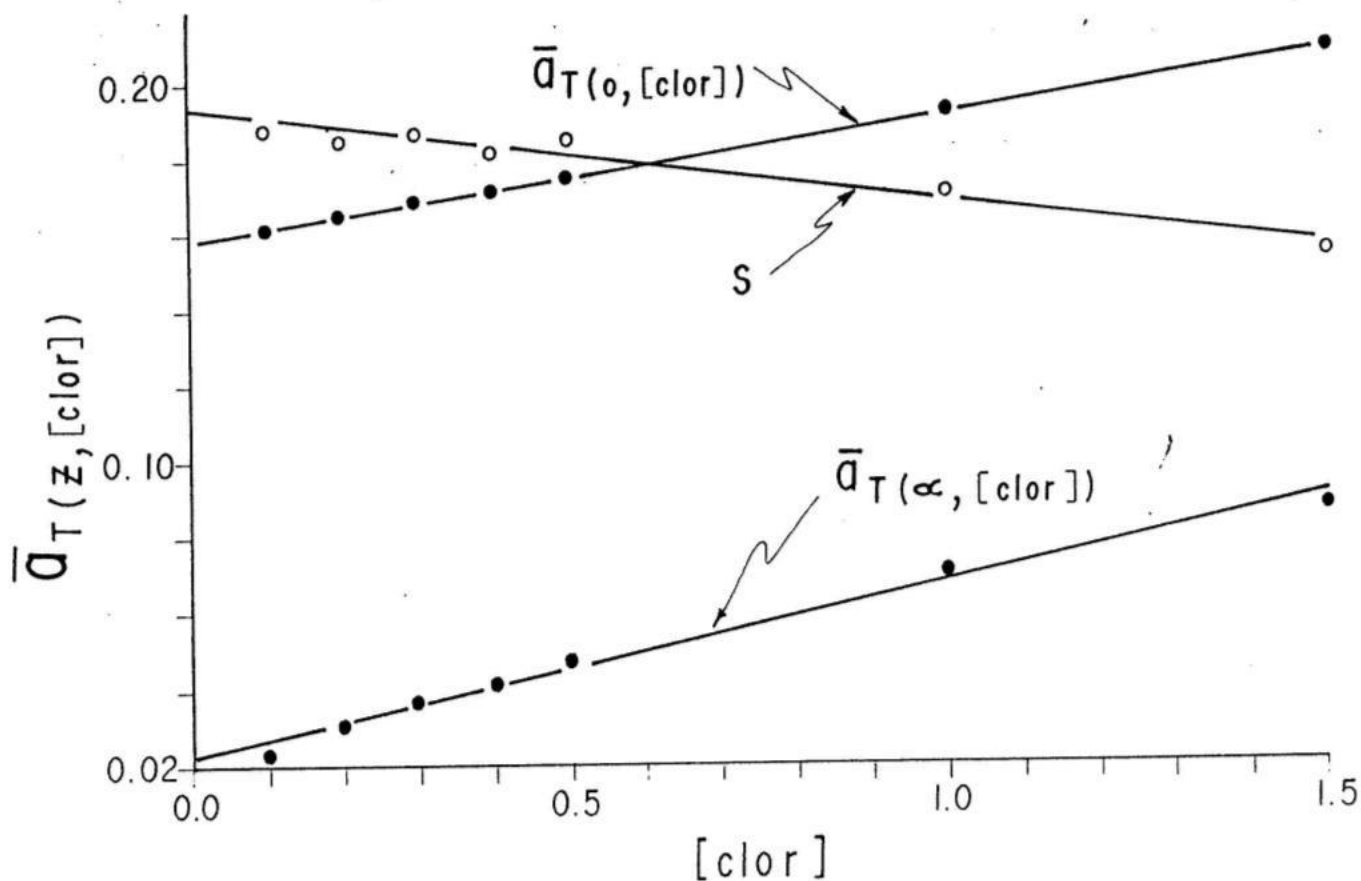


Fig. 23. Variación del coeficiente de la estructura vertical del coeficiente promedio de absorción total (s), del valor superficial del coeficiente promedio ponderado de absorción total ($\bar{a}_{T(0, [clor])}$), y del valor asintótico de este coeficiente ($\bar{a}_{T(\infty, [clor])}$), en función de $[clor]$. Las rectas son las líneas de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.

y finalmente tienen un error máximo positivo de 0.004 m^{-1} a 100 m (Fig. 22). Los valores calculados de $\bar{a}_{T(z,[clor])}$ para $[clor] = 1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ coinciden a cero m con el valor real, tienen un error máximo positivo de 0.007 m^{-1} a 5 m, coinciden con el valor real entre 10 y 15 m, tienen un error máximo negativo de 0.004 m^{-1} de 20 a 30 m, coinciden de nuevo con el valor real a 55 m, y finalmente tienen un error máximo positivo de 0.003 m^{-1} a 100 m (Fig. 22).

Para obtener el coeficiente de dispersión (b) en función de $[clor]$ para la PAR total disponible, de la expresión de Gordon y Morel (1983), se requiere una expresión para el promedio ponderado de λ ($\bar{\lambda}_{(z,[clor])}$).

A los valores de $\bar{\lambda}_{(z,[clor])}$ (Fig. 13) se les ajustó una curva de tipo exponencial:

$$\bar{\lambda}_{(z,[clor])} = (\bar{\lambda}_{(0,[clor])} - \bar{\lambda}_{(a,[clor])})e^{-rz} + \bar{\lambda}_{(a,[clor])}$$

donde $\bar{\lambda}_{(0,[clor])}$ es el valor de la longitud de onda promedio para cero metros de profundidad y $\bar{\lambda}_{(a,[clor])}$ es el valor asintótico de la misma. El valor de r , el coeficiente de la estructura vertical de la longitud de onda promedio, varía linealmente en función de $[clor]$ para el intervalo de 0.0 a $0.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Fig. 24), de acuerdo con la ecuación ($r^2 = 0.99$):

$$r = 0.095 + 0.091[clor].$$

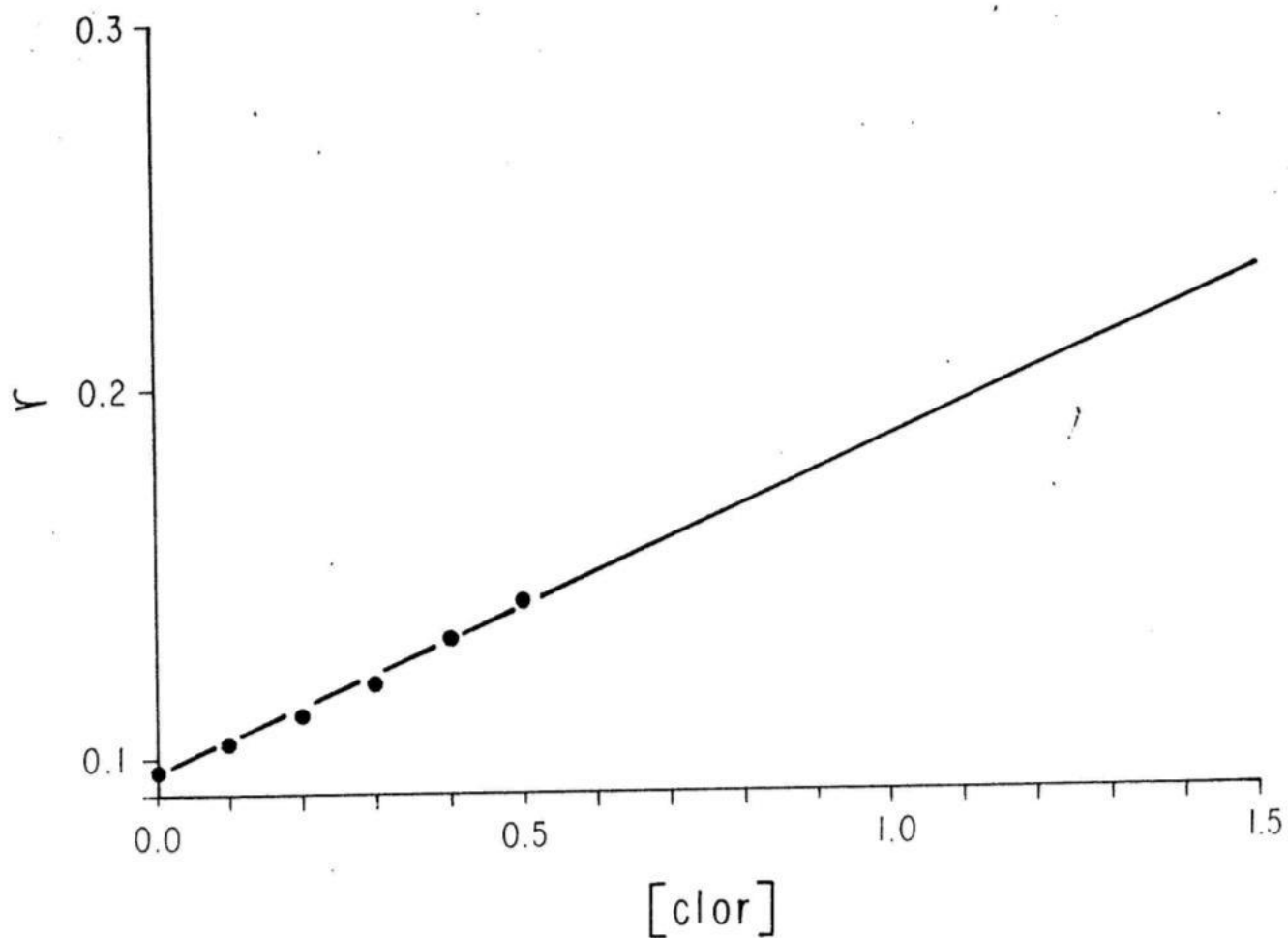


Fig. 24. Variación del coeficiente de la estructura vertical de la longitud de onda promedio ponderada (r), en función de $[clor]$. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.

A concentraciones mayores a $0.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, el valor de r es superior al calculado con esta recta. Si se toman los valores de r calculados con la recta, los valores de $\bar{\lambda}_{(z, [clor])}$ tienen un error máximo positivo de 18 nm para el caso en que $[clor]$ es $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, a una profundidad de 15 m, y un error máximo negativo de 9 nm para el caso en que $[clor]$ es $0.1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, a una profundidad de 25 m. Los mayores errores para el caso en que $[clor]$ es igual a $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ se deben a que en realidad la curva original no es un decaimiento exponencial. El modelo tiene la mejor representatividad de las curvas originales para $[clor]$ alrededor de $1.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Fig. 13). Los valores de $\bar{\lambda}_{(z, [clor])}$ para profundidades mayores a 20 m no son muy sensibles a los cambios en r .

El valor asintótico, $\bar{\lambda}_{(\alpha, [clor])}$, presenta una relación lineal con $[clor]$ ($r^2 = 0.99$) (Fig. 25). La ecuación de esta recta es:

$$\bar{\lambda}_{(\alpha, [clor])} = 453 + 45[clor].$$

Por lo tanto, la ecuación para $\bar{\lambda}_{(z, [clor])}$ es:

$$\bar{\lambda}_{(z, [clor])} = 453 + 45[clor] + (95 - 45[clor])e^{-(0.095 + 0.091[clor])z},$$

Y la ecuación de Gordon y Morel (1983) para b queda:

$$b_{(z, [clor])} = 0.0045(450/\bar{\lambda}_{(z, [clor])}) + (550/\bar{\lambda}_{(z, [clor])})0.3[clor]^{0.62}.$$

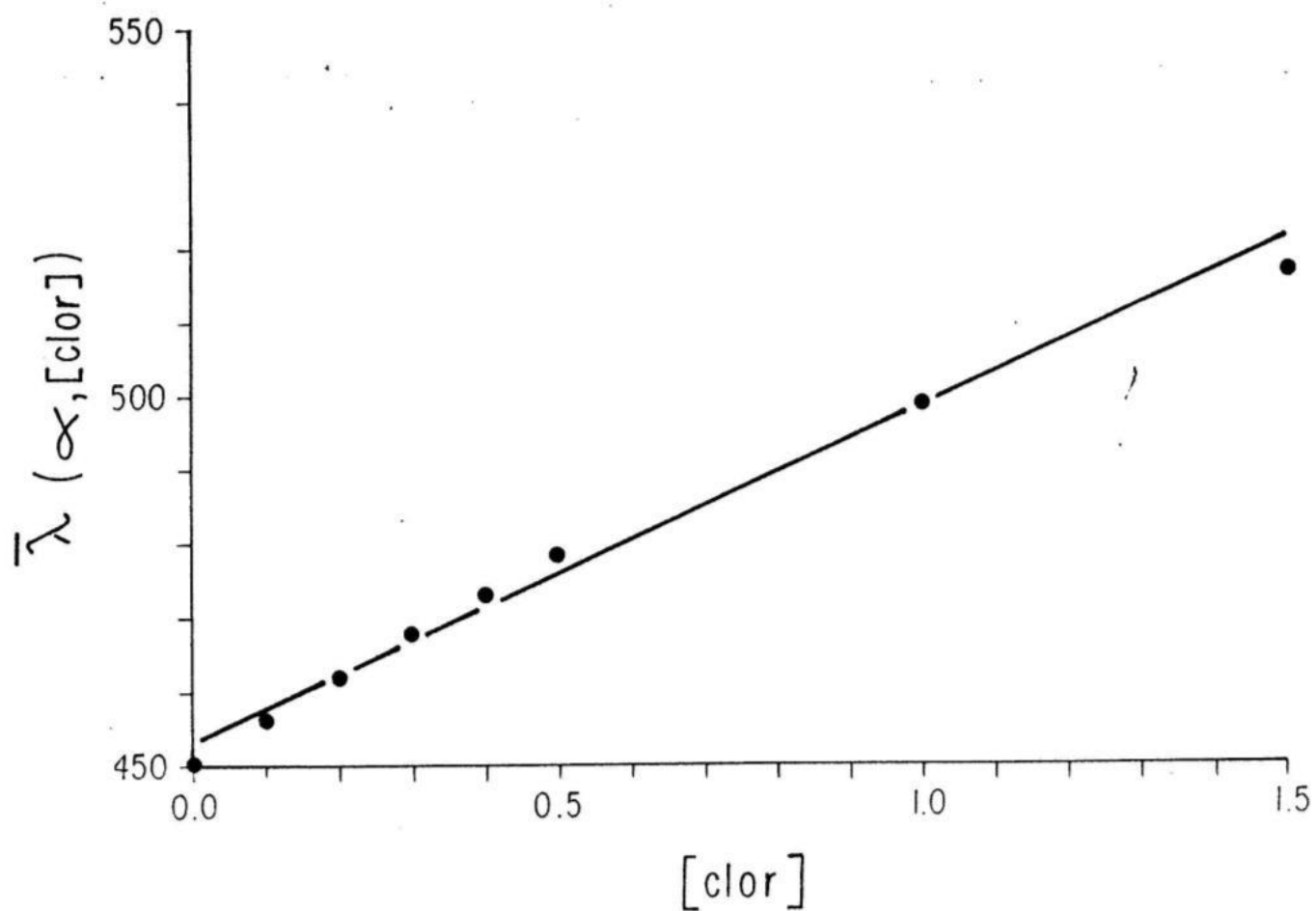


Fig. 25. Variación del valor asintótico de la longitud de onda promedio ponderada ($\bar{\lambda}_{(\infty, [\text{clor}]})$), en función de $[\text{clor}]$. La recta es la línea de la suma mínima de los cuadrados de los residuos.

VII. DISCUSIONES

Existen dos problemas muy grandes que evitan el que los modelos de regresión lineal de $K_{o(z)}$ vs. [clor] sean apropiados: el efecto del oleaje superficial en la luz; y la absorción fuerte del agua en el rojo. El oleaje actúa como una secuencia un tanto irregular de lentes que concentran y disipan la luz. Este efecto puede ser tan grande como para resultar en una variación de la irradiancia de hasta un máximo 5 veces más grande que el promedio para una misma profundidad, hasta una vez cada 17 minutos, en el peor de los casos. A la profundidad de un metro, los rayos de luz mayores que 1.5 veces la irradiancia promedio ocurren con una frecuencia tan alta como 6 Hz. Los rayos más intensos exceden cinco veces la irradiancia promedio a una frecuencia de 10^{-3} Hz (Dera et al., 1992).

Cuando el perfil de luz se mide bajando y subiendo el irradiómetro con una velocidad más o menos constante, se generan una serie de irregularidades en los datos, que incluyen valores mayores de irradiancia para profundidades mayores. Esto introduce mucha variación aleatoria en los coeficientes de atenuación de luz difusa calculados a partir de los datos de irradiancia, a pesar de que se escojan los perfiles de luz sin irregularidades aparentes. Por ello, una mejor manera de generar perfiles de irradiancia, y radiancia, es el situar el sensor a profundidades fijas por varios minutos y generar promedios (Clark, D., NOAA, Washington, D. C., comunicación personal).

La fuerte absorción del rojo por el agua, en los primeros metros, hace que el coeficiente de atenuación sea mucho mayor en la capa superficial que en aguas más profundas (Sathyendranath y Platt, 1990) (Figs. 2 y 8). De hecho, el problema de cambio de calidad espectral de la luz con la profundidad, y su efecto en el coeficiente de atenuación de la luz, se da en toda la columna eufótica, pero es más evidente en los primeros 15 m. Además, existe el efecto del cambio de la distribución angular de la luz (Gordon, 1989).

Aún en el caso de las aguas de profundidad mayor a 10-15 m, la pendiente de la recta del modelo tomando los datos en sentido vertical (Figs. 6 y 9) no representa en sentido estricto el coeficiente específico de absorción del fitoplancton (k_{cl}). Esta pendiente es constante y el coeficiente específico de absorción del fitoplancton varía con la profundidad porque varía la calidad espectral de la luz (Morel, 1978). Además, la pendiente incluye la absorción por el gilvin y el detritus. Ya desde hace más de veinte años Tyler y Smith (1970) presentaron evidencias de la variación de k_{cl} que se incrementa con la profundidad en aguas azules, decrece en aguas verdes y cambia relativamente poco en aguas azul-verdes. Tyler y Smith (1970) y Morel (1978) llegaron a estas conclusiones con mediciones in situ de irradiancia y con datos de concentración de clorofila.

Un tercer problema es el cambio de la contribución del agua a la absorción de la luz en función del cambio de [clor] (Fig. 13). En las regresiones se supone que la ordenada al origen es la

contribución del agua al coeficiente de atenuación vertical de luz difusa. Con una regresión tomando los datos en el sentido vertical resulta una sola ordenada al origen para toda la columna de agua. Sin embargo, $\bar{\alpha}_{w(z,[clor])}$ cambia hasta en más de 100%, con relación a su valor más pequeño, entre 0.0 y 1.5 mg·m⁻³. Si [clor] cambia mucho con la profundidad esto puede resultar en errores grandes al aplicar la regresión.

En el mejor de los casos, algunos de estos modelos de regresión lineal en el sentido vertical podrían ser satisfactorios para describir la variación de $K_{o(z)}$ en función de [clor], o bien se podría proponer un modelo estimando valores promedio de la pendiente y la ordenada al origen con los resultados de las regresiones con los coeficientes de correlación más altos. Sin embargo, tal modelo, ó modelos, sólo serían útiles para estimar valores de $K_{o(z)}$ por debajo de los primeros 10 ó 15 m de profundidad, y no habría manera de calcular la atenuación de la luz en esta capa superficial. Por ello, es más apropiado utilizar los resultados del modelo teórico, que reproduce más apropiadamente la variación de $K_{E(z)}$, $K_{d(z)}$ y $K_{o(z)}$ desde la superficie del mar.

Los resultados del modelo teórico para el coeficiente específico de absorción del fitoplancton ($\bar{\alpha}_{fito(z,[clor])}^*$) (Fig. 16) concuerdan con lo expuesto por Tyler y Smith (1970) y Morel (1978). El coeficiente específico, $\bar{\alpha}_{fito(z,[clor])}^*$, aumenta con la profundidad con concentraciones bajas de clorofila (aguas azules), se mantiene bastante constante con la profundidad con concentraciones intermedias de clorofila

(alrededor de $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$) (aguas azul-verdes), y disminuye con la profundidad con concentraciones altas de clorofila (aguas verdes), aunque siempre aumenta en los primeros metros en el intervalo de [clor] de 0.0 a $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Con las regresiones en el sentido horizontal se mantiene la misma profundidad y se supone un régimen de luz constante para dicha profundidad. Esto se logra haciendo regresiones lineales entre K_0 y concentraciones pigmentarias tomando todas las estaciones posibles para una profundidad, y luego el mismo juego de estaciones para otra profundidad determinada, y así sucesivamente. Tomando los datos en el sentido horizontal se evita en gran medida el problema de la variación espectral de la luz. Sin embargo, un problema grande en este caso es que los intervalos de variación de [clor] y del coeficiente de atenuación de la luz para una misma profundidad son muy pequeños y esto hace que los errores se agranden relativamente, causando bajos coeficientes de correlación. Además, se tiene el problema de aplicar toda una serie de modelos, uno para cada profundidad, en lugar de uno solo de aplicación universal. Una ventaja de estos modelos con respecto a los de regresión lineal tomando los datos en el sentido vertical es que la pendiente de la recta sí se acerca al coeficiente específico de absorción del fitoplancton porque se está manejando en cada caso casi la misma calidad espectral de la luz. Sin embargo, queda el problema del efecto de la presencia del gilvin y el detritus.

Una aplicación importante del $\bar{a}_{fito(z,[clor])}^*$ calculado con el modelo teórico es que nos permite hacer mejores estimaciones de la productividad mediante modelos mecanísticos donde se explicita la luz utilizable por el fitoplancton. Modelos como el de Kiefer y Mitchell (1983) se basan en expresiones para la luz absorbida, o utilizable, por el fitoplancton:

$$a_{fito}^*[clor]_z E_{PAR(z)},$$

donde a menudo se supone a a_{fito}^* como un valor promedio constante.

Collins *et al.* (1988) publicaron resultados sobre la variación de la razón $\bar{a}_{(z,[clor])}^* / \bar{a}_{(0,[clor])}^*$ (su figura 9) y llegaron fundamentalmente a la misma conclusión que se ha llegado en este trabajo sobre la variación de $\bar{a}_{fito(z,[clor])}^*$ con los cambios en la concentración de clorofila. Estos últimos autores propusieron un modelo para la luz fotosintéticamente activa (PAR) y la luz utilizable por el fitoplancton (PUR). Su modelo no plantea ecuaciones explícitas para el cálculo de los coeficientes de absorción de PAR total de los componentes ópticos del agua. Más bien plantea un procedimiento para calcular la atenuación de la luz monocromáticamente y finalmente llegar al promedio ponderado de $\bar{a}_{fito(z,[clor])}^*$, éste último de una manera similar a como se ha hecho en el presente trabajo. Se basaron en una ecuación empírica de Austin y Petzold (1984) para K_λ que parte de la premisa que los únicos componentes ópticos del agua de mar

son el agua misma y el fitoplancton, ignorando la presencia de gilvin y detritus, además de que no toman en cuenta la variación de la distribución angular del campo de luz con la profundidad.

El espectro de absorción del fitoplancton que utilizaron Collins *et al.* (1988) es uno publicado por Morel (1978) y consiste en el promedio de diez espectros obtenidos de cinco cultivos diferentes de laboratorio. El utilizado aquí es uno más nuevo que resultó del promedio de 14 espectros de otras tantas especies cultivadas también en laboratorio. Es interesante notar que, a pesar de que Collins *et al.* (1988) no consideraron la presencia de gilvin y detritus, su conclusión es la misma con relación a que es a una concentración de alrededor de $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ que $\bar{a}_{fito(z, [clor])}^*$ tiene un cambio mínimo con la profundidad.

Otra aplicación importante del modelo para calcular $\bar{a}_{fito(z, [clor])}^*$ es la estimación de la eficiencia cuántica máxima del fitoplancton ($\phi_{\max}$) a partir de la pendiente inicial de la curva fotosíntesis-irradiancia (α^B). De acuerdo con Kirk (1983), $\phi_{\max(z)} = \alpha_{(z)}^B / \bar{a}_{(z, [clor])}^*$. Esta eficiencia cuántica máxima es parte de modelos mecanísticos para estimar la fotosíntesis.

La capacidad de las microalgas de absorber la luz, expresada por el coeficiente específico $\bar{a}_{fito(z, [clor])}^*$, no se puede derivar fácilmente de mediciones en el campo debido a la presencia del detritus asociado (Morel, 1991) (sin embargo, existen intentos como lo propuesto por Bidigare *et al.*, 1987, y por Kishino *et al.*,

1985). Por lo tanto es razonable adoptar espectros de absorción de fitoplancton puro como los que se han determinado para células cultivadas en laboratorio. Un espectro promedio computado de las mediciones para catorce especies, como el de Morel (1988), es muy apropiado. La magnitud absoluta de los espectros para las varias especies puede cambiar hasta por un factor de dos, pero la forma espectral es mucho menos variable. Si la forma se supone invariante es muy sencillo calcular la capacidad de absorción en función de [clor].

El espectro de absorción de las algas difiere entre grupos taxonómicos de acuerdo al tipo y proporción de pigmentos accesorios. Por lo que el uso de un espectro de absorción constante y único, como el de Morel (1988), es una primera aproximación a la realidad. Para un cálculo más exacto se requeriría hacer determinaciones de los pigmentos fotosintéticos mediante métodos como HPLC (High Performance Liquid Chromatography) que ofrecen una mayor precisión en la detección y cuantificación por separación de los pigmentos y de esta forma nos ayuda a saber cuáles son y en que proporción están los pigmentos, y con ello poder construir el espectro de absorción del fitoplancton a la manera de Bidigare *et al.* (1990). Sin embargo, esto no sería expedito y requeriría demasiado trabajo a bordo que no permitiría hacer decisiones rápidas sobre las profundidades de muestreo para fines de incubaciones de productividad primaria. Además, la principal motivación de obtener un modelo teórico para calcular el coeficiente de atenuación vertical de luz

difusa es poder estimar este coeficiente para casos en que sólo contamos con datos de clorofila, e históricamente éstos son los casos que abundan.

Los modelos teóricos para calcular los coeficientes de absorción de los diferentes componentes ópticos del agua de mar para la PAR total, promediados por el espectro de irradiancia in situ, expresados matemáticamente en forma de exponenciales como se presentan aquí, no se habían presentado con anterioridad. Se han publicado expresiones empíricas que relacionan el coeficiente de absorción total con la concentración de clorofila, pero sólo para luz monocromática, como el modelo de Prieur y Sathyendranath (1981). Una innovación importante en este trabajo es el incorporar el papel en la absorción de luz, del gilvin y el detritus, explicitadamente. Porque una cosa es que el gilvin y el detritus covaríen con el fitoplancton, y otra muy alejada de la realidad es que no existan. La covariación se definió a partir del "algoritmo universal" del CZCS, lo cual es de lo más apropiado por el momento, por aquello de utilizar estos modelos para el cálculo de la productividad primaria a partir de imágenes de satélite. Desafortunadamente no se logró una separación explícita del gilvin y el detritus. Quizá en un futuro cercano, con el desarrollo de nuevos algoritmos de sensores remotos para transformar radiancias a concentraciones de pigmentos fotosintéticos, se cuente con la capacidad de separar las contribuciones del gilvin y el detritus a la absorción de luz.

Para el presente trabajo no se tomó en cuenta el posible efecto de paquete al cambiar de profundidad. Babin *et al.* (1993) presentaron resultados para el estuario y el Golfo de St. Lawrence que muestran que el espectro del coeficiente específico de absorción del fitoplancton cambió en el azul (alrededor de 450 nm) hasta en 10% con relación a la media, mientras que de 570 a 700 nm no cambió significativamente. Ellos atribuyeron estos cambios al efecto de paquete, e indicaron que los cambios en la concentración de clorofila se debieron más a los cambios de tamaño celular y contenido de clorofila por célula que a cambios en la abundancia fitoplanctónica. Sin embargo, sus intervalos de variación de clorofila fueron muy amplios, de un poco menos de $1.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ a más de $7.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$. Si sólo consideráramos los casos en que [clor] varió entre valores muy bajos y $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ quizá el efecto de paquete sería mucho menor.

Nelson *et al.* (1993) estudiaron espectros de absorción de comunidades fitoplanctónicas colectadas en la Ensenada del Sur de California (Southern California Bight), entre la superficie y la profundidad equivalente al 1% de irradiancia incidente en la superficie, y concluyeron que en el 25 % de las muestras ocurrió un efecto de paquete significativo, principalmente en las muestras colectadas del máximo subsuperficial de clorofila. Concluyeron que sus datos indican que la influencia del efecto de paquete es pequeña en la zona costera del Sistema de la Corriente de California. Estos últimos autores indicaron que los modelos existentes para calcular las propiedades de absorción del fitoplancton se mejorarán al incluir

información sobre el efecto de paquete. Este efecto se puede determinar con mediciones directas de absorción o con información sobre la composición taxonómica de las comunidades fitoplanctónicas.

Con el coeficiente de absorción total ponderado por el espectro *in situ* de la irradiancia, el coseno promedio para la luz descendente y el coeficiente de dispersión hacia atrás, podemos calcular el coeficiente de atenuación vertical de luz difusa para la irradiancia descendente (K_d) utilizando la ecuación de Preisendorfer (1961), como se mostró en antecedentes. De acuerdo a Kirk (1983), el coeficiente de atenuación vertical de luz difusa para la irradiancia escalar (K_o) es sólo un poco menor que K_d . El valor de K_d/K_o varía de 1.01 a 1.06 para una variación de *b:a* de 0.3 a 30.

La expresión utilizada en este trabajo para la variación vertical del coseno promedio difiere de la de Zaneveld (1989) (mostrada en antecedentes) en que aquí se utiliza un decaimiento exponencial hasta un valor asintótico diferente de cero, mientras que Zaneveld (1989) utilizó un decaimiento exponencial hasta cero, lo cual es irreal y por lo tanto erróneo. Debido a esto también es inapropiada la expresión de Zaneveld (1989) para K_o ($K_o = K_E - K_{\mu}$). La irradiancia escalar es la que se requiere para el fin de estimar la fotosíntesis, porque al fitoplancton no le importa con qué dirección le incide la luz. En sentido estricto la aplicación de estos K_o 's debe hacerse sólo para columnas eufóticas bien mezcladas, con valores homogéneos

de [clor]. Sin embargo, como una primera aproximación, se pueden aplicar a columnas eufóticas donde haya variación de [clor] con la profundidad, siempre que los valores no excedan de $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Como un ejemplo se calcularon los coeficientes de atenuación vertical de luz difusa para la estación CalCOFI del 24 de julio de 1989 (Fig. 8) (Tabla IV). Los valores de K_0 calculados a partir del modelo teórico reproducen muy de cerca los valores de K'_0 calculados directamente del perfil de irradiancia escalar. Las diferencias se pueden explicar no sólo por errores del modelo sino por errores en el procedimiento de cálculo a partir del perfil de irradiancia. Por ejemplo, el valor superficial de K'_0 es menor que el del modelo porque en el cálculo con la ley de Lambert-Beer se tomó un intervalo de tres metros, mientras que en el del modelo es verdaderamente el valor superficial, y la absorción en el rojo cambia mucho en tres metros. El valor de K'_0 para 10 m resultó igual que el de cero m, lo cual es irreal y seguramente se debe a cambios en la irradiancia por oleaje superficial. El valor de K_0 para la profundidad del máximo de clorofila reproduce más que K'_0 el comportamiento que uno esperaría por el efecto del aumento de [clor].

El efecto de las diferencias entre K'_0 y K_0 en el perfil de irradiancia escalar es pequeño para el propósito de aplicaciones prácticas en la ecología del fitoplancton (Tabla IV, Fig. 26). Se tomó una $E_{0(0)}$ arbitrariamente igual a 100 para poder comparar las diferencias directamente como porcentajes de la luz incidente justo

por debajo de la superficie. La mayor diferencia se manifestó a 20 m y fué de 3.3% de $E_{o(0)}$. De nuevo, esta alta diferencia con E'_o más baja que E_o se debe al alto valor de K'_o a 10 m, que al interpolarse entre 10 y 20 m causó una atenuación anómalamente alta. Curiosamente, el valor anómalamente alto de K'_o a 10 m, al interpolarse con el de cero m, compensó el valor bajo de K'_o para cero m, y el perfil de E'_o resultó igual que el de E_o para esos primeros diez m.

Queda el problema de definir cuál es el valor de E_o que incide justo por debajo de la superficie. Para cada día Juliaño, el flujo solar se corrige por la órbita elíptica de la tierra de acuerdo con las fórmulas de Spencer (1971). También Spencer (1971) presenta fórmulas para calcular la declinación del sol, la cual se combina con la latitud de la localidad escogida para obtener la elevación solar en función de la hora. Usando el modelo de Tanré *et al.* (1979) se calcula la radiación solar directa y la luz de cielo que llega a la superficie del mar, la suma de las dos es la irradiancia escalar. Para cálculos estandares se toma una visibilidad de cielo claro de 23 km. La transmisión a través de la interfase se calcula separadamente para la luz de cielo (93.4% de transmisión) y para la luz solar directa usando una reflectancia que depende de la altura del sol sobre el horizonte (Morel, 1991). Una vez bajo la superficie del agua ambas componentes de la luz, cielo y sol, son tratadas juntas con un solo coseno promedio como ya se explicó en la sección de métodos. Esta irradiancia es la escalar descendente,

E_{od} . Para obtener la irradiancia escalar total se requiere sumarle la ascendente, E_{ou} . Para ello se aplica el valor de la reflectancia justo por debajo de la superficie (Fig. 6.13 de Kirk, 1983). Si el sol está en el zenit se multiplica E_{od} por 1.03 para obtener la irradiancia escalar total, E_o . Si el ángulo del zenit del sol es 45° el factor es 1.04.

Z	μ_d	l	b_b	clor	a_T	K_d	K_e	K'_e	E_e	E'_e
0	0.97	0	0.20	0.005	0.166	0.176	0.173	0.117	100	10.0
10	0.79	12	0.20	0.005	0.046	0.065	0.116	0.116	30.6	31.2
20	0.73	25	0.23	0.007	0.034	0.056	0.050	0.050	16.9	13.6
23	0.72	29	0.23	0.007	0.034	0.056	0.052	0.052	14.3	11.7
30	0.70	39	0.27	0.007	0.035	0.060	0.048	0.048	9.60	8.20
33	0.70	43	0.27	0.007	0.035	0.060	0.047	0.047	8.00	7.10
41	0.69	55	0.43	0.009	0.042	0.074	0.074	0.074	4.70	4.40
50	0.69	68	0.95	0.014	0.066	0.116	0.077	0.077	2.00	2.20
62	0.69	85	0.68	0.012	0.054	0.096	0.073	0.073	0.57	0.89
74	0.69	102	0.35	0.008	0.039	0.068	0.074	0.074	0.22	0.37
100	0.69	140	0.07	0.003	0.026	0.042	0.046	0.046	0.05	0.08

Tabla IV. Valores de profundidad, coseno promedio para la irradiancia descendente (μ_d), longitud de la trayectoria de la luz (l), coeficiente de dispersión hacia atrás, [clor], coeficiente promedio ponderado de absorción total ($\bar{a}_T$), coeficiente de atenuación vertical de luz difusa para la irradiancia descendente (K_d) y para la irradiancia escalar (K_e) obtenidos con el modelo teórico, irradiancia escalar calculada con estos coeficientes (E_e), e irradiancia escalar (E'_e) calculada con los coeficientes de atenuación derivados del perfil de irradiancia medido directamente (K'_e).

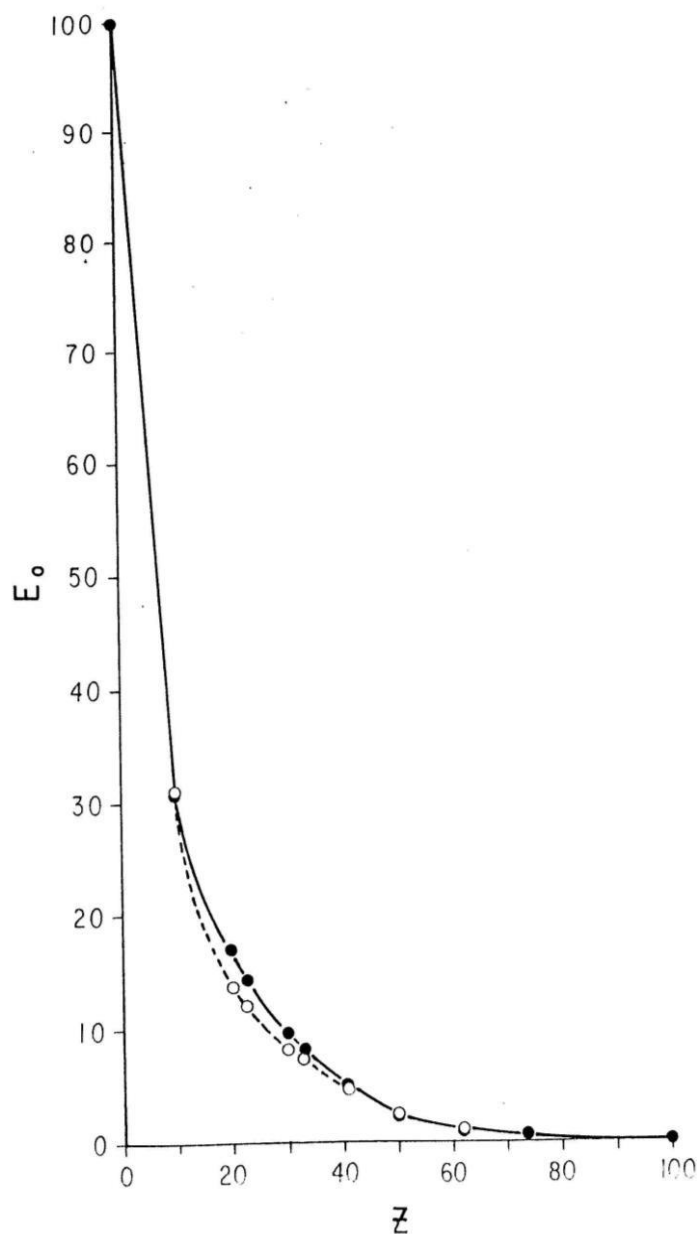


Fig. 26. Perfiles verticales de irradiancia escalar relativa calculadas a partir de un valor de 100 en la superficie de tal manera de apreciar diferencias directamente en porcentaje. Los coeficientes de atenuación se calcularon como un ejemplo de comparación para el caso de la estación hidrográfica del 24 de julio de 1989. E_0 es la irradiancia calculada con el coeficiente de atenuación vertical del modelo teórico y está representada por los círculos negros, y E_0' es la irradiancia calculada con los coeficientes que se derivaron del perfil de irradiancia medido directamente.

VIII. CONCLUSIONES

Existen dos problemas muy grandes que evitan el que los modelos de regresión lineal de $K_{o(z)}$ para la PAR total versus [clor] sean apropiados: el efecto del oleaje superficial en el campo submarino de la luz; y la absorción fuerte del agua en el rojo. Estos modelos de regresión lineal no pueden reproducir apropiadamente la fuerte variación de $K_{o(z)}$ para la PAR total en los primeros diez a quince metros de la columna eufótica.

Mediante modelos teóricos que permiten calcular los coeficientes de absorción de los diferentes componentes ópticos del agua de mar, tomando en cuenta el cambio de calidad espectral de la luz con la profundidad, un modelo tomado de la literatura para el coeficiente de dispersión, y un modelo que reproduce la estructura vertical del coseno promedio, se pueden calcular valores apropiados para $K_E(z)$, $K_d(z)$ y $K_o(z)$ utilizando las expresiones de Gershun (1936) y Preisendorfer (1961). La aplicación de estos modelos sólo requiere de datos de profundidad y concentración de clorofila.

Lo novedoso de estos modelos es que mediante el uso del "algoritmo universal" del CZCS y una expresión teórica de Kirk (1989) para la reflectancia, se pudo encontrar la relación de covariación del gilvin + detritus y la concentración de clorofila. Esto permitió tomar en cuenta la absorción del gilvin y el detritus en los modelos. Además, con un modelo de decaimiento exponencial entre el valor superficial y el asintótico, se puede estimar la estructura vertical

del coseno promedio. De esta manera los modelos toman en cuenta el cambio de la calidad espectral y de la distribución angular de la luz con la profundidad.

Los valores de $K_o(z)$ calculados con perfiles de irradiancia escalar medidos directamente en la región de la Corriente de California y los calculados a partir del modelo son prácticamente iguales. Las diferencias no necesariamente se atribuyen a que el modelo no produzca datos exactos, pueden también deberse a irregularidades en las mediciones de la irradiancia debidas al efecto de lentes del oleaje superficial.

IX. BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- Aas, E. 1987. Two stream irradiance model for deep waters. *Appl. Opt.*, 26: 2095-2101.
- Alvarez-Borrego, S. y G. Gaxiola-Castro. 1988. Photosynthetic parameters of northern Gulf of California phytoplankton. *Continental Shelf Res.*, 8(1): 37-47.
- Atlas, D. y T. T. Bannister. 1980. Dependence of mean spectral extinction coefficient of phytoplankton on depth, water color, and species. *Limnol. Oceanogr.*, 25(1): 157-159. .
- Babin, M., J. C. Therriault, L. Legendre y A. Condal. 1993. Variations in the specific absorption coefficient for natural phytoplankton assemblages: Impact on estimates of primary production. *Limnol. Oceanogr.*, 38(1): 154-177.
- Bannister, T. T. 1974. Production equations in terms of chlorophyll concentration, quantum yield, and upper limit to production. *Limnol. Oceanogr.*, 9(1): 1-12.
- Bannister, T. T. 1992. Model of the mean cosine of underwater radiance and estimation of underwater scalar irradiance. *Limnol. Oceanogr.* 37(4): 773-780.
- Bidigare, R. R., R. C. Smith, K. S. Baker y J. Marra. 1987. Oceanic primary production estimates from measurements of spectral irradiance and pigment concentrations. *Global Biogeochemical Cycles*, 1: 171-186.

- Bidigare, R. R., M. E. Ondrusek, J. H. Morrow y D. A. Kiefer. 1990. In vivo absorption properties of algal pigments. Proc. SPIE (Ocean Optics X) 1302: 290.
- Chelton, D. B., P. A. Bernal y J. A. McGowan. 1982. Large-scale interannual physical and biological interaction in the California Current. J. Marine Res., 40: 1095-1125.
- Collins, D. J. (no publicado). The remote sensing of oceanic primary productivity - a review. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology. Pasadena, Ca., USA, 91109. 15 p.
- Collins, D. J., C. R. Booth, C. O. Davis, D. A. Kiefer y C. Stallings. 1988. A model of the photosynthetically available and usable irradiance in the sea. Proc. SPIE, 925 (Ocean Optics IX, Orlando, Fla.): 87-100.
- Cullen, J. J. 1990. On models of growth and photosynthesis in phytoplankton. Deep-Sea Res., 37(4): 667-683.
- Dera, J., S. Sagan y D. Stramski. 1992. Focusing of sunlight by sea surface waves: new measurements results from the Black Sea. SPIE Proceedings, 1749, Optics of the Air-Sea Interface, 65-72.
- Eppley, R. W., F. M. Reid y J. D. Strickland. 1970. The ecology of the plankton off La Jolla, California, in the period April through September 1967. 3. Estimates of phytoplankton crop size, growth rate and primary production. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif. 17: 33-42.

- Eppley, R. W., C. Sapienza y E. H. Renger. 1978. Gradients in phytoplankton stocks and nutrients off southern California in 1974-76. *Estuarine Coastal Marine Sci.*, 7: 291-301.
- Gaxiola-Castro, G. y S. Alvarez-Borrego. 1986. Photosynthesis-irradiance relationship for winter phytoplankton in Pacific waters off Mexico. *Oceanologica Acta*, 9(4): 497-501.
- Gershun, A. 1936. O fotometrii mutnykh sredin. *Tr. Gos. Okeanogr. Inst.*, 11, 99.
- Gómez Valdez, J. 1980. Variación estacional en el sistema de la Corriente de California frente a Ensenada, Baja California. Tesis de Maestría. CICESE. Ensenada, B. C., pags. ?
- Gordon, H. R., O. B. Brown, y M. M. Jacobs. 1975. Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Appl. Opt.*, 14: 417-427.
- Gordon, H. R. y A. Morel. 1983. Remote assessment of ocean color for satellite visible imagery. A review. *Lecture notes on Coastal and Estuarine Studies*. Springer-Verlag, New York, 114 pags.
- Gordon, H. R., D. K. Clark, J. W. Brown, O. B. Brown, R. H. Evans y W. W. Broenkow. 1983. Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: Comparison of ship determinations and CZCS estimates. *Appl. Opt.*, 22: 20-35.
- Gordon, H. R. 1989. Can the Lambert-Beer law be applied to the attenuation coefficient of ocean water? *Limnol. Oceanogr.*, 34(8): 1389-1409.

- Hickey, B. M. 1979. The California Current system - hypotheses and facts. *Prog. Oceanogr.*, 8: 191-279.
- Hojerslev, N. K. y J. R. V. Zaneveld. 1977. A theoretical proof of the existence of the submarine asymptotic daylight field. *Univ. Copenhagen Inst. Phys. Oceanogr. Rep.* 34.
- International Association for the Physical Sciences of the Ocean. 1979. Sun Report (Report of the working group on symbols, units and nomenclature in Physical Oceanography), Paris, 99 pags.
- Jerlov, N. G. 1951. Optical measurements of ocean waters . *Rep. Swedish Deep Sea Exped.* 3: 1-59.
- Jerlov, N. G. 1976. *Marine Optics*. Amsterdam: Elsevier.
- Jitts, H. R., A. Morel, y Y. Saijo. 1976. The relation of oceanic primary production to available photosynthetic irradiance. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.*, 27: 441-454.
- Kiefer, D. A. y B. G. Mitchell. 1983. A simple steady state description of phytoplankton growth based on absorption cross section and quantum efficiency. *Limnol. Oceanogr.*, 28: 770-776.
- Kirk, J. T. O. 1977. Use of a quanta meter to measure attenuation and underwater reflectance of photosynthetically active radiation in some inland and coastal southeastern australian waters. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.*, 30: 81-91.
- Kirk, J. T. O. 1983. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge University Press, Cambridge, 401 pags.
- Kirk, J. T. O. 1989. The upwelling light stream in natural waters. *Limnology & Oceanography*, 34: 1410-1425.

- Kirk, J. T. O. 1992. The nature and measurement of the light environment in the ocean. *En*: Falkowski, P. G. y A. D. Woodhead (Eds.) Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea, Plenum Press, New York, pp 9-29.
- Kishino, M., M. Takahashi, N. Okami y S. Ichimura. 1985. Estimation of the spectral absorption coefficients of phytoplankton in the sea. *Bull. Mar. Sci.* 37: 634-642.
- Kitchen, J. C. y J. R. V. Zaneveld. 1990. On the noncorrelation of the vertical structure of light scattering and chlorophyll *a* in case I waters. *J. Geophys. Res.*, 95(C11): 20237-20246.
- Liou, K. N. 1980. And introduction of atmospheric radiation. Academic Press. Orlando, Fl., 392 pags.
- Lynn, R. J. 1986. The subarctic and northern subtropical fronts in the eastern North Pacific Ocean in spring. *J. Phys. Oceanogr.*, 16:209-222.
- Lynn, R. J. y J. J. Simpson. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophysical Res.*, 92(C12): 12,947-12,966.
- Lorenzen, C. J. 1967. Determination of chlorophyll and phaeopigments: spectrophotometric equations. *Limnol. Oceanogr.*, 12: 343-346.
- Malone, T. C. 1971. The relative importance of nanoplankton and netplankton as primary producers in the California Current system. *Fish. Bull.*, 69: 799-820.

- Mobley, C. D. 1989. A numerical model for the computation of radiance distributions in natural waters with wind-roughened surfaces. *Limnol. Oceanogr.*, 34: 1473-1483.
- Morel, A. 1973. Diffusion de la lumiere par les eaux de mer. Resultats experimentaux et approche theorique. *En: Optics of the sea, AGARD lect., Ser. 61: 3.1-1 a 3.1-76, Neuilly-sur-Siene, OTAN.*
- Morel, A. 1974. Optical properties of pure water and pure seawater. *En: Optical Aspects of Oceanography, N. G. Jerlov y E. Steemann-Nielsen, 1-24 pags., Academic Press, Londres.*
- Morel, A. 1978. Available, usable, and stored radiant energy in relation to marine photosynthesis. *Deep-Sea Res.*, 25: 673-688.
- Morel, A. y A. Bricaud. 1981. Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton. *Deep-Sea Res.*, 28: 1375-1393.
- Morel, A. 1988. Optical modelling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (Case 1 waters). *J. Geophys. Res.* 93: 10,749-10,768.
- Morel, A. 1991. Light and marine photosynthesis: a spectral model with geochemical and climatological implications. *Prog. Oceanog.*, 26: 263-306.
- Munk, W. H. 1950. On the wind-driven ocean circulation. *J. of Meteorol.*, 7(2): 79-93.
- Nelson, N. B., B. B. Prézelin, and R. R. Bidigare. 1993. Phytoplankton light absorption and the package effect in California coastal waters. *Marine Ecology Progress Series*, 94: 217-227.

- Pavlova, Y. V. 1966. Seasonal Variations of the California Current. *Oceanology*, 6: 806-814.
- Peláez, J. y J. A. McGowan. 1986. Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite. *Limnol. Oceanogr.*, 31(5): 927-950.
- Petzold, T. L. 1972. Volume scattering functions for selected ocean waters. Univ. Cal. San Diego, Scripps Inst. Oceanogr., Ref. 72-78, 70 pags.
- Plass, G. N. y G. W. Kattawar. 1972. Monte Carlo calculations of radiative transfer in the earth's atmosphere-ocean system. 1. Flux in the atmosphere and ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 2: 139-145.
- Preisendorfer, R. W. 1961. Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea. Union of Geod. Geophys. Inst. Monogr. 10: 11-30.
- Preisendorfer, R. W. 1976. Hydrologic Optics. Vol. 1, Washington, U. S. Department of Commerce, 3.
- Prieur, L., A. Morel. 1973. Aperçu sur les theories du transfert radiatif applicables a la propagation dans la mer, p. 2.1-1 to 2.1-45. In: Optics of the sea. AGARD Lect. Ser 61.
- Prieur, L. y S. Sathyendranath. 1981. An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter and other particular materials. *Limnol. Oceanogr.*, 26: 671-689.

- Reid, J. L. Jr., G. I. Roden y J. G. Wyllie. 1958. Studies of the California Current System. Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Progr. Rept. Calif. Coop. Fish. Invest., 1 July 1956 - 1 January 1958, 28-56.
- Reid, J. L. Jr. 1962. Measurements of the California Countercurrent at a depth of 250 m. J. Mar. Res., 20: 134-137.
- Reid, J. L. Jr. y R. A. Schwartzlose. 1962. Direct measurements of the Davidson Current off Central California. J. Geophysical Res., 67: 2,491-2,497.
- Ryther, J. H. y C. S. Yentsch. 1957. The estimation of phytoplankton production in the ocean from chlorophyll and light data. Limnol. Oceanogr., 2: 281-286.
- Sakshaugh, E., D. A. Kiefer y K. Andersen. 1989. A steady state description of growth and light absorption in the marine planktonic diatom Skeletonema costatum. Limnol. Oceanogr., 34: 198-205.
- Sathyendranath, S. y T. Platt. 1988. The spectral irradiance field at the surface and in the interior of the ocean: a model for applications in oceanography and remote sensing. J. Geophys. Res., 93: 9270-9280.
- Sathyendranath, S. y T. Platt. 1990. The light field in the ocean: its modification and exploitation by the pelagic biota. En: Herring, P. J., A. K. Campbell, M. Withfield y L. Maddock (Eds.). Light and life in the sea. Cambridge University Press, Cambridge.

- Siegel, D. A. y T. D. Dickey. 1987. Observations of the vertical structure of the diffuse attenuation coefficient spectrum. *Deep-Sea Res.*, 34(4): 547-563.
- Smith, R. C. y K. S. Baker. 1981. Optical properties of the clearest natural waters (200-800 nm). *Appl. Opt.*, 20: 177-184.
- Smith, R. C. y K. S. Baker. 1978. The biooptical state of ocean waters and remote sensing. *Limnol. Oceanogr.*, 23: 247-259.
- Smith, R. C., R. R. Bidigare, B. B. Prezelin, K. S. Baker y J. M. Brooks. 1987. Optical characterization of primary productivity across a coastal front. *Marine Biology*, 96: 575-591.
- Sokal, R. and F.J. Rohlf. 1981. *Biometry*. 2 ed. W.H. Freeman and Company. Sn.Francisco. U.S.A. 859 p.
- Spencer, J. W. 1971. Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, 2: 172.
- Stavn, R. H. y A. D. Weidemann. 1989. Shape factors, two-flow models, and the problem of irradiance inversion in estimating optical parameters. *Limnol. Oceanogr.*, 34: 1426-1441.
- Steemann-Nielsen, E. 1952. The use of radioactive carbon (^{14}C) for measuring organic production in the sea. *J. Cons. Explor. Mer*, 18: 140-177.
- Strickland, J. D., L. Solórzano y R. W. Eppley. 1970. The ecology of the phytoplankton off La Jolla, California, in the period April through September, 1967. 1. General introduction, hydrography, and chemistry. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif.*, 17: 1-22.

- Sverdrup, H. U. y R. H. Fleming. 1941. The waters off southern California March to July 1937. Bull. of the Scripps Inst. Oceanogr. of the Univ. California, La Jolla, 4: 261-378.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson y R. H. Fleming. 1942. The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1087 pags.
- Tanré, D., M. Herman, P. Y. Deschamps y A. De Leffe. 1979. Atmospheric modelling for space measurements of ground reflectance, including bidirectional properties. Applied Optics, 18: 3587-3594.
- Tibby, R.B. 1941. The water masses of the west coast of North America. J. Mar. Res. 4(2): 112-121.
- Thomas, A. C. y P. T. Strub. 1990. Seasonal and interannual variability of pigment concentrations across a California Current frontal zone. J. Geophysical Res., 95(C8): 13,023-13,042.
- Traganza, E. D., V. M. Silva, D. M. Austin, W. L. Hanson y S. H. Bronsink. 1983. Nutrient mapping and recurrence of coastal upwelling centers by satellite remote sensing: its implication to primary production and the sediment record. En: E. Suess y J. Thiede (Eds.), Coastal Upwelling, 61-83, Plenum Publ. Co., New York.
- Tyler, J. E. y R. C. Smith. 1970. Measurements of spectral irradiance underwater. New York, Gordon & Breach.
- Venrick, E. L., and T. L. Hayward. 1984. Determining chlorophyll on the 1984 CalCOFI surveys. CalCOFI Rep. 25: 74-79.

Zaneveld, J. R. V., R. Bartz, J. C. Kitchen y R. W. Spinrad. 1988.

A reflective-tube diffuse attenuation meter and absorption meter. EOS, 69: 1124.

Zaneveld, J. R. V. 1989. An asymptotic closure theory for irradiance in the sea and its inversion to obtain the inherent optical properties. Limnol. Oceanogr., 34(8): 1442-1452.

APENDICE I

Cálculo de la razón de la absorción de gilvin más detritus a la absorción del fitoplancton a 440 nm ($GD = \alpha_{gd(440)} / (\alpha_{fito(440)})$)

De la ecuación de Gordon et al. (1983) para transformar radiancias corregidas del CZCS a concentración de pigmentos fotosintéticos, para aguas Caso I:

$$\log[clor] = 0.053 - 1.71 \log(L_{w(443)} / L_{w(550)}),$$

la ecuación que se dedujo de la expresión teórica de Kirk (1989) para la reflectancia:

$$\frac{L_{u(0)440}}{L_{u(0)550}} = (0.94) \left(\frac{b_{b440}}{b_{b550}} \right) \left(\frac{(\alpha_T + b_b)_{550}}{(\alpha_T + b_b)_{440}} \right),$$

los valores de los coeficientes específicos de absorción del fitoplancton (de Morel, 1988): $\alpha_{fito(440)}^* = 0.0317$, $\alpha_{fito(550)}^* = 0.0073$, los del agua de mar pura (de Smith y Baker, 1981: $\alpha_{w(440)} = 0.0145$, $\alpha_{w(550)} = 0.0638$) y las expresiones para calcular los valores del coeficiente específico de absorción del gilvin más detritus ($\alpha_{gd(440)} = 0.0317(GD)[clor]$, y $\alpha_{gd(550)} = 0.0068(GD)[clor]$), y los coeficientes de dispersión (de Morel, 1974: $b_{w(440)} = 0.0046$ y $b_{w(550)} = 0.0012$; de Gordon y Morel, 1983: $b_{440} = 0.0046 + 0.375[clor]^{0.62}$ y $b_{550} = 0.0012 + 0.3[clor]^{0.62}$), podemos calcular GD para un par de concentraciones de pigmento como ejemplos. Para el caso en que $[clor] = 1.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$:

$$0 = 0.053 - 1.71 \log[Lu_{440} / Lu_{550}]$$

$$Lu_{440}/Lu_{550} = 1.074.$$

Por otro lado:

$$Lu_{440}/Lu_{550} = 0.94(0.3796/0.3012) \left(\frac{0.0638 + 0.0073 + 0.0068GD + 0.0133}{0.0145 + 0.0317 + 0.0317GD + 0.0167} \right).$$

Por lo tanto:

$$Lu_{440}/Lu_{550} = 1.074 = 1.18125 \left(\frac{0.0844 + 0.0068GD}{0.0629 + 0.0317GD} \right),$$

y $GD = 1.4$.

Para el caso en que $[clor]$ es igual a $1.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$:

$$0.1761 = 0.053 - 1.71 \log[Lu_{440}/Lu_{550}]$$

$$Lu_{440}/Lu_{550} = 0.8473,$$

$$Lu_{440}/Lu_{550} = 0.94(0.4868/0.3869) \left(\frac{0.0638 + 0.0110 + 0.0102GD + 0.0170}{0.0145 + 0.0476 + 0.0476GD + 0.0214} \right),$$

$$0.8473 = 1.22 \left(\frac{0.0918 + 0.0102GD}{0.0835 + 0.0475GD} \right),$$

y $GD = 1.5$.

Realizando estos cálculos para diferentes concentraciones de pigmento se aprecia que GD aumenta con $[clor]$ y que no resultan valores apropiados para concentraciones muy bajas. Por ejemplo, para $[clor] = 0.1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, GD resulta negativo. Quizá esto sea así porque la expresión de Kirk (1989) no es del todo correcta fuera de la región del régimen asintótico. Por lo anterior, para los cálculos de los coeficientes de absorción de gilvin más detritus

suma c/prof.=	27.81444	16.56240	12.85802	10.78972	9.31804	8.16696	7.22796	5.77672	4.70389	3.87898	2.70169	1.91757
promedio =	0.15878	0.06654	0.04005	0.03145	0.02760	0.02529	0.02364	0.02135	0.01984	0.01879	0.01752	0.01683
promedio aw =	0.15878	0.06654	0.04005	0.03145	0.02760	0.02529	0.02364	0.02135	0.01984	0.01879	0.01752	0.01683
promedio afito =	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
promedio lam =	548.37	504.09	487.10	479.03	473.87	469.98	466.82	461.98	458.49	455.92	452.50	450.41
promedio agt =	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000

suma c/prof.=	27.81444	16.19347	12.21975	9.94596	8.31933	7.05407	6.03387	4.49544	3.40661	2.61212	1.57189	0.96428
promedio =	0.16018	0.06916	0.04293	0.03445	0.03072	0.02851	0.02695	0.02475	0.02325	0.02219	0.02085	0.02008
promedio aw =	0.15878	0.06738	0.04094	0.03234	0.02853	0.02625	0.02463	0.02233	0.02077	0.01966	0.01824	0.01744
promedio afito =	0.00139	0.00178	0.00199	0.00211	0.00219	0.00226	0.00232	0.00241	0.00248	0.00253	0.00260	0.00265
promedio lam =	548.37	505.04	488.67	481.13	476.45	472.97	470.17	465.92	462.88	460.70	457.95	456.49
promedio agt =	0.00191	0.00270	0.00306	0.00326	0.00340	0.00350	0.00359	0.00373	0.00383	0.00390	0.00398	0.00402

suma c/prof.=	27.81444	15.83645	11.62330	9.18513	7.45079	6.12099	5.06892	3.53404	2.50306	1.79306	0.94209	0.50551
promedio =	0.16157	0.07176	0.04575	0.03739	0.03378	0.03168	0.03020	0.02810	0.02665	0.02559	0.02418	0.02335
promedio aw =	0.15878	0.06822	0.04184	0.03325	0.02948	0.02726	0.02567	0.02341	0.02183	0.02067	0.01914	0.01823
promedio afito =	0.00279	0.00354	0.00392	0.00414	0.00430	0.00442	0.00453	0.00469	0.00482	0.00492	0.00505	0.00512
promedio lam =	548.37	505.99	490.24	483.23	479.02	475.96	473.54	469.88	467.31	465.50	463.35	462.40
promedio agt =	0.00381	0.00533	0.00600	0.00635	0.00657	0.00675	0.00688	0.00708	0.00722	0.00731	0.00739	0.00739

suma c/prof.=	27.81444	15.49087	11.06552	8.49802	6.69349	5.33561	4.28495	2.80632	1.86564	1.25424	0.58103	0.27561
promedio =	0.16296	0.07433	0.04854	0.04028	0.03678	0.03478	0.03339	0.03141	0.03001	0.02896	0.02751	0.02660
promedio aw =	0.15878	0.06906	0.04274	0.03418	0.03047	0.02831	0.02677	0.02457	0.02301	0.02183	0.02021	0.01919
promedio afito =	0.00418	0.00526	0.00580	0.00610	0.00631	0.00647	0.00661	0.00683	0.00700	0.00713	0.00731	0.00741
promedio lam =	548.37	506.93	491.80	485.32	481.58	478.95	476.89	473.84	471.74	470.28	468.63	468.03
promedio agt =	0.00572	0.00791	0.00883	0.00927	0.00954	0.00973	0.00988	0.01009	0.01021	0.01028	0.01030	0.01023

suma c/prof.=	27.81444	15.15632	10.54351	7.87651	6.03141	4.67195	3.64456	2.25055	1.41011	0.89353	0.36824	0.15581
promedio =	0.16435	0.07687	0.05128	0.04311	0.03971	0.03781	0.03650	0.03465	0.03332	0.03229	0.03082	0.02984
promedio aw =	0.15878	0.06991	0.04366	0.03512	0.03147	0.02939	0.02793	0.02582	0.02430	0.02312	0.02145	0.02034
promedio afito =	0.00557	0.00696	0.00763	0.00799	0.00823	0.00842	0.00858	0.00883	0.00902	0.00917	0.00938	0.00950
promedio lam =	548.37	507.86	493.35	487.39	484.12	481.91	480.23	477.78	476.11	474.97	473.73	473.32
promedio agt =	0.00763	0.01042	0.01153	0.01203	0.01230	0.01248	0.01260	0.01276	0.01283	0.01284	0.01277	0.01263

suma c/prof.=	27.81444	14.83236	10.05461	7.31343	5.45104	4.10890	3.11857	1.82229	1.08032	0.64784	0.23943	0.09104
promedio =	0.16575	0.07938	0.05398	0.04588	0.04256	0.04076	0.03954	0.03782	0.03656	0.03557	0.03410	0.03307
promedio aw =	0.15878	0.07076	0.04458	0.03608	0.03251	0.03051	0.02913	0.02714	0.02569	0.02455	0.02285	0.02167
promedio afito =	0.00696	0.00863	0.00940	0.00980	0.01006	0.01025	0.01041	0.01067	0.01087	0.01103	0.01126	0.01140
promedio lam =	548.37	508.79	494.89	489.44	486.64	484.84	483.52	481.65	480.40	479.56	478.62	478.28
promedio agt =	0.00954	0.01287	0.01413	0.01463	0.01487	0.01500	0.01507	0.01513	0.01511	0.01506	0.01489	0.01468

suma c/prof.=	27.81444	13.35801	8.02760	5.17772	3.42905	2.30040	1.55572	0.72354	0.34212	0.16381	0.03861	0.00935
promedio =	0.17271	0.09155	0.06678	0.05280	0.05574	0.05426	0.05336	0.05019	0.05137	0.05070	0.04961	0.04974
promedio aw =	0.15878	0.07501	0.04929	0.04101	0.03787	0.03640	0.03553	0.03443	0.03364	0.03299	0.03183	0.03091
promedio afito =	0.01393	0.01655	0.01750	0.01780	0.01787	0.01786	0.01783	0.01776	0.01773	0.01772	0.01779	0.01792
promedio lam =	548.37	513.37	502.37	499.30	498.60	498.63	498.87	499.42	499.82	500.04	500.05	499.71
promedio agt =	0.01907	0.02424	0.02555	0.02554	0.02515	0.02468	0.02423	0.02345	0.02286	0.02242	0.02183	0.02163

suma c/prof.=	27.81444	12.09489	6.53353	3.81148	2.29763	1.40950	0.87443	0.34413	0.13816	0.05621	0.00955	0.00166
promedio =	0.17968	0.10304	0.07844	0.07017	0.06699	0.06554	0.06473	0.06383	0.06329	0.06291	0.06240	0.06205
promedio aw =	0.15878	0.07926	0.05405	0.04601	0.04330	0.04233	0.04197	0.04180	0.04181	0.04185	0.04188	0.04188
promedio afito =	0.02089	0.02379	0.02439	0.02416	0.02370	0.02321	0.02276	0.02202	0.02148	0.02107	0.02052	0.02018
promedio lam =	548.37	517.78	509.40	508.28	509.14	510.42	511.66	513.64	515.01	515.95	517.05	517.60
promedio agt =	0.02861	0.03426	0.03469	0.03356	0.03219	0.03093	0.02987	0.02829	0.02722	0.02650	0.02562	0.02514

PROFUNDIDADES

0.0	5.0	10.0	15.0	20.0	25.0	30.0	40.0	50.0	60.0	80.0	100.0
0.649480	0.596260	0.547400	0.502540	0.461360	0.423550	0.388840	0.327730	0.276210	0.232800	0.165370	0.11747
0.731960	0.675010	0.622490	0.574050	0.529390	0.488200	0.450210	0.382880	0.325620	0.276920	0.200280	0.14485
0.773200	0.716250	0.663500	0.614640	0.569370	0.527440	0.488590	0.419280	0.359790	0.308750	0.227360	0.16742
0.845360	0.786630	0.731990	0.681140	0.633820	0.589790	0.548820	0.475210	0.411480	0.356300	0.267140	0.20028
0.958760	0.891710	0.829350	0.771350	0.717410	0.667240	0.620570	0.536810	0.464350	0.401680	0.300560	0.22490
0.948450	0.882120	0.820430	0.763060	0.709690	0.660060	0.613900	0.531040	0.459360	0.397360	0.297330	0.22248
0.969070	0.896360	0.829100	0.766890	0.709340	0.656120	0.606880	0.519230	0.444230	0.380060	0.278200	0.20364
0.969070	0.897700	0.831590	0.770350	0.713610	0.661060	0.612370	0.525490	0.450940	0.386970	0.284960	0.20984
0.989690	0.906320	0.829970	0.760060	0.696030	0.637400	0.583700	0.489500	0.410510	0.344260	0.242110	0.17027
0.958760	0.869260	0.788110	0.714540	0.647840	0.587360	0.532530	0.437750	0.359830	0.295790	0.199870	0.13505
0.958760	0.843150	0.741480	0.652060	0.573430	0.504290	0.443480	0.342970	0.265240	0.205130	0.122690	0.07338
0.958760	0.802030	0.670920	0.561240	0.469490	0.392740	0.328540	0.229900	0.160880	0.112580	0.055130	0.02699
0.989690	0.779690	0.614240	0.483910	0.381230	0.300330	0.236610	0.146850	0.091140	0.056570	0.021790	0.00839
1.000000	0.776080	0.602300	0.467430	0.362760	0.281530	0.218490	0.131600	0.079260	0.047740	0.017320	0.00628
0.958760	0.725340	0.548750	0.415150	0.314080	0.237610	0.179760	0.102890	0.058890	0.033700	0.011040	0.00362
0.958760	0.696900	0.506560	0.368210	0.267640	0.194540	0.141410	0.074710	0.039470	0.020860	0.005820	0.00163
0.896910	0.629520	0.441840	0.310120	0.217660	0.152770	0.107230	0.052820	0.026020	0.012820	0.003110	0.00075
0.865980	0.580770	0.389500	0.261220	0.175190	0.117490	0.078800	0.035440	0.015940	0.007170	0.001450	0.00029
0.958760	0.558720	0.325590	0.189740	0.110570	0.064430	0.037550	0.012750	0.004330	0.001470	0.000170	0.00002
0.958760	0.437310	0.199470	0.090980	0.041500	0.018930	0.008630	0.001800	0.000370	0.000080	0.000000	0.00000
0.958760	0.283060	0.083570	0.024670	0.007280	0.002150	0.000630	0.000060	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.958760	0.226020	0.053280	0.012560	0.002960	0.000700	0.000160	0.000010	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.958760	0.204520	0.043630	0.009310	0.001990	0.000420	0.000090	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.958760	0.194540	0.039470	0.008010	0.001630	0.000330	0.000070	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.927830	0.179080	0.034570	0.006670	0.001290	0.000250	0.000050	0.000000	0.000000	0.0000		

PROFUNDIDADES

0.0	5.0	10.0	15.0	20.0	25.0	30.0	40.0	50.0	60.0	80.0	100.0
0.649480	0.564580	0.490770	0.426610	0.370840	0.322360	0.280220	0.211740	0.160000	0.120900	0.069030	0.03941
0.731960	0.642480	0.563940	0.495000	0.434490	0.381380	0.334760	0.257920	0.198710	0.153100	0.090880	0.05395
0.773200	0.683730	0.604620	0.534670	0.472800	0.418100	0.369720	0.289120	0.226080	0.176790	0.108110	0.06611
0.845360	0.753340	0.671340	0.598260	0.533140	0.475110	0.423390	0.336240	0.267020	0.212050	0.133740	0.08434
0.958760	0.857820	0.767500	0.686700	0.614400	0.549710	0.491840	0.393720	0.315180	0.252310	0.161680	0.1036
0.948450	0.852030	0.765410	0.687590	0.617690	0.554890	0.498480	0.402270	0.324640	0.261980	0.170620	0.11112
0.969070	0.868930	0.779140	0.698630	0.626440	0.561710	0.503660	0.404950	0.325580	0.261770	0.169220	0.10939
0.969070	0.873110	0.786650	0.708760	0.638570	0.575340	0.518370	0.420790	0.341580	0.277280	0.182710	0.12040
0.989690	0.884140	0.789840	0.705600	0.630350	0.563120	0.503060	0.401480	0.320410	0.255710	0.162860	0.10373
0.958760	0.849880	0.753370	0.667810	0.591970	0.524750	0.465150	0.365500	0.287200	0.225680	0.139340	0.08603
0.958760	0.826840	0.713060	0.614940	0.530330	0.457350	0.394420	0.293340	0.218170	0.162260	0.089750	0.04965
0.958760	0.789510	0.650140	0.535370	0.440870	0.363040	0.298950	0.202720	0.137470	0.093220	0.042860	0.01971
0.989690	0.769940	0.598980	0.465980	0.362510	0.282020	0.219400	0.132780	0.080360	0.048640	0.017810	0.00653
1.000000	0.767520	0.589080	0.452130	0.347020	0.266340	0.204420	0.120420	0.070940	0.041790	0.014500	0.00503
0.958760	0.718320	0.538170	0.403200	0.302090	0.226330	0.169570	0.095180	0.053430	0.029990	0.009450	0.00298
0.958760	0.691150	0.498240	0.359170	0.258920	0.186650	0.134550	0.069920	0.036340	0.018880	0.005100	0.00138
0.896910	0.624820	0.435280	0.303230	0.211250	0.147160	0.102520	0.049750	0.024150	0.011720	0.002760	0.00065
0.865980	0.576910	0.384340	0.256050	0.170580	0.113640	0.075710	0.033600	0.014910	0.006620	0.001300	0.00026
0.958760	0.555610	0.321980	0.186590	0.108130	0.062660	0.036310	0.012200	0.004100	0.001380	0.000160	0.00002
0.958760	0.435000	0.197360	0.089550	0.040630	0.018430	0.008360	0.001720	0.000350	0.000070	0.000000	0.00000
0.958760	0.281790	0.082820	0.024340	0.007150	0.002100	0.000620	0.000050	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.958760	0.225020	0.052810	0.012390	0.002910	0.000680	0.000160	0.000010	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.958760	0.203630	0.043250	0.009190	0.001950	0.000410	0.000090	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.958760	0.193710	0.039140	0.007910	0.001600	0.000320	0.000070	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.927830	0.178390	0.034300	0.006590	0.001270	0.000240	0.000050	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
1.000											

PROFUNDIDADES

0.0	5.0	10.0	15.0	20.0	25.0	30.0	40.0	50.0	60.0	80.0	100.0
0.649480.534580.440000.362150.298080.245340.201930.136800.092680.062780.028810.01322											
0.731960.611520.510900.426840.356610.297930.248910.173740.121270.084650.041240.02009											
0.773200.652690.550970.465100.392620.331430.279770.199360.142060.101230.051400.02610											
0.845360.721460.615720.525470.448460.382730.326630.237900.173280.126210.066950.03552											
0.958760.825210.710270.611330.526180.452890.389800.288770.213930.158480.086980.04773											
0.948450.822960.714070.619590.537610.466480.404750.304730.229430.172730.097910.05550											
0.969070.842350.732200.636450.553220.480880.418000.315820.238630.180300.102930.05876											
0.969070.849190.744140.652090.571420.500730.438790.336940.258740.198680.117150.06908											
0.989690.862500.751650.655050.570860.497500.433560.329280.250080.189930.109550.06319											
0.958760.830940.720150.624140.540920.468810.406300.305180.229230.172180.097140.05481											
0.958760.810840.685740.579940.490460.414790.350790.250900.179450.128350.065660.03359											
0.958760.777200.630010.510700.413990.335590.272040.178760.117460.077190.033330.01439											
0.989690.760310.584090.448710.344710.264820.203440.120060.070860.041820.014570.00507											
1.000000.759050.576150.437330.331950.251970.191260.110190.063490.036580.012140.00403											
0.958760.711360.527800.391600.290550.215580.159950.088050.048470.026680.008090.00245											
0.958760.685450.490050.350350.250480.179070.128030.065440.033450.017100.004470.00117											
0.896910.620170.428810.296500.205020.141760.098020.046860.022410.010710.002450.00056											
0.865980.573080.379250.250980.166090.109910.072740.031850.013950.006110.001170.00022											
0.958760.552520.318410.183500.105750.060940.035120.011660.003870.001290.000140.00002											
0.958760.432700.195280.088130.039780.017950.008100.001650.000340.000070.000000.00000											
0.958760.280530.082080.024020.007030.002060.000600.000050.000000.000000.000000.00000											
0.958760.224020.052340.012230.002860.000670.000160.000010.000000.000000.000000.00000											
0.958760.202760.042880.009070.001920.000410.000090.000000.000000.000000.000000.00000											
0.958760.192880.038800.007810.001570.000320.000060.000000.000000.000000.000000.00000											
0.927830.177710.034040.006520.001250.000240.000050.000000.000000.000000.000000.00000											
1.000000.173240.030010.005200.000900.000160.000030.000000.000000.000000.000000.00000											
0.969070.129800.017390.002330.000310.000040.000010.000000.000000.000000.000000.00000											
1.000000.114490.013110.001500.000170.000020.000000.000000.000000.000000.000000.00000											
0.845360.068710.005590.000450.000040.000000.000000.000000.000000.000000.000000.00000											
0.938140.036230.001400.000050.000000.000000.000000.000000.000000.000000.000000.00000											

PROFUNDIDADES

0.0	5.0	10.0	15.0	20.0	25.0	30.0	40.0	50.0	60.0	80.0	100.0
0.649480.506170.394480.307430.239590.186720.145520.088390.053680.032610.012030.00444											
0.731960.582060.462850.368060.292680.232740.185080.117030.074010.046800.018710.00748											
0.773200.623060.502080.404590.326030.262720.211710.137470.089270.057970.024440.01031											
0.845360.690930.564700.461540.377220.308310.251990.168330.112440.075110.033520.01496											
0.958760.793850.657300.544240.450630.373120.308940.211800.145200.099550.046790.02199											
0.948450.794880.666180.558310.467910.392150.328650.230840.162140.113880.056180.02772											
0.969070.816580.688080.579800.488570.411690.346900.246320.174890.124180.062610.03156											
0.969070.825930.703930.599950.511330.435800.371430.269810.195990.142360.075120.03964											
0.989690.841390.715300.608120.516990.439520.373660.270060.195190.141070.073690.03850											
0.958760.812410.688400.583320.494280.418830.354900.254820.182960.131370.067720.03491											
0.958760.795150.659460.546920.453590.376190.311990.214590.147600.101520.048030.02272											
0.958760.765070.610510.487170.388750.310210.247540.157630.100370.063910.025910.01051											
0.989690.750800.569570.432080.327790.248660.188640.108560.062480.035960.011910.00394											
1.000000.750670.563510.423010.317540.238370.178940.100830.056820.032020.010170.00323											
0.958760.704470.517620.380330.279460.205340.150870.081450.043980.023740.006920.00202											
0.958760.679790.482000.341750.242310.171810.121820.061240.030790.015480.003910.00099											
0.896910.615540.422440.289920.198970.136550.093710.044140.020790.009790.002170.00048											
0.865980.569270.374230.246010.161720.106310.069890.030200.013050.005640.001050.00020											
0.958760.549450.314880.180450.103410.059270.033960.011150.003660.001200.000130.00001											
0.958760.430420.193230.086740.038940.017480.007850.001580.000320.000060.000000.00000											
0.958760.279280.081350.023700.006900.002010.000590.000050.000000.000000.000000.00000											
0.958760.223030.051880.012070.002810.000650.000150.000010.000000.000000.000000.00000											
0.958760.201880.042510.008950.001880.000400.000080.000000.000000.000000.000000.00000											
0.958760.192060.038470.007710.001540.000310.000060.000000.000000.000000.000000.00000											
0.927830.177020.033770.006440.001230.000230.000040.000000.000000.000000.000000.00000											
1.000000.172550.029770.005140.000890.000150.000030.000000.000000.000000.000000.00000											
0.969070.129130.017210.002290.000310.000040.000010.000000.000000.000000.000000.00000											
1.000000.113510.012880.001460.000170.000020.000000.000000.000000.000000.000000.00000											
0.845360.068380.005530.000450.000040.000000.000000.000000.000000.000000.000000.00000											
0.938140.036160.001390.000050.000000.000000.000000.000000.000000.000000.000000.00000											

0.0	5.0	10.0	15.0	20.0	25.0	30.0	40.0	50.0	60.0	80.0	100.0
0.649480	0.479270	0.353670	0.260980	0.192580	0.142110	0.104870	0.057100	0.031100	0.016930	0.005020	0.00149
0.731960	0.554010	0.419320	0.317380	0.240220	0.181820	0.137620	0.078840	0.045160	0.025870	0.008490	0.00279
0.773200	0.594770	0.457520	0.351950	0.270730	0.208260	0.160200	0.094800	0.056090	0.033190	0.011620	0.00407
0.845360	0.661680	0.517920	0.405380	0.317300	0.248360	0.194400	0.119100	0.072970	0.044700	0.016780	0.00630
0.958760	0.763680	0.608290	0.484510	0.385930	0.307400	0.244850	0.155340	0.098560	0.062530	0.025170	0.01013
0.948450	0.767760	0.621500	0.503100	0.407250	0.329670	0.266860	0.174870	0.114590	0.075090	0.032240	0.01384
0.969070	0.791600	0.646620	0.528200	0.431470	0.352450	0.287900	0.192100	0.128180	0.085530	0.038080	0.01696
0.969070	0.803300	0.665890	0.551990	0.457560	0.379290	0.314410	0.216050	0.148460	0.102010	0.048170	0.02274
0.989690	0.820790	0.680720	0.564550	0.468200	0.388300	0.322030	0.221500	0.152350	0.104790	0.049570	0.02345
0.958760	0.794300	0.658050	0.545170	0.451650	0.374180	0.309990	0.212760	0.146030	0.100230	0.047220	0.02224
0.958760	0.779770	0.634190	0.515790	0.419490	0.341180	0.277480	0.183540	0.121410	0.080310	0.035140	0.01537
0.958760	0.753130	0.591600	0.464720	0.365050	0.286750	0.225250	0.138990	0.085760	0.052920	0.020150	0.00767
0.989690	0.741410	0.555410	0.416070	0.311690	0.233500	0.174920	0.098160	0.055090	0.030920	0.009740	0.00307
1.000000	0.742390	0.551140	0.409160	0.303760	0.225510	0.167420	0.092270	0.050850	0.028030	0.008510	0.00259
0.958760	0.697640	0.507640	0.369390	0.268780	0.195580	0.142310	0.075350	0.039900	0.021120	0.005920	0.00166
0.958760	0.674190	0.474080	0.333360	0.234420	0.164840	0.115910	0.057310	0.028340	0.014010	0.003430	0.00084
0.896910	0.610950	0.416170	0.283480	0.193100	0.131540	0.089600	0.041570	0.019290	0.008950	0.001930	0.00041
0.865980	0.565490	0.369270	0.241130	0.157460	0.102820	0.067140	0.028630	0.012210	0.005210	0.000950	0.00017
0.958760	0.546400	0.311390	0.177460	0.101130	0.057640	0.032850	0.010670	0.003460	0.001130	0.000120	0.00001
0.958760	0.428140	0.191190	0.085380	0.038130	0.017030	0.007600	0.001520	0.000300	0.000060	0.000000	0.00000
0.958760	0.278030	0.080630	0.023380	0.006780	0.001970	0.000570	0.000050	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.958760	0.222040	0.051420	0.011910	0.002760	0.000640	0.000150	0.000010	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.958760	0.201010	0.042140	0.008840	0.001850	0.000390	0.000080	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.958760	0.191240	0.038150	0.007610	0.001520	0.000300	0.000060	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.927830	0.176340	0.033510	0.006370	0.001210	0.000230	0.000040	0.000000	0.000000	0.0000		

PROFUNDIDADES

0.0	5.0	10.0	15.0	20.0	25.0	30.0	40.0	50.0	60.0	80.0	100.0
0.649480.453800.317080.221550.154800.108160.075570.036890.018010.008790.002100.00050											
0.731960.527310.379880.273670.197160.142040.102330.053110.027560.014300.003850.00104											
0.773200.567770.416920.306150.224810.165090.121230.065370.035250.019010.005530.00161											
0.845360.633680.475000.356060.266900.200070.149970.084270.047350.026610.008400.00265											
0.958760.734650.562920.431340.330510.253250.194060.113940.066900.039280.013540.00467											
0.948450.741570.579810.453340.354450.277140.216690.132470.080980.049510.018500.00691											
0.969070.767380.607660.481190.381040.301730.238930.149820.093950.058910.023160.00911											
0.969070.781300.629910.507850.409450.330110.266150.173000.112450.073090.030880.01305											
0.989690.800700.647800.524100.424020.343050.277540.181670.118910.077830.033350.01429											
0.958760.776590.629040.509520.412700.334290.270770.177650.116560.076470.032920.01417											
0.958760.764680.609890.486430.387960.309420.246790.156990.099860.063520.025700.01040											
0.958760.741380.573290.443300.342790.265070.204970.122560.073280.043820.015670.00560											
0.989690.732130.541600.400660.296390.219260.162200.088760.048570.026580.007960.00238											
1.000000.734200.539050.395770.290570.213340.156630.084430.045510.024530.007130.00207											
0.958760.690890.497860.358760.258520.186290.134240.069710.036200.018800.005070.00137											
0.958760.668620.466290.325180.226770.158150.110290.053640.026090.012690.003000.00071											
0.896910.606400.409980.277190.187410.126710.085670.039160.017900.008180.001710.00036											
0.865980.561730.364380.236360.153320.099450.064510.027140.011420.004810.000850.00015											
0.958760.543360.307940.174520.098900.056050.031770.010200.003280.001050.000110.00001											
0.958760.425880.189180.084030.037330.016580.007360.001450.000290.000060.000000.00000											
0.958760.276790.079910.023070.006660.001920.000560.000050.000000.000000.000000.00000											
0.958760.221050.050960.011750.002710.000620.000140.000010.000000.000000.000000.00000											
0.958760.200140.041780.008720.001820.000380.000080.000000.000000.000000.000000.00000											
0.958760.190430.037820.007510.001490.000300.000060.000000.000000.000000.000000.00000											
0.927830.175660.033260.006300.001190.000230.000040.000000.000000.000000.000000.00000											
1.000000.171160.029300.005010.000860.000150.000030.000000.000000.000000.000000.00000											
0.969070.127800.016860.002220.000290.000040.000010.000000.000000.000000.000000.00000											
1.000000.111570.012450.001390.000150.000020.000000.000000.000000.000000.000000.00000											
0.845360.067710.005420.000430.000030.000000.000000.000000.000000.000000.000000.00000											
0.938140.036010.001380.000050.000000.000000.000000.000000.000000.000000.000000.00000											

PROFUNDIDADES

0.0	5.0	10.0	15.0	20.0	25.0	30.0	40.0	50.0	60.0	80.0	100.0																		
549480.345380.183670.097670.051940.027620.014690.004150.001170.000330.000030.00000	731960.411940.231830.130470.073430.041320.023260.007370.002330.000740.000070.00001	773200.450070.261980.152500.088770.051670.030080.010190.003450.001170.000130.00002	345360.510470.308240.186130.112390.067870.040980.014940.005450.001990.000260.00004	358760.605250.382090.241200.152270.096120.060680.024180.009640.003840.000610.00010	348450.623410.409760.269330.177030.116360.076480.033040.014280.006170.001150.00021	369070.656960.445370.301930.204680.138760.094070.043230.019870.009130.001930.00041	369070.679990.477140.334810.234930.164850.115670.056950.028040.013810.003350.00081	389690.707390.505620.361400.258310.184630.131970.067420.034440.017600.004590.00120	358760.693800.502070.363320.262910.190250.137680.072100.037750.019770.005420.00149	358760.693510.501650.362860.262470.189860.137330.071860.037600.019670.005390.00147	358760.685320.489860.350150.250290.178900.127880.065340.033380.017060.004450.00116	389690.687480.477550.331730.230430.160070.111190.053650.025890.012490.002910.00068	300000.694580.482440.335090.232750.161660.112290.054170.026130.012610.002930.00068	358760.658070.451680.310020.212790.146050.100250.047230.022250.010480.002330.00052	358760.641490.429210.287180.192150.128560.086020.038510.017240.007720.001550.00031	396910.584130.380420.247760.161360.105090.068440.029030.012310.005220.000940.00017	365980.543320.340880.213870.134180.084180.052820.020790.008180.003220.000500.00008	358760.528420.291240.160520.088470.048760.026870.008160.002480.000750.000070.00001	358760.414750.179420.077610.033570.014520.006280.001180.000220.000040.000000.00000	358760.270670.076410.021570.006090.001720.000490.000040.000000.000000.000000.00000	358760.216180.048750.010990.002480.000560.000130.000010.000000.000000.000000.00000	358760.195870.040010.008170.001670.000340.000070.000000.000000.000000.000000.00000	358760.186400.036240.007050.001370.000270.000050.000000.000000.000000.000000.00000	327830.172300.031990.005940.001100.000200.000040.000000.000000.000000.000000.00000	300000.167750.028140.004720.000790.000130.000020.000000.000000.000000.000000.00000	369070.124540.016010.002060.000260.000030.000000.000000.000000.000000.000000.00000	300000.106850.011420.001220.000130.000010.000000.000000.000000.000000.000000.00000	345360.066070.005160.000400.000030.000000.000000.000000.000000.000000.000000.00000	338140.035650.001360.000050.000000.000000.000000.000000.000000.000000.000000.00000

PROFUNDIDADES

0.0	5.0	10.0	15.0	20.0	25.0	30.0	40.0	50.0	60.0	80.0	100.0
0.649480	0.262860	0.106390	0.043060	0.017430	0.007050	0.002850	0.000470	0.000080	0.000010	0.000000	0.000000
0.731960	0.321800	0.141480	0.062200	0.027350	0.012020	0.005290	0.001020	0.000200	0.000040	0.000000	0.000000
0.773200	0.356770	0.164620	0.075960	0.035050	0.016170	0.007460	0.001590	0.000340	0.000070	0.000000	0.000000
0.845360	0.411210	0.200030	0.097300	0.047330	0.023020	0.011200	0.002650	0.000630	0.000150	0.000010	0.000000
0.958760	0.498640	0.259340	0.134880	0.070150	0.036480	0.018980	0.005130	0.001390	0.000380	0.000030	0.000000
0.948450	0.524080	0.289590	0.160010	0.088420	0.048860	0.027000	0.008240	0.002520	0.000770	0.000070	0.00001
0.969070	0.562430	0.326420	0.189450	0.109950	0.063810	0.037030	0.012470	0.004200	0.001420	0.000160	0.00002
0.969070	0.591810	0.361420	0.220720	0.134800	0.082320	0.050270	0.018750	0.006990	0.002610	0.000360	0.00005
0.989690	0.624960	0.394640	0.249200	0.157360	0.099370	0.062750	0.025020	0.009980	0.003980	0.000630	0.00010
0.958760	0.619840	0.400730	0.259070	0.167490	0.108280	0.070000	0.029260	0.012230	0.005110	0.000890	0.00016
0.958760	0.628970	0.412620	0.270690	0.177580	0.116500	0.076420	0.032890	0.014150	0.006090	0.001130	0.00021
0.958760	0.633500	0.418580	0.276570	0.182740	0.120750	0.079780	0.034830	0.015210	0.006640	0.001270	0.00024
0.989690	0.645550	0.421080	0.274660	0.179150	0.116860	0.076220	0.032430	0.013800	0.005870	0.001060	0.00019
1.000000	0.657100	0.431780	0.283720	0.186430	0.122500	0.080500	0.034760	0.015010	0.006480	0.001210	0.00023
0.958760	0.626810	0.409790	0.267910	0.175150	0.114510	0.074860	0.032000	0.013680	0.005850	0.001070	0.00020
0.958760	0.615470	0.395090	0.253620	0.162810	0.104510	0.067090	0.027650	0.011390	0.004690	0.000800	0.00014
0.896910	0.562680	0.353000	0.221450	0.138930	0.087160	0.054680	0.021520	0.008470	0.003330	0.000520	0.00008
0.865980	0.525500	0.318890	0.193510	0.117430	0.071260	0.043240	0.015920	0.005860	0.002160	0.000290	0.00004
0.958760	0.513900	0.275450	0.147640	0.079130	0.042420	0.022730	0.006530	0.001880	0.000540	0.000040	0.00000
0.958760	0.403910	0.170160	0.071680	0.030200	0.012720	0.005360	0.000950	0.000170	0.000030	0.000000	0.00000
0.958760	0.264680	0.073070	0.020170	0.005570	0.001540	0.000420	0.000030	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.958760	0.211420	0.046620	0.010280	0.002270	0.000500	0.000110	0.000010	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.958760	0.191680	0.038320	0.007660	0.001530	0.000310	0.000060	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.958760	0.182450	0.034720	0.006610	0.001260	0.000240	0.000050	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000
0.927830	0.169000	0.030780	0.005610	0.001020	0.000190	0.000030	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.00000