

T
551.52464
073

Escuela Superior Politécnica del Litoral
Facultad de Ingeniería Marítima y
Ciencias del Mar



“Cálculo Computacional del Flujo de Energía Solar
Sobre el Océano y su Aplicación a la Zona Ecuatorial”



Tesis de Grado
Previa a la Obtención del Título de:
LICENCIADO EN OCEANOGRAFIA



Presentada por:
FRANKLIN ISAAC ORMAZA GONZALEZ



Guayaquil - Ecuador

1984

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

Al estado ecuatoriano, que a través de la Escuela Superior Politécnica del Litoral, me dio la oportunidad de formarme como profesional.

A mis padres Bolívar y Esperanza, y hermanos, quienes no escatimaron es fuerzo alguno en darme siempre todo su apoyo moral y económico.

A mi Director de Tesis, Ing. Enrique Sánchez Cuadros, por las acertadas sugerencias que supo darme para llegar a la conclusión de la Tesis.

Al Instituto Oceanográfico de la Universidad de Sao Paulo (Brasil), a su Director, en el área de Oceanografía Física, Dr. Joshimine Ikeda, y muy especialmente al Dr. Alfonso Mascarenhas, quien desinteresadamente me ayudó a desarrollar y realizar gran parte de la Tesis.

Al Instituto Nacional de Pesca, y a su Director, Dr. Roberto Jiménez S., que de alguna u otra manera permitieron culminar la Tesis.

Finalmente a mis amigos, Carmen Ayerbe, Manuel Mariño y a todos los que se interesaron y estuvieron prestos a ayudarme.

DEDICACION



A mis padres

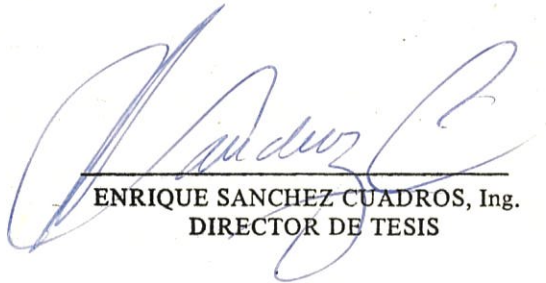
A mis hermanos

A mi esposa Dafne

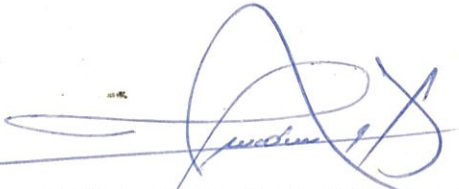
A mi hijo Alejandro



MARCO VELARDE TOSCANO, Ing.
SUB-DECANO
Facultad de Ingeniería Marítima
y Ciencias del Mar



ENRIQUE SANCHEZ CUADROS, Ing.
DIRECTOR DE TESIS



FRANCISCO MEDINA PEÑAFIEL, M.Sc.
MIEMBRO DEL TRIBUNAL



EDGAR ARELLANO MONCAYO, M.Sc.
MIEMBRO DEL TRIBUNAL

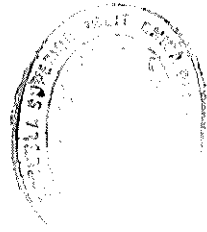
DECLARACION EXPRESA

"La responsabilidad por los hechos, ideas y doctrinas expuestos en esta tesis, me corresponden exclusivamente; y, el patrimonio intelectual de la misma, a la Escuela Superior Politécnica del Litoral".

(Reglamento de Exámenes y Títulos profesionales de la ESPOL)



FRANKLIN ISAAC ORMAZA GONZALEZ



RESUMEN

Dif

Se analizó y sintetizó diversos estudios, relacionados con los procesos atinentes al flujo de energía solar que llega a la atmósfera tierra y mar. Se procesó información varia y se creó un algoritmo que permite , por medio de un programa de computación procesar información meteorológica y obtener resultados en poquísimos minutos.

La información meteorológica utilizada, es de fácil obtención y no requiere el uso de sofisticados instrumentos de medición. El programa sólo precisa: presión atmosférica, grado de nubosidad y estación del año , a más de la posición geográfica y fecha.

Con los resultados del programa se determinan todas las formas del flujo de energía solar que incide, tanto en la atmósfera superior (en toda latitud no mayor a 80°), en la tierra, en el mar, teniendo en consideración todos los factores (astronómicos, físicos, geográficos, geométricos, meteorológicos y oceanográficos) que interaccionan con el flujo de energía solar, desde el mismo momento en que es emanado por el Sol, hasta desaparecer a ciertas profundidades del océano.

Los resultados prácticamente simulan la información que facilitarían una serie de equipos (de alto costo económico) que son muy escasos en el país.

Los resultados pueden tener diversas aplicaciones; desde las oceanográficas, tratadas aquí, así como también en las áreas de arquitectura, agronomía, biología marina, utilización de la energía solar como fuente alterna de energía, entre otras.

INDICE GENERAL

	<u>Pág.</u>
RESUMEN	VI
INDICE GENERAL	VIII
INDICE DE FIGURAS	XII
INDICE DE TABLAS	XV
INDICE DE ABREVIATURAS	XVII
INDICE DE SIMBOLOGIA	XVIII
INTRODUCCION	24
I. EL SOL COMO FUENTE DE ENERGIA	30
1.1 Principios fundamentales	34
1.1.1 Ley de Kirchoff	34
1.1.2 Ley de Planck	34
1.1.3 Ley de Stephan-Bolzmant	35
1.1.4 Ley de Wien	35
1.2 La constante solar	36
II. FACTORES QUE INFLUYEN EN LA RADIACION SOLAR QUE LLEGA A LA TIERRA	41
2.1 Factores astronómicos	42
2.1.1 Distancia sol-tierra	42
2.1.2 Declinación solar	46
2.1.3 Angulo horario	48
2.2 Factores geográficos	49

2.2.1	Posición geográfica y altura de la estación oceanográfica	49
2.3	Factores geométricos	51
2.4	Factores físicos	51
2.4.1	Esparcimiento	52
2.4.2	Absorción	53
2.4.3	Procesos de atenuación en la atmósfera pura .	54
2.4.3.1	Esparción de Rayleigh	58
2.4.4	Procesos atenuantes de la atmósfera terrestre	60
2.4.4.1	Absorción por vapor de agua	61
2.4.4.2	Absorción por polvo	62
2.5	Factores meteorológicos	64
2.5.1	Nubosidad	64
III.	LA IRRADIANCIA SOLAR BAJO LA SUPERFICIE DEL MAR	77
3.1	Análisis de procesos de atenuación de la irradiación solar en el agua	77
3.1.1	Dispersión	78
3.1.2	Absorción	79
3.1.3	Métodos para calcular la atenuación de la energía solar en el agua	81
3.2	Efectos de la irradiación solar sobre los procesos oceánicos	86

	<u>Pág.</u>
3.2.1 Físicos	86
3.2.2 Biológicos	89
 IV. ALGORITMO COMPUTACIONAL PARA CALCULAR LA RADIACION SOLAR QUE LLEGA A LA SUPERFICIE DEL MAR Y LA DISTRIBUCION DE ESTA SOBRE LAS CAPAS SUPERIORES DEL MAR	 99
4.1 Radiación solar fuera de la atmósfera terrestre	99
4.2 Radiación solar directa bajo condiciones de cielo sin nubes	 103
4.3 Radiación difusa y global	107
4.4 Radiación bajo condiciones de nubosidad	109
4.5 Radiación reflejada por la superficie del mar	110
4.6 Radiación total a ser absorbida por la superficie del océano	 113
4.7 Perfiles de distribución de la energía solar bajo la superficie del mar	 114
 V. EL PROGRAMA PARA COMPUTADORAS	 116
5.1 Objetivos	116
5.2 Asunciones	119
5.3 Lógica del programa	121
5.4 Aplicaciones a la zona ecuatorial	122
5.4.1 Factores astronómicos	123

5.4.2	Flujo de radiación en la atmósfera superior . . .	125
5.4.3	Flujo de radiación directa en la zona ecuatorial	128
5.4.4	Mediciones de campo y flujo de energía solar absorbida por el océano	130
5.4.5	Cálculo anual de parámetros solarinimétricos para el Ecuador	138
	DISCUSION DE RESULTADOS : CONCLUSIONES	141
	RECOMENDACIONES	145
ANEXO A	Esquema general para recolección de información solar	164
ANEXO B	Cálculo de parámetros solarinimétricos para superfi- cies inclinadas	170
ANEXO C	Listado del programa general, subrutina y resulta- dos típicos	176
	BIBLIOGRAFIA	196

INDICE DE FIGURAS

<u>Nº</u>		<u>Pág.</u>
1	Representación esquemática de las diferentes capas del sol. Según Robinson	31
2	Irradiación espectral fuera de la atmósfera terrestre Según Robinson	32
3	Intensidad relativa de radiación I_t/I_0 y radio vector R. V. como función del tiempo. Según Robinson	45
4	Sistema de coordenadas horizontales	46
5.a	Sistema de coordenada ecuatorial. Según Robinson	47
5.b	Transformación de coordenadas. Según Robinson	47
6	Rayos paralelos llegando a la atmósfera terrestre	50
7	Transmisión espectral de la atmósfera (cuando $Z_0=0^\circ$ y la cantidad de agua es de 2 cm) en el rango visible y cerca del infrarrojo como función de λ . Según Ivanoff	54
8	Ilustración de la derivación de la ecuación 2.13. Según Robinson	56
9	Coeficientes de atenuación a_w , σ_p y σ_λ , según cálculos computacionales desarrollados	63
10	Coeficientes de absorción por agua pura en el rango visible. Según Jerlovs	78
11	Atenuación de la luz ($35 \leq \lambda \leq 0.8 \mu$) causadas por partículas de agua. Según Jerlovs	90
12	Ejemplos de la distribución espectral de los coeficientes de absorción de agua de mar. Según Ivanoff	90

<u>Nº</u>		<u>Pág.</u>
13	Variación o atenuación de la energía solar en el mar. Según Ivanoff.	91
14	Distribución regional de los tipos de agua. Según Jerlovs	92
15	Transmisión por metro hacia abajo en la superficie para varios tipos de agua. Según Jerlovs	93
16	Curva calculada por Pruvost (1972). Según Ivanoff	93
17	Estructura térmica. Según Niiler	94
18	Figura ilustrativa para la deducción de la ecuación 4.8	100
19	Figura ilustrativa para la deducción de la ecuación 4.8	100
20	Reflexión de la radiación solar para una superficie plana y una superficie rugosa. Según Cox-Munk	115
21	Comportamiento anual de la declinación solar y del radio vector sol-tierra	146
22	Variación de parámetros solarinimétricos según el cálculo computacional	147
23	Perfiles de la distribución del flujo de energía solar para un tipo de agua	148
24	Variación de la temperatura superficial diaria	149
25	Variación mensual de la radiación solar incidente	150
26	Variación mensual de la radiación solar incidente	151
27	Variación mensual de la radiación solar incidente	152
28	Variación de la energía reflejada en el tiempo	153
29	Mapa ilustrativo	154

NºPág.

30	Ilustración del cálculo de insolación sobre un plano inclinado arbitrario.	170
----	---	-----



BIBLIOTECA

INDICE DE TABLAS

<u>Nº</u>		<u>Pág.</u>
I	Fuente de energía para la atmósfera	35
II	Variaciones relativas del flujo de radiación solar	45
II.A	Coeficiente de masa atmosférica	69
III	Coeficiente de masa atmosférica	70
IV	Coeficientes de esparcimiento y de atenuación	71
V	Agua total w contenida en la atmósfera (en cm precipitable)	72
VI	Valores de a_w para absorción por vapor de agua, dióxido de carbono y oxígeno	73
VII	Porcentaje promedio de la transmisión de radiación solar directa por nubes	74
VIII	Flujo de radiación solar sobre una superficie horizontal	75
IX	Valores de K para la ecuación 2.25	76
X	Valores de a' y c' para la ecuación 2.31 y 2.34	76
XI	Transmisión y coeficiente de atenuación observadas y coeficientes de esparcimiento teórico para agua pura	95
XII	Absorción y dispersión caracterizadas por la longitud de onda	96
XIII	Absorción llevada a cabo en los primeros metros	97
XIV	Absorción llevada a cabo en los primeros metros	97
XV	Valores de los parámetros R , ξ_1 , ξ_2 para diferentes autores	98

<u>Nº</u>		<u>Pág.</u>
XVI	Radiación solar diaria al tope de la atmósfera superior, según el cálculo computacional.	155
XVII	Radiación total diaria al tope de la atmósfera superior. Según Milankovitch	157
XVIII	Errores promedios obtenidos al comparar las tablas XVI y XVII.	158
XIX	Tabla comparativa de resultados de valores astronómicos y flujo de radiación solar en la atmósfera superior	159
XX	Flujo de radiación directa que llega a la tierra con varios coeficientes de transmisión atmosférica	160
XXI	Flujo de radiación directa a la tierra integrado entre diferentes límites de longitud de onda	161
XXII	Datos oceanográficos meteorológicos tomados por el autor en el crucero T84/02/2P	162

INDICE DE ABREVIATURAS

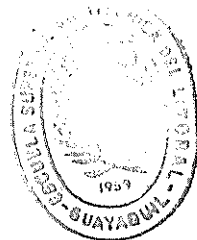
A.U.	: unidad astronómica
°C	: grados centígrados
cm	: centímetros
E	: este
EXP	: logaritmo natural
erg	: ergios
°F	: grados Farenheit
°K	: grados Kelvin
I.RR.	: infrarrojo
Lg	: logaritmo de base 10
min	: minutos
N	: norte
O	: oeste
P.E.	: parte entera
R.V.	: radio vector sol-tierra
S	: sur
seg.	: segundos
U.V.	: ultravioleta
W	: oeste

INDICE DE SIMBOLOGIA

- a : radio del semieje mayor para la elipse que describe la tierra alrededor del sol.
- a : coeficiente de absorción para vapor de agua y polvo (Capítulo II)
- a' : constante para la ecuación 2.31
- a_a : absorción producida por agua pura
- a_{fito} : absorción producida por fitoplancton
- a_{ama} : absorción producida por sustancias amarillas
- $a_{\text{mat.sup.}}$: absorción producida por materia suspendida
- a_{tot} : coeficiente de absorción total del agua
- a_w : coeficiente de absorción por vapor de agua
- a_j : año juliano
- a_g : año gregoriano
- a_t : constante para la ecuación 2.4.1
- A : albedo (Capítulo II)
- a_λ : coeficiente de esparcimiento total a lo largo de la longitud de huella
- a'_λ : coeficiente de extinción por unidad de longitud

- a_{λ}'' : coeficiente de absorción por unidad de masa
 b : constante para la ecuación 2.31 igual a 0.38
 c : velocidad de la luz en el vacío (Capítulo I)
 c : constante para la ecuación 2.4.1
 c' : constante en la ecuación 2.5
 C : grado de nubosidad
 C' : constante para la ecuación 2.30
 c_p : calor específico del agua
 d_j : día juliano
 d_g : día gregoriano
 dx : longitud infinitesimal recorrida por un haz de luz
 $d\lambda$: longitud infinitesimal de la longitud de onda
 d_0 : día juliano para el 3 de Enero de 1980
 E_s : energía emanada por el sol
 E_T : energía solar recibida por la tierra
 $E_{e.m.}$: cantidad de energía emitida por unidad de área de un cuerpo
 $E_{e.b.}$: cantidad de energía absorbida por el cuerpo
 E_{λ} : cantidad de energía lineal polarizada emitida por unidad de área.
 E : energía de las ondas electromagnéticas al impactar la superficie de una molécula (Capítulo II)

- E' : energía de la onda electromagnética después de impactar en la superficie de una molécula.
 E_a : estación del año
 e : excentricidad para la elipse que describe la tierra alrededor del sol.
 f : parámetro de Coriolis
 g : aceleración gravitacional
 h : constante de Planck (6.62×10^{-27} erg.seg.)
 h : profundidad de la capa de mezcla (Capítulo III)
 H : hora
 I_0 : constante solar (Capítulo I)
 I_t : energía en el tope de la atmósfera superior (Capítulo I)
 I : energía monocromática a la profundidad z , ecuación 3.2
 I_0 : energía incidente absorbida monocromática en la ecuación 3.2
 k : constante de Boltzman (1.3807×10^{-16} erg. deg.⁻¹)
 K : constante para la ecuación 2.25
 m : coeficiente de masa atmosférica de Robinson
 m_T : coeficiente de masa atmosférica de Bemporad
 m_j : mes juliano
 m_g : mes gregoriano
 M : estación del año húmeda
 n_λ : índice de refracción
 N : número de partículas por unidad de volumen



BIBLIOTECA

- n : nubosidad
 q_+ : flujo de calor al tope de la termoclina estacional
 q_λ : coeficiente de transmisión atmosférica
 R_a : distancia sol-tierra en el afelio
 R_j : distancia sol-tierra constante
 R_m : distancia media sol-tierra
 R_p : distancia sol-tierra en el perihelio
 R : constante para la ecuación 4.33
 Ref : porcentaje de energía reflejada según Cox-Munk
 r_o : radio medio de la tierra
 R_o : distancia sol-tierra instantánea
 S_o : constante solar
 $S_{o,\lambda}$: flujo de energía solar al tope de la atmósfera superior para cualquier rango espectral.
 $S_{m,\lambda}$: flujo de energía solar directa en la tierra para cualquier rango espectral
 S_m : flujo de energía solar directa en la tierra para un haz mono cromático
 S_a : momento de amanecer o momento de nacer del sol
 S_p : momento de anochecer o momento de poner del sol
 $S_{D,\lambda}$: flujo de energía solar difusa para cualquier rango espectral

- $S_{G,\lambda}$: flujo de energía solar global para cualquier rango espectral
 $S_{z,\lambda}$: flujo de energía solar a una profundidad z cualquiera para diferentes rangos espectrales.
 $S_{n,\lambda}$: flujo de energía solar absorbida por el mar
 $S_{R,\lambda}$: flujo de la radiación reflejada para cualquier rango espectral
 $S_{p,\lambda}$: flujo de energía solar bajo condiciones de cielo sin nubes menos la reflejada para cualquier rango espectral.
 $S_{\xi,\lambda}$: flujo de energía solar global atenuada por nubes para cualquier rango espectral.
 S_a : flujo de energía esparcida desde la superficie del mar hacia la atmósfera para cualquier rango espectral.
 t_0 : ángulo horario
 w : cantidad de agua precipitable en la columna atmosférica
 Z_0 : ángulo cenital
 z : profundidad del mar

ALFABETO GRIEGO :

- α : constante adimensional
 β_{ϕ_g} : coeficiente de turbidez en función de la latitud
 β : coeficiente de turbidez corregido para diferente presión atmosférica.

γ_0	: altura solar
δ_0	: declinación del sol
ξ_1	: constante de atenuación para la ecuación 4.33
ξ_2	: constante de atenuación para la ecuación 4.33
$\Theta_\lambda(Z_0)$: espesor óptico para un ángulo Z_0
$\Theta_\lambda(0)$: espesor óptico para $Z_0 = 0$
$\Theta(0)$: espesor óptico para $Z_0 = 0$ para un haz monocromático de luz
λ	: longitud de onda
λ_m	: longitud de onda de máxima energía
μ	: nanómetros (10^{-9} m)
π	: constante = 3,1415
ρ_0	: densidad de la superficie del mar
λ_g	: meridiano de la tierra
ρ_p	: densidad de la partícula
ρ	: densidad del aire
σ	: constante para el Supcapítulo 5.4.3
σ_λ	: coeficiente de esparcimiento de Rayleigh
τ_0	: flujo de momentun en la capa de mezcla
τ_+	: flujo de momentun al tope de la termoclina estacional
ϕ_g	: latitud de la tierra
Σ	: sumatoria
Δ	: corrección para los extremos del rango espectral

INTRODUCCION

Desde que el hombre empezó a trajinar por el largo camino de su historia, todas y cada una de las acciones llevadas a cabo, individual o colectivamente, han propendido siempre a satisfacer sus necesidades (subjetivas u objetivas), inmediatas o mediatas, intrascendentales o trascendentales, antihistóricas o históricas. Necesidades que previas a la búsqueda de posibles soluciones que estén en armonía con la realidad objetiva y crítica de la sociedad, han sido a veces sometidas a un proceso racional y otras veces no; siendo precisamente la validez o no de este proceso el que antecede a una solución (satisfacción) correcta o no.

Necesidades se han ido multiplicando y diversificando a medida que decurre la historia, conllevando ello al origen de diferentes y marcadas facetas, entre las cuales podemos discriminar dos de ellas que son definidas, aparentemente desligadas y contrapuestas o por lo menos divergentes, cuales son, la ciencia y el arte, definidas por las peculiaridades inherentes en la una y en la otra; mientras en la una la piedra angular de su desarrollo es el excogitamiento agudo, penetrante y objetivo, en la otra es la piel, el sentimiento, la imaginación y subjetividad. Desligadas, contrapuestas o divergentes en apariencia, porque tanto la una como la otra no pueden estar divorciadas de la subjetividad y objetividad respectivamente, y por encima de esto porque en ambas el gran objetivo es el hombre y su progreso.

El objetivo fundamental de esta tesis es el de presentar un procedimiento de cálculo numérico, haciendo uso de la computadora, a través de un algoritmo que permita calcular varios parámetros meteorológicos y oceanográficos, de mucha utilidad para el estudio de los fenómenos de interacción océano-atmósfera. Se aplicó el método a datos oceanográficos y meteorológicos de la zona ecuatorial.

En general, la medición de parámetros relacionados con los flujos de energía solar en la atmósfera y en el océano implica el uso de costosos y sofisticados equipos. Entre éstos se tienen pyrholiómetros, pyranómetros, D-metros, reflectómetros, y fotómetros, los mismos que miden los flujos de radiación solar : directa, global, difusa, reflejada y la distribución del flujo de energía solar en las capas superiores del océano respectivamente.

El método persigue utilizar poca información y más aún, que los aparatos para medir o tomar dicha información no tengan precios prohibitivos para nuestros recursos económicos. Esta información se circunscribe a nubosidad, estación del año, presión atmosférica, a más de la posición geográfica y la fecha. Claramente podemos observar que el único parámetro que precisa de equipo es la presión atmosférica.

El Capitulo 1, parte de la descripción del Sol como fuente de energía , las principales leyes (Kirchoff, Wien, Stephan-Bolztman, etc), para luego examinar la denominada constante solar.

En el Capítulo II se analiza de la manera menos intrincada los factores que interactúan desde el momento en que el Sol emana la energía en forma de ondas electromagnéticas, hasta perderse o atenuarse totalmente en las profundidades del mar; estos factores son : astronómicos, físicos, ópticos, geográficos y meteorológicos.

En el Capítulo III se trata el problema de la radiación solar en el agua de mar (factores oceanográficos), esto es, que procesos sufren las ondas electromagnéticas, como son atenuadas, metodologías para medir o estimar las constantes de atenuación, etc.

En el Capítulo IV se analizan todos los parámetros tratados en los capítulos precedentes, se deducen algunas expresiones matemáticas, en general se establecen las condiciones matemáticas que se van a usar en el programa de computadoras.

En el Capítulo V se ve de manera general la lógica del algoritmo (el diagrama de flujos se lo omitió, porque el programa se lo ha optimizado, de tal forma que es muy sencillo entenderlo sin el uso de ellos). Aquí en este capítulo, lo más importante quizá es la aplicación del programa para diferentes condiciones, los resultados que éste da y la comparación de éstos con otros ya establecidos y que son considerados como correctos, demostrándose con ello la bondad del método. Además, a partir de resultados aplicando condiciones meteorológicas, se han graficado curvas ,

con la intención de obtener de manera rápida y fácil los parámetros solariométricos para cualquier día del año en el mar de Ecuador. Finalmente los Anexos A, B y C, los mismos que estudian de forma muy supérflua, el cálculo del flujo de radiación solar para una superficie inclinada, el procedimiento a seguir (proyecto) en caso de querer establecer aquí en el Ecuador un estudio más a fondo de los factores condicionantes del flujo de energía solar y por último en el Anexo C se dan los listados del programa principal (debidamente documentado), la subrutina y la salida típica de los resultados dados por el programa.

Ahora bien, cabe preguntar ¿Para qué pueden servir todos los resultados que se obtienen, a un biólogo marino o a un oceanógrafo específicamente hablando?. La respuesta para el biólogo, es que como él sabe, dentro de la cadena trófica primaria comenzando por el fitoplancton y siguiendo por el zooplancton, la presencia de la radiación solar y la distribución de ésta en la capa superior de las aguas es de trascendental importancia, así tenemos que ciertos fitoplancton como los dinoflagelados, como algunos del género Ceratium necesitan de ciertas cantidades mínimas para su desarrollo, así también en el zooplancton como el copépodo Acartia lebechi, realiza migraciones ascendentes y descendentes, las mismas que están en función de la distribución del flujo de energía solar en el mar. En conclusión para un biólogo marino el conocimiento de los perfiles de flujo de la energía solar es muy importante, por no decir vital en sus investigaciones.

Para un oceanógrafo, como se expresa en el Capítulo IV, el flujo de radiación diaria, mensual y/o anual es un dato preliminar insoslayable para calcular o estimar los procesos de interacción océano-atmósfera, el almacenamiento de calor, la incidencia en la estructura térmica vertical u horizontal, como es la variación diaria de la temperatura superficial, debido al calentamiento por radiación solar, etc.

De manera directa lo anterior, e indirectamente porque actualmente Cox-Munk están llevando a cabo estudios para determinar las pendientes de las superficies oceánicas, mediante el grado de reflexión "glitter slope" o resplandor que tengan las superficies con el objetivo de estimar los movimientos o corrientes de pendiente o geostróficas, por lo menos de las capas superficiales.

Actualmente con el avance tecnológico que ha tenido la filmación submarina, cabe decir que también en este campo es importante el conocimiento de los datos que da el algoritmo de este método. Ya que los sofisticados aparatos de filmación precisan conocer ciertos valores de flujo de esta energía para determinadas longitudes de onda, característica inherente a las ondas electromagnéticas y que es una de las partes más relevantes y analizadas del método.

Además dentro de los valores que dan las tablas que arroja el programa, existen algunos valores susceptibles a ser empleados en otras áreas como la arquitectura, agricultura, etc., y por supuesto en meteorología (Ver

Anexo A).

Con lo mencionado, la tesis con todos los defectos o virtudes que se le puedan encontrar, creo que es un aporte a la labor de la investigación , (o por lo menos es lo que a conciencia se ha tratado de hacer), la misma que propenda principalmente a evaluar (cualificar y cuantificar) los recursos naturales y a la vez paralelamente crear y/o adoptar tecnología que permita la explotación racional que genere riqueza para suplir las demandas sociales como alimentación, salud, etc. Pero eso sí, recalco empleando recursos que converjan con la situación política-social-económica-científica (realidad objetiva y crítica), y con esto queda justificado la presencia de los dos primeros capítulos.

C A P I T U L O I

EL SOL COMO FUENTE DE ENERGIA

La energía radiante del sol, es prácticamente la única forma de energía que influye en los procesos atmosféricos, oceanográficos y geográficos: En la atmósfera interviene en todos los fenómenos que se dan, en el océano en los biológicos, químicos y físicos, y en la tierra en la fotosíntesis principalmente.

La Tabla I, relaciona porcentualmente la cantidad de energía que emite el sol con los otros astros. Así vemos que la luna apenas emana un 0.002%, con respecto al sol.

El sol es la estrella más cercana que tenemos. Su globo atmosférico exterior tiene una temperatura de más o menos 6000°K, en tanto que en el núcleo es de 4×10^7 °K. La Fig. No. 1 representa esquemáticamente la estructura del sol, el mismo que tiene,

Diámetro-----	139.14 x 10 ⁴ Km
Area-----	6093 x 10 ¹² Km ²
Volumen-----	1.412 x 10 ¹⁸ Km ³

lo que significa que comparado con la tierra,

Diámetro-----	109.05 veces más grande
Superficie-----	11918 " " "
Volumen-----	1.301 x 10 ⁶ " "
Masa-----	332488 " "
Densidad-----	0.255 " "

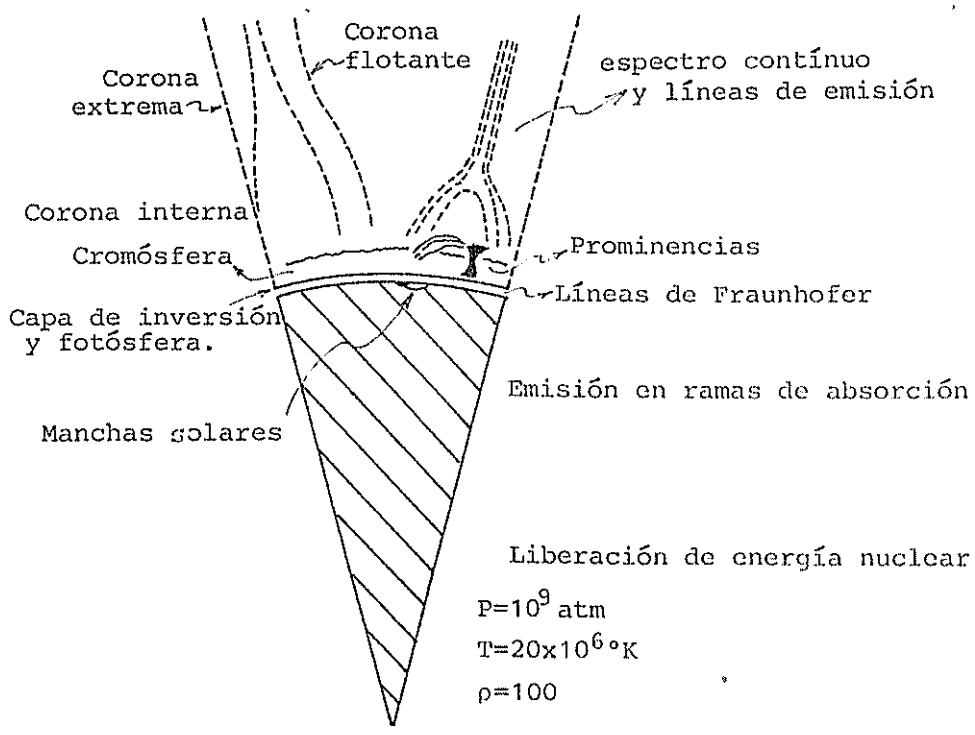


FIG. No. 1. Representación esquemática de las diferentes capas del Sol. Según Robinson.

En lo referente a la distribución espectral y magnitud de la energía que traen las ondas electromagnéticas solares, tenemos que:

- La distribución espectral en la atmósfera superior de la tierra, tiene un rango de (0.2μ a 3.0μ), el mismo que puede estar sujeto a variaciones. (Fig. No. 2).

- La magnitud de la radiación la podemos determinar a partir de,

$$E_s = 4 \pi R_m^2 S_o \tag{1.1}$$

Donde, S_o es la "constante Solar" igual a $1.98 \text{ cal. cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, R_m es la distancia media Sol-Tierra. Reemplazados estos datos, la energía será de $3.85 \times 10^{23} \text{ kw}$ ó $5.16 \times 10^{23} \text{ hp}$, con esto podemos calcular la parte de

$$E_T = \pi r_0^2 S_0$$

1.2

energía "interceptada" por la tierra, mediante la relación, donde r_0 es el radio medio de la tierra, con lo que obtenemos 1.79×10^{14} kw ó 2.4×10^{14} hp.

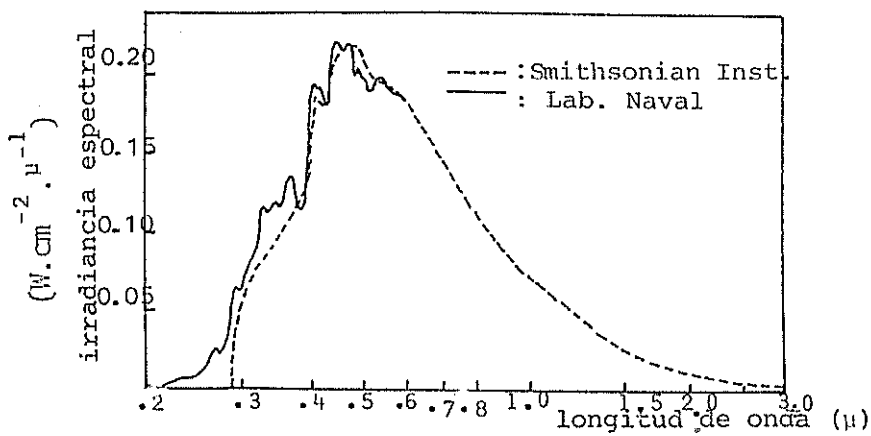


FIG. No. 2. Irradiación espectral fuera de la atmósfera terrestre.
Según Robinson.

T A B L A I

Fuente de Energía	Energía	
	ergio/seg.	Relativo al Sol
SOL	1.76×10^{24}	1
Luna (llena)	3.09×10^{19}	1.76×10^{-5}
Relámpagos	1.19×10^{19}	9.09×10^{-6}
Estrellas	2.61×10^{17}	1.48×10^{-7}
Auroras Boreales	2.53×10^{17}	1.44×10^{-7}
Rayos Cósmicos	1.63×10^{17}	9.26×10^{-8}
Meteoros	1.44×10^{17}	8.18×10^{-8}
Noche Luminosa	1.12×10^{17}	6.37×10^{-8}

Fuente de energía para la atmósfera (los valores de energía son determinados para la Tierra considerada como un todo). Según Kondratev.

1.1 Principios fundamentales

Estos principios teóricos, que serán vistos suscintamente, tienen como objetivo determinar la temperatura de un cuerpo negro, tal como es considerado el Sol.

1.1.1 Ley de Kirchhof

Esta expresa, que la razón de la energía emitida por la energía absorbida, es solamente función de la temperatura T y la longitud de onda

Así,

$$E_{em}/E_{eb} = f(\lambda, T) \quad 1.1$$

donde, E_{em} es la cantidad de energía emitida por unidad de área del cuerpo y E_{eb} es la fracción de energía incidente la misma que es absorbida por el cuerpo, es decir ni transmitida ni reflejada. Cuando $E_{eb}=1$ el cuerpo es considerado como negro: Un cuerpo negro absorbe toda la energía incidente. La radiación emitida por un cuerpo negro se denomina "black-body radiation".

1.1.2 Ley de Planck

Esta determina la distribución espectral de la energía de un cuerpo negro. La relación 1.2. da

$$E_{\lambda} d\lambda = \frac{hc^2 \lambda^{-5} \cos\theta d\lambda}{\text{Exp}(hc/k\lambda T) - 1} \quad 1.2$$

donde, $E_{\lambda} d\lambda$ es la cantidad de energía lineal polarizada emitida por unidad de área en la longitud de onda $\lambda \rightarrow \lambda + d\lambda$, por segundo por un

dad de ángulo sólido, por un cuerpo negro en equilibrio térmico. θ_λ es el ángulo normal al área de emisión, h es la constante de Planck (6.62×10^{-27} erg.seg), k es la constante de Boltzmann (1.3807×10^{-16} erg.deg⁻¹) y c es la velocidad de luz en el vacío.

1.1.3 Ley de Stefan-Boltzmann

Esta reza, "la energía de un cuerpo negro es directamente proporcional a su temperatura elevada a la potencia de cuatro (4)"

$$E_{em} \propto T^4 \quad 1.3$$

$$E_{em} = \sigma T^4$$

donde $\sigma = 5.73 \times 10^{-5}$ erg.cm⁻².deg⁻⁴.seg⁻¹.

1.1.4 Ley de Wien

Conocida también como la ley del "desplazamiento de Wien" que dice que la temperatura T en un cuerpo negro es únicamente proporcional a la longitud de onda de máxima energía, λ_m (cm)

$$T \propto \lambda_m^{-1} \quad 1.4$$

$$T = 0.288 \lambda_m^{-1}$$

Con una de estas leyes podemos determinar la temperatura de un cuerpo negro, pero en la realidad no existe cuerpo negro puro, ni el sol puede ser tomado como tal, ya que este presenta una composición heterogénea. Así tenemos que en el centro del sol la temperatura es de 9000°C, la misma que disminuye al aproximarse a la corona donde existe una temperatura de 6000°K aparte de esta heterogeneidad, existen manchas sola -

res y explosiones térmicas-nucleares. Estas leyes pueden ser aplicadas considerando al mar como un cuerpo gris.⁽¹⁾

Estas leyes, más que para ser empleadas directamente, nos dan una imagen de la relación Temperatura, longitud de onda y energía.

1.2 La constante solar S_0

Llámesese, "constante solar" a la cantidad de energía radiante (en calorías) que incide en la atmósfera exterior en una unidad de tiempo (1 minuto) a través de una unidad de superficie (1 cm^2) perpendicular a los rayos solares sobre una distancia de la distancia media Sol-Tierra. En otras palabras, la "constante Solar" es el flujo de energía radiante solar que incide sobre una superficie perpendicular a los rayos fuera de la atmósfera sobre una distancia media Sol-Tierra.

La determinación del valor de la constante solar, es de suma importancia para la determinación de las regularidades de la atenuación de la Radiación Solar en la atmósfera. Pouillet 1837, a fin de facilitar su cálculo introdujo el concepto de "constante solar". Los intentos de proveer un método devinieron uno tras otro, y fue así que Langley⁽²⁾ en 1891 creó uno. Posterior a él muchos científicos han dado métodos y valores para

(1) Cuerpo gris es aquel que absorbe menos del 100 % de la energía recibida.

(2) 1 Langley (Lg) es cal/cm^2 . En honor al investigador Langley.

la "constante solar". Actualmente el Smithsonian Institute tiene dos métodos ("largo" y "corto") para establecer la "constante solar". ✓

a) Método "largo"

Esencialmente esta metodología puede ser descrita como sigue: Usando mediciones espectrobolométricas de la distribución del espectro de energía solar a nivel de la superficie del mar, tomadas a varias "masas atmosféricas" (ver 2.4.3) y, a diferentes horas del día, es posible determinar la distribución espectral de la radiación solar fuera de la atmósfera mediante extrapolación.

Conociendo las curvas de distribución, tanto fuera de atmósfera como en la superficie de la tierra, podemos obtener la integral del flujo de radiación respectivamente, esto es $\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S_{O,\lambda} d\lambda$ y $\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S_{m,\lambda} d\lambda$ en unidades relativas. Sin embargo tales valores no son lo bastante exactos porque se soslayan los extremos del espectro. Al mismo tiempo con mediciones espectrobolométricas del flujo radiante (logradas con el pyr heliómetro) en la superficie de la tierra $S_{m,\lambda}$ podemos obtener la "constante solar"

$$S_o' = S_m \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S_{O,\lambda} d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S_{m,\lambda} d\lambda} \quad 1.5$$

Corrigiendo S_o' con la distancia Sol-Tierra

$$S_o = \frac{R_o^2}{R_m^2} S_o' \quad 1.6$$

Donde, R_o y R_m son las distancias Sol-Tierra instantáneas y medias respectivamente.

Estas son las características esenciales del método "largo", pero si ha-

ceamos más fino el cálculo, tendríamos ya en cuenta los extremos del espectro, en otras palabras, con el espectrobolómetro medimos la intensidad relativa para 40 regiones del rango espectral, es decir de 0.346μ a 2.44μ para diferentes ángulos zenitales (z_0). Con esto procedemos a extrapolar, por lo que las integrales de la relación 1.5 la expresaremos en forma de sumatorias.

$$S_o' = S_m \frac{\Sigma S_{O,\lambda} + \Delta S_{O,\lambda} (U.V.) + \Delta S_{O,\lambda} (I.RR.)}{\Sigma S_{m,\lambda} + \Delta S_{m,\lambda} (U.V.) + \Delta S_{m,\lambda} (I.RR.)} \quad 1.7$$

Donde podemos observar que $\Sigma S_{O,\lambda}$ y $\Sigma S_{m,\lambda}$ incluyen las correcciones para las líneas de Fraunhofer en la región espectral dada. Las correcciones de ultravioleta e infrarrojo $\Delta S_{O,\lambda} (U.V.)$ y $\Delta S_{O,\lambda} (I.RR.)$, en el numerador, son diferentes para las correcciones $\Delta S_{m,\lambda} (U.V.)$ y $\Delta S_{m,\lambda} (I.RR.)$ del denominador. Así para,

$$\begin{array}{lll} \Delta S_{O,\lambda} & (U.V.) & \lambda \leq 3400 \text{ \AA} \\ \Delta S_{O,\lambda} & (I.RR.) & \lambda \geq 24400 \text{ \AA} \\ \Delta S_{m,\lambda} & (U.V.) & 2960 \text{ \AA} \leq \lambda \leq 3460 \text{ \AA} \\ \Delta S_{m,\lambda} & (I.RR.) & \lambda \geq 24400 \text{ \AA} \end{array}$$

Los términos de la ecuación 1.7 requieren difíciles y extensas mediciones que van a estar afectadas por la notoria inestabilidad de la "masa atmosférica", aún en condiciones favorables de tiempo. Todo ello conlleva que el método "largo" precise de muchos recursos humanos, económicos y técnicos a más del factor tiempo.

b) Método "corto"

El principal problema del ulterior método es la masa atmosférica, debido a su marcada variabilidad. El método corto prescinde de las mediciones de ésta, ateniéndose sólo a la distribución del espectro de la energía solar sobre la tierra en función del ángulo zenital. Luego se procede de manera similar a la del método "largo".

Con lo expresado, el método "corto" es el más empleado, ya que como veremos en el próximo capítulo, la "masa atmosférica" y los coeficientes de atenuación pueden ser fácilmente obtenidos, porque su procesamiento demora 8 veces menos que el "largo", a pesar de arrojar algunas dudas sobre su exactitud, porque presenta diferencias en los valores de S_0 dependiendo del lugar donde se realizaron las mediciones.

En todo caso, veremos que los errores porcentuales que dan los valores obtenidos no son mayores al 2% (en cincuenta años de mediciones). Así tenemos,

Smithsonian Institute-----	1.982 Lg(Langleys). min ⁻¹
Linke-----	1.979 Lg/min
Nicolet-----	1.981 "
Johnson-----	2.00+/-2% Lg/min
Quir-----	1.99 ó 2.02 Lg/min
Aparato meteorológico a 70Km de altura-----	2.02 y 1.95 Lg/min
Smithsonian Institute a 90Km de altura-----	2.01 Lg/min

La discordancia en los valores obtenidos, son debido, a más del método, equipo empleado, estación del año y lugar, se deben a las manchas sola-

res, las cuales, según Aldrich y Hoover, pueden causar una variación del 0.6%, variación que para nuestros propósitos pueden ser omitidos.

C A P I T U L O I I

FACTORES QUE INFLUYEN EN LA RADIACION SOLAR QUE LLEGA A LA TIERRA

Como se dijo en el capítulo anterior, el sol es la principal fuente de la energía que llega a la tierra. La energía solar sufre una serie de procesos desde el momento mismo que es emanada por el sol. Estos son,

i) Factores astronómicos:

- 1) La magnitud de la constante solar y el espectro solar entre los 0.3μ a 3.0μ de longitud de onda.
- 2) Variación de la distancia Sol-Tierra.
- 3) Declinación solar.
- 4) Angulo horario.

ii) Factores geográficos:

- 1) Latitud.
- 2) Longitud.
- 3) Altura de la estación de investigación respecto al nivel del mar.

iii) Factores geométricos:

- 1) Altitud del sol.
- 2) Azimut del sol.
- 3) Inclinação del plano receptor relativo al horizonte.
- 4) Azimut del plano inclinado.

iv) Factores físicos:

- 1) Dispersión.
- 2) Absorción.

- 3) Procesos de atenuación de la atmósfera pura.
(Dispersión de Rayleigh).
- 4) Procesos atenuantes de la atmósfera terrestre por vapor de agua contenido en la atmósfera.
(Absorción por vapor de agua y polvo: Coeficiente de turbiedad).

v) Factores meteorológicos:

- 1) Nubosidad.
- 2) Presión atmosférica.
- 3) Estación del año.

Todos estos parámetros se interaccionan con las ondas electromagnéticas las que resultan considerablemente debilitadas antes de llegar a la superficie oceánica. Expondremos concisamente los factores que actúan de manera más significativa, incluyendo, por supuesto, las connotaciones matemáticas del caso que nos ayudarán a determinar cuantitativamente el flujo de energía solar en la superficie del mar.

2.1 Factores astronómicos

2.1.1 Distancia sol-tierra

Según los conocidos conceptos de Kepler, la tierra realiza el movimiento de traslación alrededor del sol, describiendo una trayectoria elipsoidal en el tiempo de 365,242199 días. Por lo que, si tenemos al sol como foco del mencionado trazo geométrico; la distancia sol-tierra va a sufrir una variación en el transcurso del tiempo.

Las máximas y mínimas distancias sol-tierra serán,

$$R_p = 147.1 \times 10^6 \text{ Km.}$$

$$R_a = 152.1 \times 10^6 \text{ Km.}$$

Llamándose a R_p y R_a a la distancia en el perihelio y afelio, respectivamente, las cuales matemáticamente están expresadas de la siguiente forma,

$$R_p = a(1-e) \quad 2.1$$

$$R_a = a(1+e) \quad 2.2$$

donde a y e son, el radio del semieje mayor y la excentricidad respectivamente, y cuyos valores son:

$$e = 0.01673$$

$$a = (R_p + R_a)/2.$$

Esta última constante es también llamada "A.U." ("Unidad Astronómica") y puede ser expresada en Km. o en medidas angulares, en cuyo caso tendremos un valor de $4.263 \times 10^{-5} \text{ Rd}$, que es el ángulo aceptado internacionalmente. Un error angular de $0.01'$ conlleva a una alteración de 170000 Km. en la distancia sol-tierra. ✓

Matemáticamente podemos determinar la distancia sol-tierra con la siguiente ecuación,

$$R_Q = R_j \left[1 - e \cos(R_j) + 0.5e^2 \{ 1 - \cos(2R_j) \} \right] \quad 2.3.$$

Donde,

$$R_m = 149500000 \text{ Km.}$$

$$R_j = 2 \pi / a_j (d_j - d_0) \quad 2.4.$$

a su vez,

$$a_j = 365.242199 \text{ días}$$

$$d_0 = \text{fecha juliana para el 3 de enero de 1900.}$$

el cálculo de la fecha juliana a partir de la fecha gregoriana (la que ordinariamente usamos) tiene el siguiente proceso,

$$F(m_g) = \begin{cases} m_g = 1 & c=0 \\ m_g = 2 & c=31.0 \\ m_g = 3 & c = \text{P.E.}(30.6(m_g-1)-1.7) + \text{P.E.} \left(1.1 - a_t/4 + \text{P.E.}(a_t/4) \right) \end{cases} \quad (1)$$

$$d_j = c + d_g + \text{P.E.} \left[(a_t - 1)/4 \right] + 365. (a_t) + 2415019.5 + \lambda_g / (24 \times 5) \quad 2.4.1$$

Donde, $d_g/m_g/a_g$ (día/mes/año) es la fecha gregoriana de manera análoga, la fecha juliana $d_j/m_j/a_j$, a_t es $1900 - a_g$ y λ_g es la longitud de la estación.

La razón de R_0 y R_m será el valor del denominado "Radio Vector". La Fig. No. 2, muestra la relación inversa que existe entre el Radio Vector Y la razón de I_0 e I_t . Este factor va a ser que la magnitud de la radiación solar cambie en un $\pm 3.5\%$. (ver Tabla II).

(1) P.E. : Parte entera de la operación entre paréntesis.

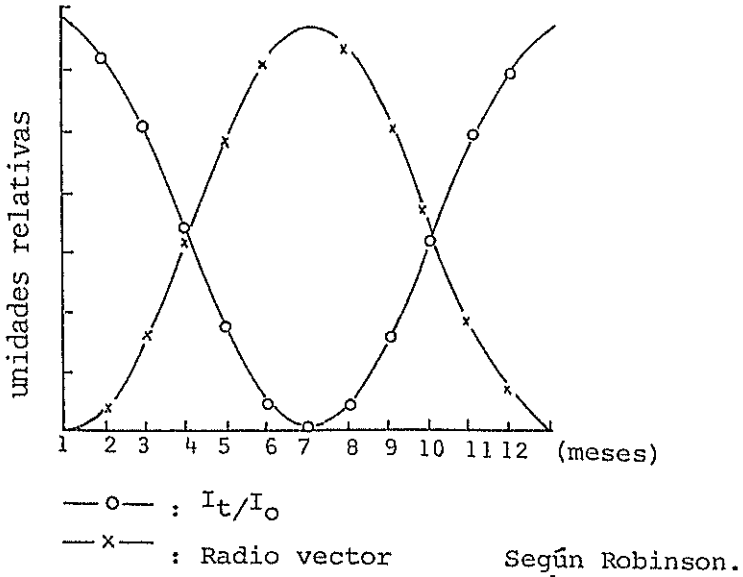


FIG. No. 3 Intensidad relativa de radiación $I_t/I_0^{(1)}$ y el radio vector R.V., como función del tiempo.

T A B L A II

Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
+3.4	+2.8	+1.8	+0.2	-1.5	-2.8	-3.5	-3.1	-1.7	-0.3	+1.6	+1.8

Variaciones relativas del flujo de radiación solar debido a la variación de la distancia Sol-Tierra. (porcentaje de la media), según Kondratev.

⁽¹⁾ I_t : Energía solar al tope de la atmósfera superior.

I_0 : Constante solar.

2.1.2 Declinación solar

El sol realiza un movimiento ondulatorio que trae como consecuencia un desplazamiento de éste con respecto al Ecuador, variando su posición de latitud Norte a latitud Sur en el transcurso del año. El máximo desplazamiento, tanto en el Norte como en el Sur es de $\pm 23^{\circ}27'8.2''$, siendo negativo en la latitud Sur y positivo en la latitud Norte.

La Fig. 4 y 5, muestran este movimiento, y el ángulo instantáneo que forma con respecto al ecuador se denomina Declinación Solar, el cual va a afectar la magnitud de la radiación solar que llega a un punto fijo, por lo que será necesario determinarlo mediante la siguiente relación,

$$\delta_{\odot} = c' \cos \left[\frac{2\pi (373 - d_j)}{365} \right] \quad 2.5$$

Donde, $c' = \pi \times 23^{\circ}27'8.5'' / 180^{\circ}$ ó 0.40942515 rad.

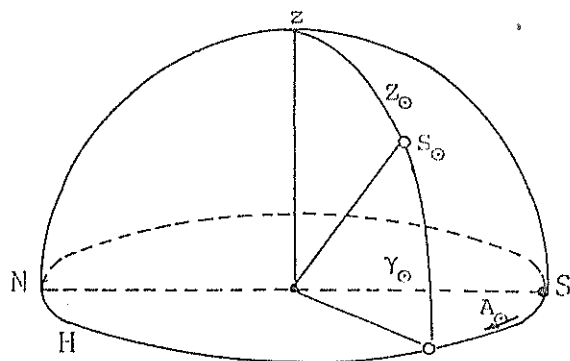


FIG. No. 4 Sistema de coordenadas horizontales, según Robinson.

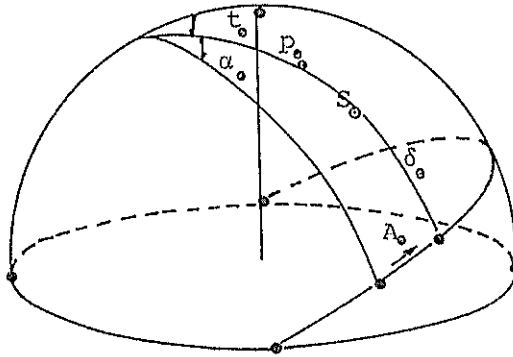


FIG. No. 5a Sistema de coordenada ecuatorial, según Robinson.

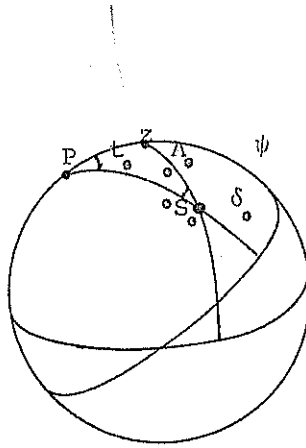


FIG. No. 5b Transformación de coordenadas, según Robinson.

2.1.3 Angulo Horario

El ángulo horario es el que es formado por la trayectoria diaria del sol con los meridianos y se debe exclusivamente a la rotación de la tierra.

La variación de este ángulo es factor más predominante en los cambios de magnitud de la radiación solar. Dado los objetivos de este trabajo, (determinar las curvas diarias de la radiación solar), será necesario entonces calcular el "nacer" y el "poner" del sol, los mismos que están en función de la época del año y su posición geográfica.

Las Figs. 5a y 5b, muestran los principales ángulos astronómicos.

Z_{\odot} : distancia zenital.

δ_{\odot} : declinación solar

A_{\odot} : azimut solar

t_{\odot} : ángulo horario

Z : zenith

γ_{\odot} : altura solar.

De aquí, por trigonometría esférica obtenemos la siguiente relación,

$$\cos Z_{\odot} = \sin \delta_{\odot} \sin \phi_g + \cos \phi_g \cos \delta_{\odot} \cos t_{\odot} \quad 2.6$$

Como vemos, tanto al amanecer como al anochecer, la distancia zenital, tendrá un valor de 90 grados; por lo que, si aspiramos calcular la hora del "nacer" y "poner" del sol, elaboramos la identidad 2.6.

$$\cos 90^{\circ} = 0 \quad 0 = \sin \delta_{\odot} \sin \phi_g \cos \phi_g \cos \delta_{\odot} \cos t_{\odot}$$

De donde despejamos el ángulo horario,

$$t_{\theta} = \cos^{-1} \left[-\text{tg}\phi_g \cdot \text{tg}\delta_{\theta} \right] \quad 2.6.2$$

Transformando en horas los ángulos, determinamos el amanecer y el anochecer mediante,

$$S_a = -t_{\theta}/15^{\circ} + 12 \quad \text{horas} \quad 2.6.3$$

$$S_p = t_{\theta}/15^{\circ} + 12 \quad \text{horas} \quad 2.6.4$$

Cabe decir, que estas relaciones se cumplen en el caso de superficies horizontales, como la de los océanos.

2.2 Factores geográficos

2.2.1 Posición geográfica y altura de la estación oceanográfica

a) Posición geográfica: Latitud y Longitud.

Latitud:

La curva diaria y estacional y anual de la energía solar que llega a la superficie externa de la atmósfera está en relación directa con la posición geográfica; ya que como podemos notar, las expresiones matemáticas 2.6, 2.6.3 y 2.6.4 se encuentran en función de la latitud de la posición geográfica en la que se halle la estación oceanográfica.

Para aclarar el anterior párrafo, la Fig. No. 6 muestra que, a mayores latitudes, los rayos solares (considerados paraxiales) van a fluir en áreas mayores, teniendo en consideración que la tierra posee una orbita externa (atmósfera superior) esférica. Si aplicamos el principio de continuidad, para este tipo de energía; el flujo de energía solar ten-

drá mayor magnitud en áreas menores, es decir en latitudes ecuatoriales con un máximo valor en el Ecuador.

Longitud:

En el cálculo de la fecha juliana, la fórmula 2.4.1 facilita el día juliano local, puesto que el sumando o restando (si λ_g es 0 resta, y suma) $\lambda_g/360$ convierte el día juliano con respecto Greenwich a local. En realidad este sumando altera en décimas del valor.

Altura de la estación oceanográfica:

Es redundante hablar de altura de la estación para nuestro caso. - Este factor puede ser muy útil en los estudios de actinometría y meteorología. Aquí, en caso que la estación se localice en un punto elevado de la costa asumiremos siempre la altura como "cero".

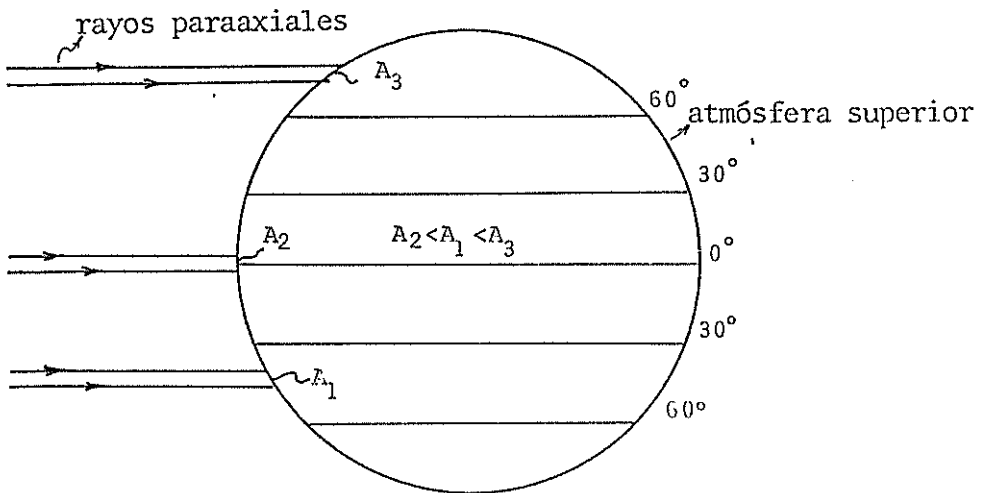


FIG. No.6 Rayos paralelos llegando a la atmósfera terrestre.

2.3 Factores geométricos

La superficie del mar se la asumirá, para nuestros propósitos como horizontal⁽¹⁾ por lo que, los factores geométricos como azimut del sol, inclinación del plano receptor con respecto al horizonte y el azimut del plano inclinado, no tienen valor alguno. Para referencia, en el Anexo B son considerados brevemente. La altitud del sol fue vista implícitamente en 2.1.3.

2.4 Factores físicos

Quando las ondas electromagnéticas penetran en la atmósfera terrestre sufren intrincados procesos que están en función de múltiples variables, como: longitud de onda, distribución espacial de moléculas, gases atmosféricos, polvo, 'smog', vapor de agua, compuestos químicos (óxidos de nitrógeno, hidrocarbonatos, etc.). Estas variables van a absorber parte de la energía solar.

Estos procesos se pueden clasificar de manera general en dispersión y Absorción que son el resultado de la reflexión, refracción y difracción principalmente.

⁽¹⁾ La superficie del mar no siempre es perpendicular a la aceleración gravitacional (g), ya que representa pendientes debido a la acción de fuerzas meteorológicas (viento, presión atmosférica) y/o cambios de las propiedades físicas del océano (densidad).

La dispersión se produce por la desviación aleatoria de las ondas electromagnéticas al chocar con las moléculas del medio. Esta desviación provoca la atenuación de la energía.

La absorción ocurre, si la energía que llevan las ondas electromagnéticas es absorbida parcial o totalmente por las moléculas. Es decir, que si un paquete de ondas electromagnéticas lleva una energía E al momento de impactar con las moléculas, si después del choque la misma onda tiene una energía E' inferior que E , se ha sucedido absorción.

2.4.1 Esparcimiento: (Dispersión)

Este es un fenómeno que se produce, si el medio en el cual inciden las ondas electromagnéticas no es homogéneo, es decir, la constante dieléctrica presenta heterogeneidad espacial. En condiciones atmosféricas, los principales factores que determinan dispersión, es la fluctuación de la densidad del aire, partículas de gases, aerosoles, polvo, gotas de agua (nubes), etc. El esparcimiento debido a la inestabilidad de la densidad del aire se denomina comunmente dispersión molecular.

El proceso de esparcimiento puede ser tratado sobre una base puramente teórica a partir de las ecuaciones de Maxwell. Sin embargo, si nos remitimos a una discusión salvaguardada en la estructura de la física clásica, veremos que la dispersión puede ser vista como el resultado de la interacción de tres fenómenos físicos.

a) Las ondas al chocar en las partículas son desviadas en forma rectilínea. (difracción).

- b) Las ondas penetran en las partículas emergiendo sin o con una o más reflexiones internas (refracción).
- c) Las ondas son reflejadas externamente.

La difracción es un proceso independiente a la composición de la molécula, en tanto que la refracción y reflexión son determinadas por el índice refractivo de las partículas.

El tamaño de la molécula es el parámetro más importante en la dispersión, la misma que ha sido estudiada en detalle por Hockinson, Mie, Lorenz, Brown (Movimiento Browniano), Rayleigh y otros. Para nuestro caso, el estudio que nos interesa es el efectuado por Rayleigh (esparcimiento Rayleigh), en el cual los radios de las moléculas (tomadas como esféricas) son muy inferiores a los de la longitud de onda.

2.4.2 ABSORCION

La atmósfera está compuesta principalmente por Nitrógeno y Oxígeno, los mismos que representan el 99%, vapor de agua, óxidos de nitrógeno, (N_2O_4 , N_2O_5 , NO , N_2O), óxidos de carbono (CO_2 , CO), hidrocarburos (C_2H_8 , C_2H_6 , C_2H_4 , CH_4), gases raros (Kr, Zn, Ne, Fr, etc) y otros elementos; todos estos compuestos y elementos a pesar de estar en tan pobre proporción son los principales causantes de la absorción. El fenómeno de la absorción es harto complicado y variable (en intensidad) en el rango espectral de las ondas electromagnéticas. Así sabemos que la absorción es débil para el rango $0.40\mu < \lambda < 0.75\mu$ (banda visible).

En cambio podemos observar para $0.20\mu < \lambda < 0.40\mu$, (banda ultravioleta)

es donde se produce la mayor absorción, debido a la variación alotrópica del oxígeno, el ozono (O₃). Para el rango $\lambda > 0.75$, (banda infrarroja) - la absorción es fuerte, pero es a consecuencia principalmente del dióxido de carbono y por sobre todo por el vapor de agua. Ver Fig. No. 7.

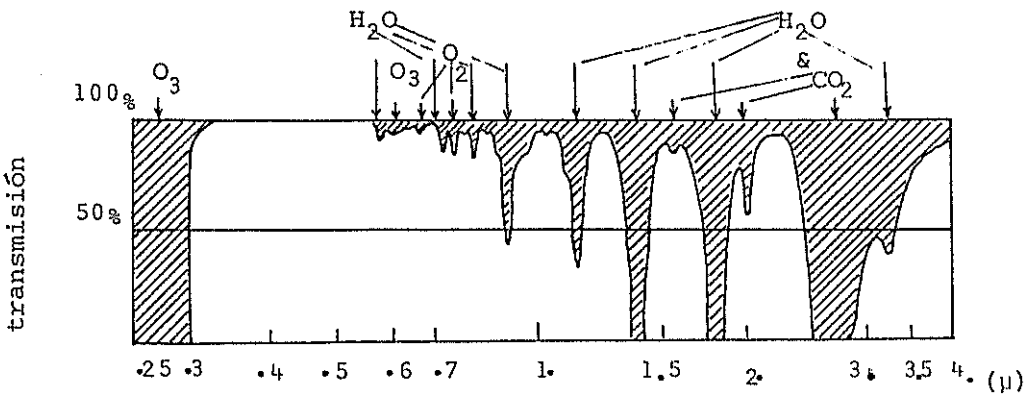


FIG. No. 7 Transmisión espectral de la atmósfera (cuando $z_0 = 0^\circ$ y la cantidad de agua es de 2 cm) en el rango visible y cerca del infrarrojo como función de λ . Las principales bandas de absorción de vapor de agua, según Ivanoff.

2.4.3 Procesos de atenuación en la atmósfera pura: Espersión molecular de Rayleigh.

La depleción que sufre un paquete de ondas electromagnéticas en la atmósfera pura puede ser determinado por la relación de Beer

$$S_{m,\lambda} = - S_{o,\lambda} a'_{\lambda} dx = S_{o,\lambda} a''_{\lambda} \rho ds \quad 2.7$$

$S_{m,\lambda}$ y $S_{o,\lambda}$ es la energía solar en la superficie de la Tierra y en la capa superior de la atmósfera, respectivamente. a'_{λ} y a''_{λ} son los coe-

ficientes de extinción por unidad de longitud y masa correspondiente, dx y ds es la longitud recorrida por el haz de ondas, y ρ es la densidad del medio.

Integrando 2.7 en todo el rango espectral, obtenemos,

$$S_{m,\lambda} = \int_0^{\infty} S_{o,\lambda} \left[\exp \left(- \int_0^{\infty} a''_{\lambda} \rho ds \right) \right] d\lambda \quad 2.8$$

donde a su vez el término $\int_0^{\infty} a''_{\lambda} \rho ds = \theta_{\lambda} (Z_{\theta})$ es conocido comunmente como el "espesor óptico" (thickness optics) de la atmósfera, para rayos de longitud λ , y el término $a''_{\lambda} \rho$ es la "densidad óptica", el ángulo Z_{θ} es el ángulo zenital.

Para hallar la atenuación total de la radiación solar tenemos que lograr $\theta(Z_{\theta})$, la cual es conveniente realizarla, determinando el espesor óptico en la dirección vertical $\theta_{\lambda} (o)$ y compilar una tabla de valores para la función

$$\frac{\theta_{\lambda} (Z_{\theta})}{\theta_{\lambda} (o)} \quad 2.9$$

Con la que expresaremos el espesor óptico inclinado a través del "espesor óptico vertical".

La razón $\theta_{\lambda} (Z_{\theta}) / \theta_{\lambda} (o)$, dentro del rango de onda corta es casi independiente de la longitud de onda, por lo que introduciremos el siguiente término,

$$m (Z_{\theta}) = \theta (Z_{\theta}) / \theta (o) \quad 2.9.1$$

La función 2.9 es llamada "masa atmosférica" y es más ordinario encontrarla en el argot meteorológico. La "masa atmosférica" es a menudo gratuitamente conceptuada a la idea general de masa (definida físicamente), pero $m(Z_0)$ es para nuestro caso una cantidad adimensional indicadora, del por qué algunas veces el "espesor óptico" en la dirección inclinada excede al "espesor óptico en la dirección vertical".

Sabiendo que la masa atmosférica puede ser expresada como $m(Z_0)$ y recordando que la atenuación de la luz en un medio diferente a distintas direcciones puede ser formalmente sustituido por la atenuación en una capa delgada y homogénea. Fig. No. 8.

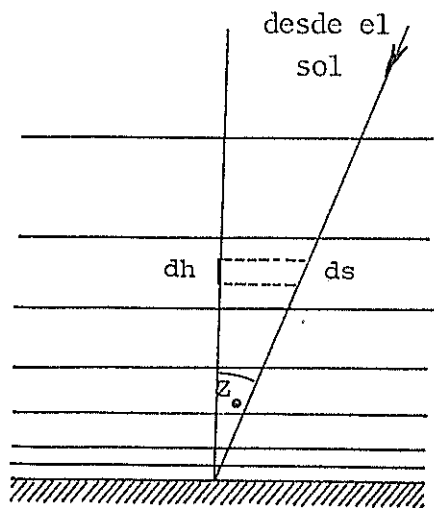


FIG. No. 8 Ilustración de la derivación de la ecuación 2.13. Según Robinson.

Por lo que, el cálculo se remitirá a determinar la longitud de huella - que recorre el haz de luz.

Considerando la Fig. No. 8, tenemos,

$$ds = \frac{dh}{\cos Z_{\theta}} \quad 2.10$$

la razón $\theta(Z_{\theta})/\theta(0)$ puede ser escrita como,

$$\frac{\int a''_{\lambda} \rho ds}{\int a''_{\lambda} \rho dh} \quad 2.11$$

reemplazando 2.10 en 2.11

$$\frac{\int a''_{\lambda} \rho dh \sec Z_{\theta}}{\int a''_{\lambda} \rho dh} = m(Z_{\theta}) = \sec Z_{\theta} \quad 2.12$$

De la expresión 2.11 a''_{λ} es constante, por lo que quedaría,

$$a''_{\lambda} \int \rho \sec Z_{\theta} dh = a''_{\lambda} \cdot m(Z_{\theta}) \quad 2.12$$

La ecuación, 2.8 será entonces

$$S_{m,\lambda} = S_{o,\lambda} \int_0^{\infty} \exp[-m(Z_{\theta}) a_{\lambda}] d_{\lambda} \quad 2.13$$

$$\text{ó} \quad S_{m,\lambda} = S_{o,\lambda} \int_0^{\infty} \exp(-\sec Z_{\theta} a_{\lambda}) d_{\lambda}$$

Donde, a_{λ} es el coeficiente de esparcimiento total de extinción a lo largo de la longitud de huella, y será examinado más adelante.

También se suele encontrar la expresión,

$$S_{m,\lambda} = S_{o,\lambda} q_{\lambda}^{m_T(Z_{\theta})} \quad 2.14$$

donde $m_T(Z_{\theta}) = m(Z_{\theta})$ y q_{λ} es el coeficiente de transmisión atmosférica, -que es función de la longitud de onda.

2.4.3.1 Esparsión de Rayleigh

La depleción de la energía en la atmósfera pura se debe principalmente al esparcimiento por moléculas. Para su breve estudio, nos remitiremos primeramente a las siguientes asunciones.

- a.- Las dimensiones de las partículas (esféricas) poseen un radio inferior menor comparadas a la longitud de onda. Estas partículas no necesariamente deben ser esféricas.
- b.- Las partículas de dispersión y el medio no son conductores y no contienen cargas eléctricas libres.
- c.- Las constantes dieléctricas de las partículas de esparcimiento y de el medio difieren por valores pequeños. El índice de refracción no es alto, por lo tanto siempre $n_\lambda \rho_p < 1$ donde ρ_p es la densidad de la partícula, y n_λ es el índice de refracción.
- d.- Las partículas de dispersión son independientes una de la otra.

Teóricamente la intensidad de radiación sobre una unidad de área bajo una atmósfera pura y homogénea es,

$$S_{m,\lambda} = S_{o,\lambda} [\exp -\sigma_\lambda m_r H] \quad 2.15$$

donde, $H = 7991$ Km, que es el espesor de la atmósfera, y también está dado por, $H = \frac{P_0}{g \rho_0}$ donde ρ_0 y P_0 son la densidad y la presión atmosférica en la superficie del mar, respectivamente. σ_λ es el coeficiente de esparcimiento por unidad de longitud y según Rayleigh está dado por,

$$\sigma_\lambda = \frac{32 \pi^3}{3} (n_\lambda - 1)^2 \frac{f}{N \lambda^4} \quad 2.16$$

donde $n_\lambda \approx 1$, es el índice de refracción, N es número de partículas por unidad de volumen, f es el factor de corrección de Cabannes, el cual puede ser tomado en cuenta para partículas no esféricas.

Entonces el coeficiente de esparcimiento de Rayleigh para toda la atmósfera está dado por,

$$\sigma_\lambda = \frac{32 \pi^3}{3} (n_\lambda - 1)^2 \frac{Hf}{N\lambda^4} \quad 2.17$$

Como vemos todos los valores n_λ , H y f son constantes o son valores susceptibles a tomarse como tales; siendo σ_λ función de λ ; este valor de σ_λ varía con la estación del año y el ángulo de inclinación θ es (Z_0) principalmente. Generalmente en nuestro trabajo nos es suficiente emplear un rango espectral desde 0.35μ a 1.20μ (que es el rango espectral del 99% de la energía solar que incide en la superficie), que comprende parte de la "luz visible" y una parte cercana al infrarrojo y al ultravioleta.

Si la atmósfera no contiene vapor de agua, polvo, smog o bruma, el coeficiente de esparsión de Rayleigh es proporcional a $\lambda^{-4.05}$, que finalmente queda así.

$$\sigma_\lambda = 0.00386\lambda^{-4.05} \quad 2.18$$

donde λ está dado en μ .

2.4.4 Procesos atenuantes de la atmósfera terrestre

En el anterior subcapítulo, establecimos el debilitamiento que se lleva a cabo en una atmósfera pura o ideal, donde solamente existe aire. Pero todos sabemos que nuestra atmósfera a más del aire contiene vapor de agua, polvo smog, aerosoles, gases contaminantes (S2 O3), etc.

Dado que nuestra área de estudio es el mar, la atmósfera circundante no posee (generalmente), ningún tipo de polución, salvo excepciones cuando ocurren erupciones volcánicas, destrucción de pozos petroleros, sólo consideramos el vapor de agua y polvo.

La depleción por atmósfera pura es pequeña y la podemos calcular teóricamente por medio del coeficiente de Rayleigh, en cambio la atenuación por absorción selectiva debida a vapor de agua y polvo la podemos aproximar con la relación 2.14; $S_{m,\lambda}$, $S_{o,\lambda}$ se obtiene mediante mediciones realizadas con sofisticados equipos meteorológicos (cohetes, globos, piranómetros, etc.) y "a" es el coeficiente de absorción para vapor de agua y polvo; m_r es la masa atmosférica diferente a la presión atmosférica al nivel del mar, mediante, $m = P_o m_r / 1000$,

$$m_r \approx \sec Z_\odot, \quad Z_\odot \leq 60^\circ$$

$$a = m \cdot^{-1} \text{Log} \left[\frac{S_{o,\lambda}}{S_{m,\lambda}} \right] \quad 2.19$$

Vemos claramente, que todos los valores de la ecuación 2.19 son obtenidos fácilmente; lo que restaría, es filtrar los respectivos valores de a_w y σ_p , los que sumados originan "a".

2.4.4.1 Absorción por vapor de agua.

El coeficiente a_w lo podemos hallar en las Tablas V y VI, y están en función de:

i.- La cantidad de agua precipitable (w) que se halla en la columna vertical sobre una unidad de área. La distribución global de w está en función de la latitud, altitud, presión atmosférica, y estación del año (época seca o lluviosa). Ver Tabla V.

ii.- La longitud de onda.

iii.-Y del producto $m \cdot w$, donde m es la masa atmosférica corre-gida.

Entonces,

$$a_w = a_w \left(\lambda, m \cdot w (P, E_a, \phi_g) \right)$$

Para establecer a_w bajo estas condiciones, fue necesario hallar polino-mios de interpolación a partir de las Tablas V y VI, mediante el método de los mínimos cuadrados⁽¹⁾ los que nos permiten encontrar w en cualquier parte del globo terráqueo, en cualquier estación del año E_a , y a diferen-te m y λ .

(¹)El método empleado consiste en encontrar el "mejor" polinomio (de 0 a 10 grados) mediante comparaciones iterativas ascendentes, en otras pala-bras, se halla el polinomio de grado 0 con su respectivo error, inmedia-tamente se logra el polinomio de grado 1 con su correspondiente error. - Se procede a comparar, si el error del polinomio 0 es menor al error del polinomio 1, el mejor polinomio es el de grado 0.

2.4.4.2 Absorción por polvo

El coeficiente σ_p es función de la longitud de onda, latitud y presión atmosférica principalmente. Shüepp y Anstrong han realizado esfuerzos para ponderar este término con la relación matemática,

$$\sigma_p = \beta (2\lambda)^{-\alpha} \quad 2.20$$

donde, α es un valor adimensional que varía de 1 a 2, según sus experimentos y representa el tamaño promedio de las partículas esparcidas; para nuestros objetivos tomaremos α como un valor medio, 1.5.: β , Anstrong, la denomina "coeficiente de turbidez" y está en función de la latitud, y representa el número de partículas esparcidas (según Fritz).

$$\beta \phi_g = 0.040 + 0.085 \cos^2 \phi_g \quad 2.21$$

Para una presión atmosférica de 1000 mb; de no ocurrir esta presión, se rá corregida mediante,

$$\beta = \frac{\beta \phi_g \cdot 1000}{P} \quad 2.22$$

El valor σ_p ofrece ciertos errores, que en ciertas latitudes (en las altas) pueden ser de consideración.

Comparando los valores de a_w con σ_λ y σ_p estos tendrán valores opuestos; es decir, que para longitudes de onda $\lambda > 0.75$ (infrarrojo σ_λ y σ_p poseerán valores pequeños, en tanto que a_w será alto. (Fig. Nº 9).

Estando en capacidad de conocer el debilitamiento de la energía solar por dispersión y absorción para cualquier punto geográfico sobre la superficie de los mares, podemos calcular la radiación directa, como veremos en el próximo capítulo.

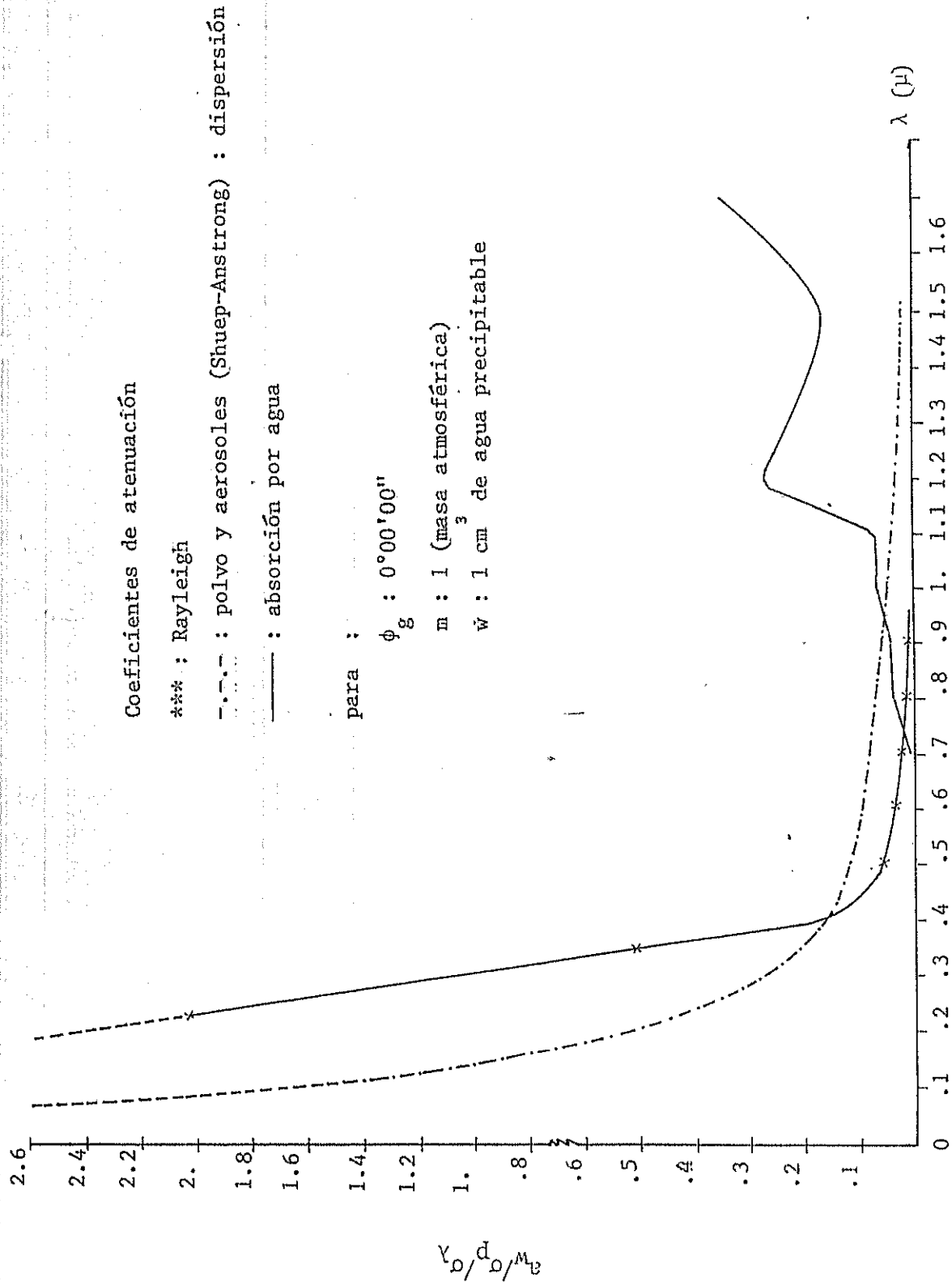


Fig. 9 Coeficientes de atenuación a_w , σ_p y σ_λ , según cálculos computacionales desarrollados.

2.5 FACTORES METEOROLOGICOS

La influencia de estos factores que juegan en la atenuación es crítica y marcada. Crítica porque la nubosidad y presión atmosférica son altamente susceptible a variaciones diarias (principalmente la nubosidad), y marcada porque la magnitud de radiación que absorben y esparsen estos parámetros, puede llegar a valores de hasta el 82% como ocurre con cielos cubiertos por nubes Altocumulus. Aunque, si bien es cierto, desde ha décadas han existido investigaciones pertinentes, nadie ha sido capaz todavía de emitir un criterio analítico; de ¿Cómo?, ¿Cuándo?, ¿En qué cantidad?, la presión, estación del año y nubosidad influye en la radiación solar. A lo mucho se ha logrado arribar a un sinnúmero de ecuaciones empíricas que arrojan mayores o menores errores como consecuencia del factor cobertura de nubes o nubosidad.

La presión atmosférica y la estación del año son variables meteorológicas que han sido visto antes, sólo nos queda analizar la variable restante.

2.5.1 NUBOSIDAD

Este parámetro a más de su constante variabilidad a escalas de tiempo pequeñas, presenta cuatro condiciones a la que va a estar sujeta la menor o mayor atenuación de la radiación solar; éstas son:

- a. Tipo de nubes
- b. Altura de las mismas
- c. Cobertura de nubes sobre el punto de interés
- d. Angulo Zenital (Z_0) del sol

a. TIPO DE NUBES

Sabemos que el "tipo" de nubes define las características propias de éstas, como son: la forma y la densidad. Así tenemos la Cirrus (nube fibrosa) que presenta bastante transparencia. Las Cumulus (nubes abultadas) que tienen mayor densidad; las Stratus (nubes sábanas). A éstas añaden las combinaciones que puedan ocurrir entre las tres principales "tipo". La nube que menos absorbe energía es la Cirrus, mientras que la Nimbus (nube con agua) merma bastante energía.

b. ALTURA DE NUBES

En meteorología se conocen tres niveles de nubes, bajas, medias y altas, lo que conlleva a una clasificación más fina del tipo de nube. A medida que la altura y densidad de la nube aumenta la atenuación se incrementa.

c. ANGULO ZENITAL (Z_0)

Las Tablas VII y VIII muestran las relaciones de estas tres particularidades con la radiación solar.

d. COBERTURA DE NUBES

La nubosidad es un número (octavos o décimos) que en meteorología expresa la cantidad de cielo cubierto sobre un punto.

Las ecuaciones empíricas para determinar la atenuación de la energía por nubes están en función de este parámetro. Estas ecuaciones han sido elaboradas por muchos científicos desde 1920, así tenemos, las principales:

Kimball (1928)	$S_{\xi,\lambda} = S_{m,\lambda} (1-0.71C)$	2.23
Budyko (1956)	$S_{\xi,\lambda} = S_{m,\lambda} (1-0.68C)$	2.24
	$S_{\xi,\lambda} = S_{m,\lambda} \{1 - (1-K) C \}$	2.25
Black (1956)	$S_{\xi,\lambda} = S_{o,\lambda} (0.803-0.34C-0.48C^2)$	2.26
Laevastu (1960)	$S_{\xi,\lambda} = S_{m,\lambda} (1-0.60C^3)$	2.27
Tabata (1964)	$S_{\xi,\lambda} = S_{m,\lambda} (1-0.716C+0.00252C^2)$	2.28
Kimball	$S_{\xi,\lambda} = S_{m,\lambda} \{0.29+0.71 (1-C)\}$	2.29
Mateev	$S_{\xi,\lambda} = S_{m,\lambda} (1-c'C)$	2.30
Berlian (1960)	$S_{\xi,\lambda} = S_{m,\lambda} \{1 - (a'+bc) C\}$	2.31
Matsuike (1970)	$S_{\xi,\lambda} = S_{m,\lambda} (1 - 0.52 C^{1.3})$	2.32
Robinson	$S_{\xi,\lambda} = S_{m,\lambda} \text{Sin} (90-Z_o) (1-C') + D_{r,blue} + D_{r,nube}$	2.33

donde,

a = varía con la latitud

C = nubosidad en décimos

a' = varía con la latitud

c' = varía con la latitud

b = es una constante tomada como 0.38

K = varía con la latitud Tabla IX

C' = $1-n/N$, n duración de la insolación y N el número máximo de insolación.

$D_{r,blue} = S_{o,\lambda} n/N$: radiación difusa de regiones sin nubes

$D_{r,nube} = S_{o,\lambda} .f(n/N)$: radiación fuera de la atmósfera terrestre.

Podemos notar a simple vista diferencias en todas y en cada una de estas ecuaciones. Si tomamos las de Kimball, Budyko Berliand y Matsuike, tendremos respectivamente, con nubosidad 1; $S_{E,\lambda}/S_{m,\lambda} = 0.29, 0.32, 0.24$ y 0.48 .

Cual de estas connotaciones empíricas escogeremos? Para nuestro caso, que nos ubicamos en latitudes ecuatoriales, tomaremos como referencia los estudios realizados por Burt y Quinn en unas islas situadas en la región ecuatorial (de $20^{\circ}N$ a $10^{\circ}S$ y $150^{\circ}E$ a $150^{\circ}O$), los mismos que se realizaron con la intención de discriminar la ecuación que provoque menos error. Burt y Quinn concluyeron que tanto las fórmulas de Berliand (que fue establecida en base a estudios de 70 estaciones esparcidas en toda la Tierra), Leavastu, Tabata y Black, pueden arrojar un error de $\pm 10\%$. Sin embargo, dada la situación geográfica es la ecuación de Berliand la que más se aproxima a la realidad cuando existe ~~la predominancia~~ ^{el predominio} de nubes cirrus bajas y medias, por lo que trabajaremos con esta relación empírica. Las siguientes tablas IX y X, suministran la información para las constantes de las ecuaciones anteriores. Para determinar valores particulares buscaremos los polinomios de interpolación usando el método de los mínimos cuadrados.

Para terminar definiremos lo que es Albedo. El albedo mate-

máticamente se lo puede definir como :

$$A = (S_{R,\lambda} + S_{a,\lambda}) / S_{m,\lambda} \quad 2.35$$

donde,

$S_{R,\lambda}$: energía reflejada

$S_{m,\lambda}$: energía incidente

$S_{a,\lambda}$: energía esparcida desde abajo hacia arriba

La relación 2.35 la podemos reescribir

$$A = \frac{S_{R,\lambda}}{S_{m,\lambda}} + \frac{S_{a,\lambda}}{S_{m,\lambda}} = R + S_{a,\lambda} / S_{m,\lambda} \quad 2.36$$

donde R es la reflectancia del mar. El albedo es función exclusiva de la altura solar ($90 - Z_0$) y de la superficie (calidad) de incidencia. En nuestro estudio soslayaremos

$\frac{S_{o,\lambda}}{S_{m,\lambda}}$ porque su cantidad es despreciable, con lo que el albedo

será igual a la reflectancia $\frac{S_{R,\lambda}}{S_{m,\lambda}}$, donde $S_{R,\lambda} = S_{m,\lambda} \cdot (1 - Ref)$;

Ref es el porcentaje de energía reflejada y se lo calcula con el polinomio 4.31.

$$m = \frac{\text{Refracción atmosférica en segundos}}{58.36 \text{ sen } Z_0}$$

Z_0 (°)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	1.0					1.05				
10	1.02					1.09				
20	1.06	1.07	1.08	1.09	1.09	1.09	1.11	1.12	1.13	1.14
30	1.15	1.17	1.18	1.19	1.20	1.22	1.23	1.25	1.27	1.28
40	1.30	1.32	1.34	1.37	1.39	1.41	1.44	1.46	1.49	1.52
50	1.55	1.59	1.62	1.66	1.70	1.74	1.78	1.83	1.88	1.94
60	2.00	2.06	2.12	2.19	2.29	2.36	2.45	2.55	2.65	2.77
70	2.90	3.05	3.21	3.39	3.59	3.82	4.07	4.37	4.72	5.12
80	5.60	6.18	6.88	7.72	8.90	10.39	12.44	15.36	19.79	26.96

Coefficiente de masa atmosférica, según el Smithsonian Institute.

T A B L A III

Bemporad (m_r)	Z_θ	$\text{Sec}Z_\theta$	m	$\text{Sec}Z_\theta$ (H=22Km.)
1.0	0	1.00	1.00	1.00
1.15	30	1.15	1.15	1.15
2.00	60	2.00	2.000	1.98
2.90	70	2.92	2.92	2.85
5.60	80	5.76	5.63	5.21
10.39	85	11.47	10.69	8.82
12.44	86	14.34	12.87	
15.36	87	19.10	16.04	
19.79	88	28.65	20.87	
26.96	89	57.00	28.35	
39.70	90	---	39.94	12.06

Coeficiente de masa atmosférica. Según Robinson.

TABLA IV

Longitud de Onda (μ)	Coefficiente de esparcimiento a_λ	Coef. de atenuación q_λ
0.20	9.54×10^{-8}	0.0005
0.25	338×10^{-8}	0.0669
0.30	152×10^{-8}	0.2950
0.35	79×10^{-8}	.530
0.40	45×10^{-8}	0.696
0.45	28×10^{-8}	0.800
0.50	18×10^{-8}	0.865
0.60	8.6×10^{-8}	0.933
0.70	4.6×10^{-8}	0.964
0.80	2.7×10^{-8}	0.979
0.90	1.7×10^{-8}	0.987
1.00	1.1×10^{-8}	0.991
1.10	7.4×10^{-9}	0.994
1.20	5.3×10^{-9}	0.996
1.50	2.1×10^{-9}	0.998
2.00	6.8×10^{-9}	0.999
4.00	4.2×10^{-9}	1.000

Coefficiente de esparcimiento y de atenuación en función de la longitud de onda. Según Robinson.

Agua total w contenida en la atmósfera (en cm precipitable) como función de la latitud, estación del año E_a , y presión atmosférica. Según Robinson.

ESTACION HUMEDA

Latitud	Presión	0	30	45	60	70
1000mb	media.	5.00	4.00	2.50	2.00	1.80
	minim.	2.00	2.00	1.00	0.70	0.70
	maxima.	10.0	7.00	4.00	4.00	4.00
900mb	media.	3.0	1.900	1.60	1.25	1.10
	minim.	1.0	0.7	0.70	0.40	0.40
	maxim.	7.00	4.00	4.000	2.00	2.00
800	media.	2.00	1.50	1.00	0.80	0.70
	mini.	1.00	0.70	0.40	0.40	0.20
	maxi.	4.00	2.00	2.00	2.00	2.00
700mb	media.	1.0	0.80	0.50	0.40	0.35
	minim.	0.40	0.40	0.20	0.20	0.10
	maxim.	2.00	2.00	1.00	1.00	1.00
<u>ESTACION SECA</u>						
1000mb	media.	3.0	1.5	0.80	0.50	0.30
	minim.	1.00	0.40	0.40	0.20	0.10
	maxim.	7.00	4.00	2.00	1.00	1.00
900mb	media	2.00	1.00	0.50	0.35	0.20
	minim.	0.70	0.40	0.20	0.20	0.10
	maxim.	4.00	2.00	1.00	1.00	0.70
800mb	media.	1.00	0.60	0.30	0.20	0.10
	minim.	0.40	0.20	0.10	0.10	0.05
	maxim.	2.00	2.00	1.00	0.70	0.20
700mb	media.	0.60	0.30	0.15	0.10	0.05
	minim.	0.2	0.1	0.1	0.05	0.02
	maxim.	1.0	1.00	0.40	0.20	0.10

λ (μ)	0.72-0.80	.80-1.0	1.0-1.25	1.25-1.50	1.50-2.00	2.00-3.00	3.00
$m_p w$							
.10	.001	0.008	0.017	0.096	0.068	0.190	0.233
.20	.002	0.112	0.023	0.143	0.092	0.256	0.321
.40	.004	0.019	0.033	0.203	0.120	0.328	0.402
0.70	.007	0.027	0.047	0.260	0.144	0.402	0.492
1.0	.011	0.035	0.058	0.302	0.160	0.435	0.562
2.00	.022	0.053	0.087	0.388	0.191	0.566	0.725
4.00	.040	0.082	0.129	0.483	0.223	0.683	0.907
7.00	.067	0.118	0.177	0.567	0.249	0.786	1.082
10.0	.081	0.150	0.210	0.620	0.266	0.863	1.205
20.0	(.138)	(0.202)	(0.272)	(0.720)	(0.295)	(1.00)	(1.432)
30.0	(0.165)	(0.240)	(0.315)	(0.780)	(0.315)	(1.085)	(1.570)

Valores de a_w para absorción por vapor de agua, dióxido de carbono y Oxígeno

Según Robinson.

TABLA VII

Tipo de Nube	Altura Solar gra	Promedio de transmisión de radiación solar %	Número de casos	Max y Min de trasm.
Cirrus (Ci)	5-15	62	2	86-37
	15-25	68	7	88-46
	25-35	76	4	89-66
	35-45	80	6	96-67
	45-55	84	3	93-67
Cirro Stratus (Cs)	5-15	46	3	59-36
	15-25	53	6	62-28
	25-35	61	22	84-85
	35-45	63	13	86-35
	45-55	73	10	91-44
Cirrus (ci con Cirrus Stratus(Cs)	15-25	58	5	83-40
	25-35	63	5	77-31
	35-45	65	9	84-40
	45-55	72	7	89-57
Alto Cumulus(Ac)	5-15	10	2	14-7
	15-25	13	4	20-1
	25-35	15	4	37-2
	35-45	35	1	

Porcentaje promedio de la transmisión de radiación Solar Directa por Nubes de diferente forma y a diferentes alturas solares. Después de Makarevsky. Según Kondratev.

TABLA VIII

Forma de nubes	ALTURA SOLAR (°)							
	0	5	10	15	20	30	40	50
Cielo descubierto	.00	.06	.13	.22	.33	.59	.84	1.1
Nubes Cirrus	.00	.00	.000	.04	.11	.32	.60	.90
" Alto Cumulus	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.12	.31
" Strattus	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00

Flujo de radiación Solar sobre una superficie horizontal con cielo -
descubierto y en presencia de nubes (cal/cm²/min) después de Kalitin.-
Según Kondratev.

T A B L A IX

Latitud (°)	75	70	65	60	55	50	45	40	35	30	25	20	15	10	5	0
K	.55	.5	.45	.40	.38	.36	.34	.33	.32	.37	.32	.33	.33	.34	.34	.35

Valores de K para la ecuación 2.25

Según Mateev.

TABLA X

Latitud (°)	0	10	20	30	40	50	60	70	75	80	85
c'	.65	.66	.67	.68	.67	.64	.60	.50	.45	---	---
a'	.38	.40	.37	.36	.38	.40	.36	.18	.16	.15	.14

Valores de a' y c' para la ecuación 2.31 y 2.34

Según Mateev.

CAPITULO III

LA IRRADIANCIA SOLAR BAJO LA SUPERFICIE DEL MAR

La capa superficial del mar y la atmósfera adyacente están en constante interacción, afectándose mutuamente. Así de esta forma, tenemos los procesos turbulentos de la capa superior del mar son producto de los parámetros meteorológicos viento, y radiación solar. El primero, origina flujo de momento por cizallamiento, lo que a su vez provoca movimientos verticales ("down" y "up"- "welling", circulación langmuir etc.) y horizontales (corrientes de deriva) e inestabilidad.

El segundo factor da lugar al almacenamiento de calor y con ello variaciones en la Temperatura y densidad principalmente. Del otro lado, la superficie del mar incide en los fenómenos meteorológicos. Todos estos procesos se llevan a pequeña, media y larga escala, haciéndose necesario estudiarlos para tipificar los derivados. (fenómenos oceanográficos).

3.1 ANALISIS DE LOS PROCESOS DE ATENUACION DE LA IRRADIACION SOLAR EN EL AGUA.

La energía solar que penetra en las capas superiores del mar sufre procesos análogos a los de la atmósfera, esto es: absorción y dispersión principalmente, que están en función de las características cualitativas y

cuantitativas que presenten las aguas del mar, como por ejemplo : concentración y tipo de materia orgánica e inorgánica en suspensión, sales disueltas, etc.

3.1.1 DISPERSION

La dispersión en el agua se debe a las moléculas de agua mismo, sustancias en solución y materia en suspensión, siendo este último factor el que la determina, como lo demostró Clark y Jone (1939) quienes al comparar la atenuación (por esparcimiento) de agua destilada y agua de mar pura, hallaron muy poca diferencia, Fig. Nº 10.

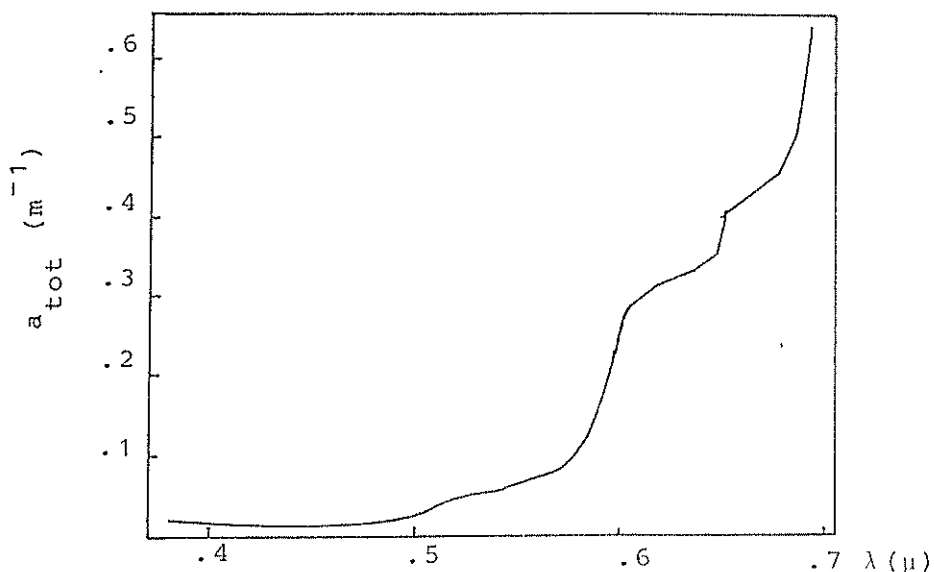


Fig. Nº 10 Coeficiente de absorción por agua pura en el rango visible, según Morel, 1975).

Ya que el esparcimiento por materia suspendida toma lugar principalmente a ángulos pequeños ($Z_0 < 65^\circ$), (tal como lo

predice la Teoría de Mie, tomando en consideración la distribución del tamaño de la partícula), el coeficiente de dispersión por volumen de agua de mar se incrementa a medida que los fotones de energía incrementan la longitud de huella (profundidad) en la columna vertical de agua, lo que provoca el aumento de absorción.

El esparcimiento molecular es proporcional a $\lambda^{-4.3}$, mientras el esparcimiento por partículas se somete a la proporcionalidad de λ^{-1} (según Morel 1977). En forma general podemos decir que el esparcimiento, siguiendo la teoría de Mie, es proporcional a λ^{-n} , donde "n" es ≤ 4 (según Neunamm, 1966); por lo que el esparcimiento es mucho más selectivo cuando el agua es clara. En cualquier caso, como la absorción se incrementa dramáticamente con longitudes de onda mayores a 0.7μ , el esparcimiento comparado a ésta es despreciable. En la Tabla XI, tenemos los valores del coeficiente total de atenuación, el de esparcimiento, el de absorción lo encontramos por diferencia y se demuestra lo dicho.

3.1.2 ABSORCION

La absorción es debida al agua mismo, sales disueltas, sustancias orgánicas en suspensión y a materia suspendida. La mayor parte de la energía radiante absorbida es convertida en calor y una pequeñísima parte (0.1% promedio) es empleada

en procesos químicos-biológicos, como la fotosíntesis.

Según Jerlovs, el coeficiente de absorción a_{tot} , estrictamente hablando, tendría que expresarse como

$$a_{tot} = a_a + X_{ama} a_{ama} + X_{fito} a_{fito} + X_{mat\ susp} \cdot a_{mat.susp.}$$

donde : a_a es la absorción por agua pura.

X : es la concentración

a_{ama} : absorción por sustancia amarilla por unidad de concentración (am^{-1})

a_{fito} : absorción por fitoplanckton por unidad clorofila a. ($\mu g\ lit^{-1}$)

$a_{mat.sup}$: absorción por materia suspendida por unidad de concentración ($mg\ lit^{-1}$).

En la Fig. N° 10 vemos claramente que el coeficiente de absorción a_{tot} para agua pura, incrementa exponencialmente con la longitud de onda mayores a 0.55μ , excediendo a $2.3m^{-1}$ para $\lambda \geq 0.8\mu$, En la Fig. N° 11 notamos en cambio la influencia de las sustancias en solución y en suspensión, en la Fig. N° 12 observamos la variación del coeficiente a_{tot} de la atenuación en función de la longitud de onda (en agua de mar) y finalmente en la Tabla XII, la absorción y dispersión están tipificados en dependencia de λ .

3.1.3 METODOS PARA CALCULAR LA ATENUACION DE LA ENERGIA SOLAR EN EL AGUA.

La investigación de la penetración de la radiación solar en el océano, y como su atenuación se incrementa con la profundidad, incluye simultáneamente las propiedades de esparcimiento y absorción que tenga el mismo. Investigación que se ha llevado a cabo tanto desde el punto de vista teórico como empírico.

EMPIRICOS

DISCO SECHI

Este instrumento desde su aparición allá por los años de 1866, ha sido usado hasta el presente para estimar de manera rápida aunque burda el coeficiente total de atenuación (absorción más dispersión).

El disco Sechi en sí sirve para medir la profundidad a la que llega la luz, a partir de esto y considerando la depleción como una función con rasgos exponenciales, tenemos según la ley de Lambert :

$$dI = \int_{z=0}^{z=-z} kI_0 dz \quad 3.1$$

$$-kz = \ln \left(\frac{I}{I_0} \right) \quad 3.2$$

donde I_0 es la energía en la superficie (menos la reflejada y menos la radiación desde el agua 'back-scattering'), I es la energía a la profundidad $z_{S.D}$ (la mayor profundidad a la que puede ser visto el disco). De esta relación podemos obtener otra mediante la cual podemos aproximar la constante de atenuación total a_{tot} , según Sverdrup.

$$a_{tot} = \frac{1.7}{Z_{S.D}} \quad 3.3.$$

a_{tot} que se acerca bastante al a_{tot} para todo el espectro de Isdo Gilbert (1974) el mismo que es $1.8 = a_t Z_{S.D}$ (3.3.1)

Tyler años más tarde (1968) con el afán de filtrar los errores, establece la relación empírica,

$$\frac{3.78\sigma_a}{a_{tot} + \sigma_a} = \frac{Z_{S.D}}{Z_{10\%}} \quad 3.4$$

donde σ_a y a_{tot} son los coeficientes de dispersión y absorción respectivamente; $Z_{10\%}$ la profundidad donde la energía es el 10% de la energía que incide en la superficie.

En general el coeficiente de las expresiones 3.3 y 3.3.1 han tenido una variación de 1.39 (Weimberg 1976) a 1.8 (Isdo Gilber 1974), siendo la mayoría entre 1.39 y 1.5, hecho que se debe al lugar donde hicieron las mediciones y al rango de λ sometido al estudio.

Como dijimos antes, mediante el disco Sechi estimamos los

coeficientes de atenuación, lo que implica errores, errores que se producen principalmente al hacer las mediciones, las mismas que van a estar afectadas por: la reflectancia de la pintura blanca que recubre el disco, reflexión especular de la superficie del mar, refracción por el movimiento del agua y la altura del observador a la superficie del agua.

SENSORES ELECTRONICOS

Estos son nuevos y mejores en cuanto a la seguridad que ofrecen en la información y se basan principalmente en usar aparatos ópticos con fotocélulas, termopilas, etc, de alta sensibilidad. De esta manera, tenemos los transmitanciómetros (que miden la esparsión) y los absorciómetros (absorción).

Actualmente los satélites intentan medir la atenuación, pero encuentran un gran problema (como anotó Austin, 1974). Las mediciones realizadas por satélite son altamente dependientes, del estado de la atmósfera que afecta al espectro de energía y en particular del estado del tiempo y localización.

TEORICOS :

Los trabajos teóricos desarrollados parten del hecho, de que la energía absorbida y dispersada está en función de la profundidad y que la atenuación se muestra exponencial a partir

de los 10 metros según Paulson-Simpson (1977) o 5 metros según Ivanoff, 1977.

Ivanoff realizó un prolijo análisis del comportamiento de la atenuación de luz, concluyendo que :

- i.- La radiación solar es absorbida en un 55% en el primer metro de agua, Tabla XIII y Fig. N° 13.
- ii.- El rango espectral de dicha energía absorbida corresponde al infrarrojo ($\lambda \geq 0.70\mu$).
- iii.- El coeficiente total de atenuación es 0.8m^{-1} para agua pura.

El coeficiente de atenuación 0.8m^{-1} es considerado como alto y como expresamos, el coeficiente de atenuación total va disminuyendo con la profundidad, llegando (en este caso) a 0.075m^{-1} a profundidades mayores de 7 m; en cambio para agua pura de mar es de 0.03m^{-1} y para costas durante períodos de "bloom" de fitoplanckton es de 0.3m^{-1} a la misma profundidad.

Jerlovs, 1967, dio en base a una clasificación de aguas (Fig. N° 14) que la denominó "tipo de agua", los coeficientes de atenuación Tabla XIV y transmisión de la irradiación

(1)

cia 3.3.1. Fig. N° 15.

Con la sustentación de los conceptos anteriores, es decir:

- a) La depleción es exponencial a partir de los 5 metros.
- b) En los primeros 5 metros se absorbe energía correspondiente al rango espectral (infra-rojo).
- c) A profundidades mayores de 5 metros la energía atenuada corresponde al rango de

$$\lambda \leq 0.7\mu$$
- d) La atenuación es función de la profundidad

Paulson-Simpson elaboraron la siguiente relación matemática:

$$S_{z,\lambda} = S_{n,\lambda} \left(R e^{z/\xi_1} + (1-R) e^{-z/\xi_2} \right) \quad 3.5$$

donde $R e^{z/\xi_1}$ se debe al literal "b", $(1-R) e^{-z/\xi_2}$ al "c", ξ_1 y ξ_2 son las longitudes de atenuación, y R es el porcentaje de energía que se absorbe a determinada longitud de atenuación.

$S_{n,\lambda}$ es la energía absorbida.

(1) Jerlovs define a un "tipo de agua" partiendo de las siguientes asunciones:

- 1) A grandes elevaciones solares, la atenuación es exclusividad de la absorción.
- 2) La absorción se lleva a efecto en capas superiores (0-10m)
- 3) Que las aguas superficiales son estratificadas.

Con estos criterios estableció la clasificación global de "tipo de agua" asignándole el valor de los coeficientes de atenuación a cada una.

3.2. EFECTOS DE LA IRRADIACION SOLAR SOBRE LOS PROCESOS OCEANICOS

La radiación solar como se dijo antes, influye de alguna u otra forma, directa o indirectamente sobre todos los procesos oceanográficos conocidos, especialmente los físicos y los biológicos.

3.2.1 FISICOS

De manera especial la radiación solar tiene que ver directamente con el almacenamiento de calor, el que a su vez influye sobre la temperatura de las capas superficiales de lo que se deriva la intervención directa sobre los procesos turbulentos. Para ver de una manera cuantitativa este efecto remitámonos a la Fig. Nº 16 lograda a partir de los estudios de Pruvost (1972), de donde podemos ver claramente que la energía solar absorbida, sin tener en consideración la altitud solar y el estado del mar y asumiendo que el coeficiente de absorción a_{tot} es prácticamente igual al de agua pura, en el primer centímetro es el 17% de la energía total, a los 10 cm. es el 35%, al los 20 cm. alrededor del 41% y a los 50 cm. más de la mitad (55%). Bethaux (1968) hizo una experiencia y halló una absorción del 13%, 31% y 41% para las mismas profundidades respectivamente.

Tomando en consideración de que 1 cm^3 de agua absorbe el 15% del flujo de energía solar. Si el flujo es de 0.08 W cm^{-2} (equivalente a la radiación solar que incide al mediodía durante el verano en

el Mediterráneo Oeste), el primer centímetro absorberá entonces 0.0012Wcm^{-3} ó $0.17 \text{ cal/min/cm}^3$, equivalente a un calentamiento de $0.17^\circ\text{C min}^{-1}$ ó 10.2°C/hora . Ahora, si tenemos presente el intercambio de energía con la atmósfera y las capas inferiores de agua, se podría estimar que el calentamiento sufrido en el centímetro en la superficie del mar es de 0.37°C/hora , suficiente para aumentar la temperatura superficial notoriamente, si es que no existe suficientemente viento para producir mezcla.

El intercambio de calor -energía absorvida- de la superficie del mar con la atmósfera traerá cambios diarios y estacionales en la termoclina (Fig. N° 17), cambios que van a influir marcadamente en la dinámica de las capas superiores del océano, lo cual está bien documentado, según Niiler, 1975, por observaciones realizadas por Bathen, 1970, Robinson, 1979, en el Pacífico Norte y otros.

Sin entrar ni siquiera a mencionar las características de los procesos turbulento (Entrainment, circulación Langmuir, ondas internas, etc.) escribiremos las ecuaciones básicas para su estudio, el cual está respaldado en dos postulados a saber :

- 1) El flujo turbulento vertical de momentum es proporcional al gradiente de las corrientes horizontales.
- 2) El flujo vertical de calor es proporcional al gradiente vertical de temperatura.

Estos postulados desarrollados y expresados en forma de ecuaciones diferenciales, quedan.

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} + (T_s - T_t) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{1}{C_p \cdot h} \cdot (Q_0 - q_+) \quad 3.6$$

$$\frac{\partial \vec{V}_s}{\partial t} + f \vec{V}_s = \frac{\tau_0}{\rho_0 h} - \frac{1}{h} (\vec{V}_s - \vec{V}_+) \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\tau_+}{\rho_0 h} \quad 3.7$$

donde,

V_s y T_s son la velocidad y la temperatura en la capa de mezcla (Fig. N° 17).

V_+ y T_+ son la velocidad y la temperatura en la termoclina estacional.

h : es la profundidad de la capa de mezcla

ρ_0 : es la densidad del agua

C_p ; calor específico del agua

Q_0 y τ_0 son el flujo de calor y momentun en la capa de mezcla

q_+ y τ_+ son el flujo de calor y momentun tope de la termoclina estacional.

f : parámetro Coriolis

Con estos dos ejemplos queda en claro la importancia del conocimiento de la magnitud de la radiación solar que llega a la superficie del mar.

3.2.2 BIOLOGICOS

El flujo de radiación solar en la superficie del océano es de suma importancia para la actividad primaria, y por ende en los demás procesos biológicos.

La penetración de la radiación solar determina la zona ^{eu}clóptica, la cual es la máxima profundidad en la que la radiación solar es reducida al 1%. La zona ^{eu}clóptica como sabemos es donde se produce la mayor parte de la actividad biológica.

Aunque la cantidad de energía aprovechada por los procesos biológicos es casi insignificante comparada a la absorbida, este pequeño valor no deja de ser vital.

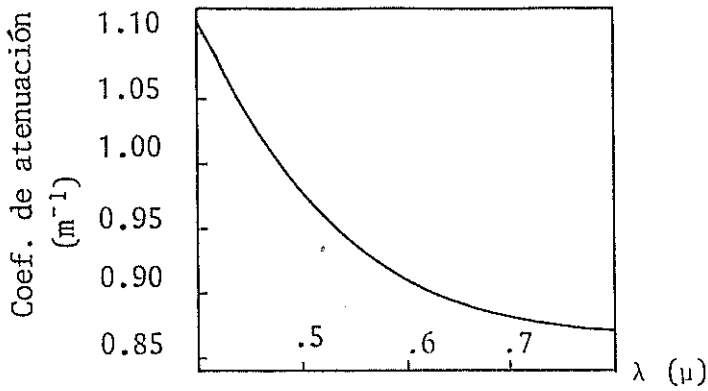


Fig. N° 11 Atenuación de la luz ($0.4 \leq \lambda \leq 0.8 \mu$) causadas por partículas de agua. Según Jerlov.

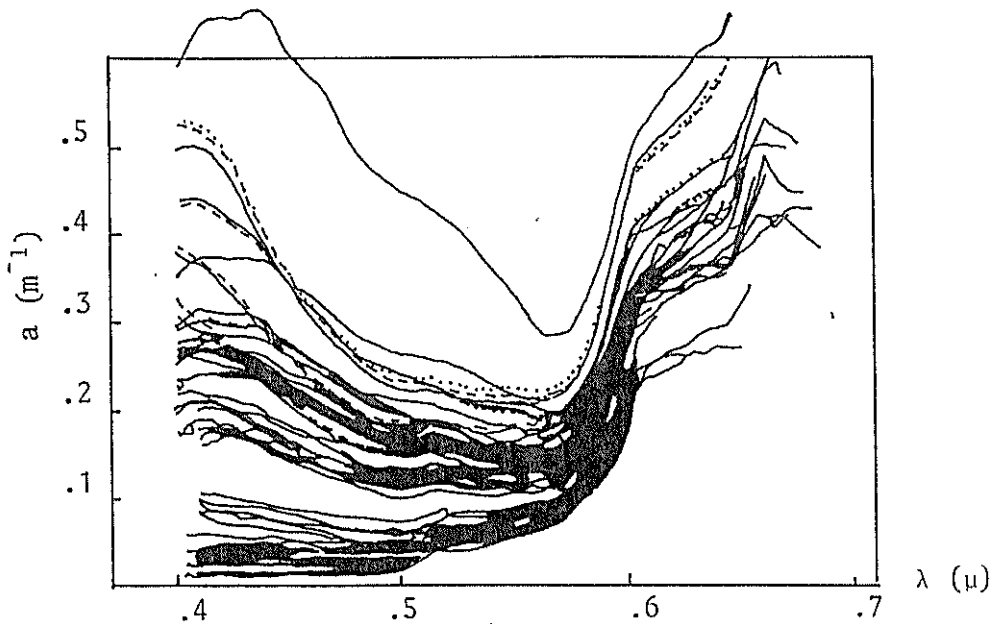


Fig. N° 12 Ejemplos de la distribución espectral de los coeficientes de absorción de agua de mar. Según Ivanoff.

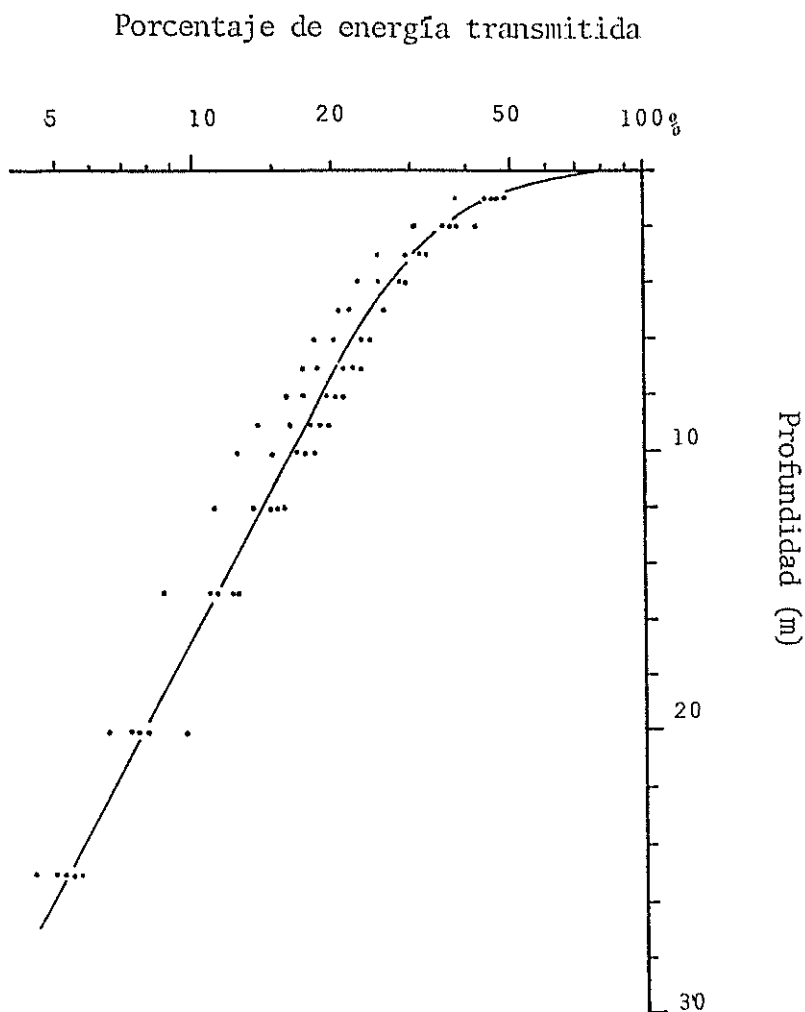


Fig. Nº 13 Variación o atenuación de energía solar en el agua de mar, la curva representa 5 series de mediciones llevadas en el mar mediterráneo en Sep. 1969 en el buque "Bouée Laboratoire" Según Ivanoff.

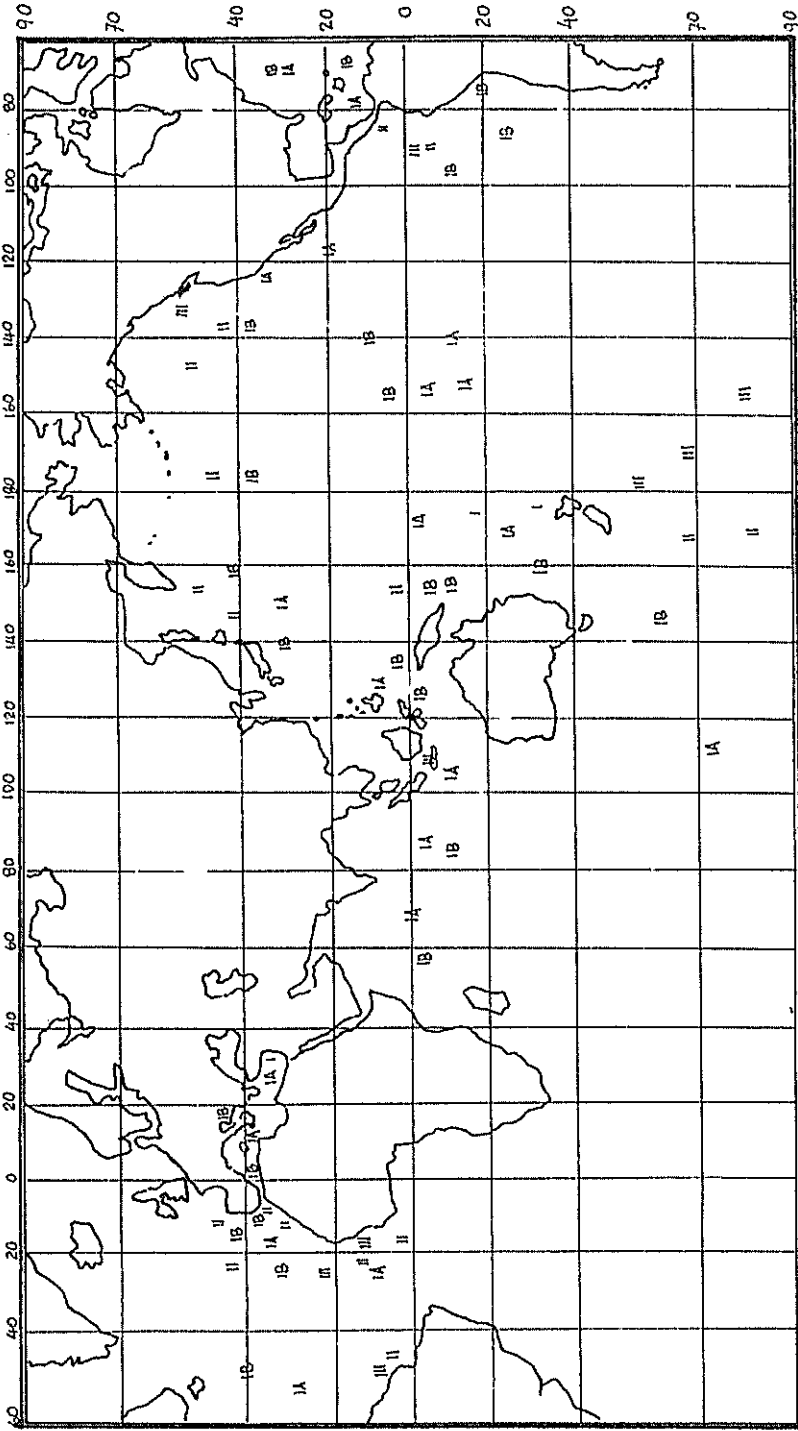


Fig. N° 14 Distribución regional de los tipos de agua, Jerlovs 1976.

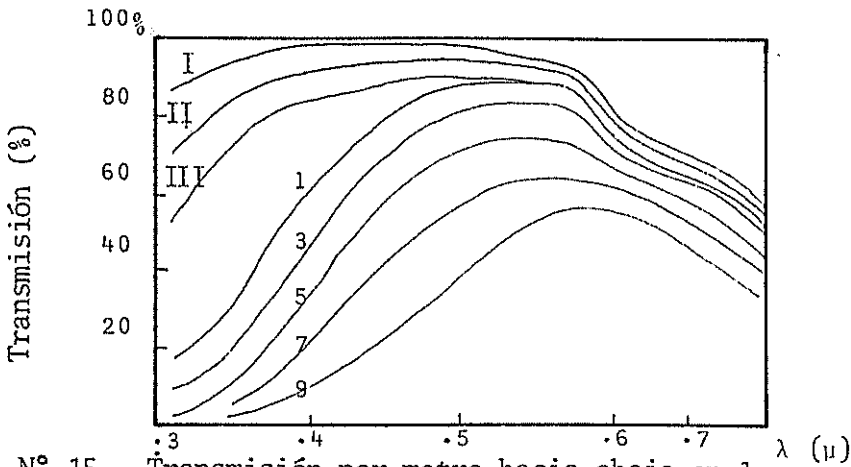


Fig. N° 15 Transmisión por metro hacia abajo en la superficie para varios tipo de agua. Según Jerlovs.

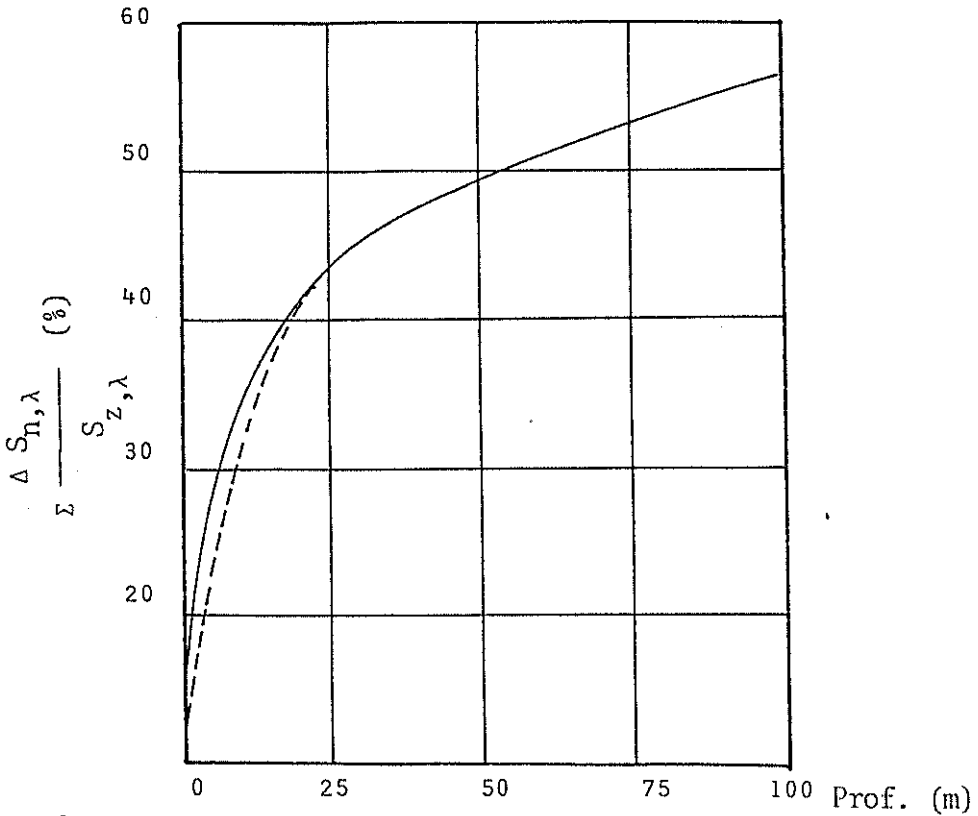


Fig. N° 16 Curva cálculo por Pruvost (1972), la continua Bethoux (1968), tomando en consideración el albedo. Según Ivanoff.

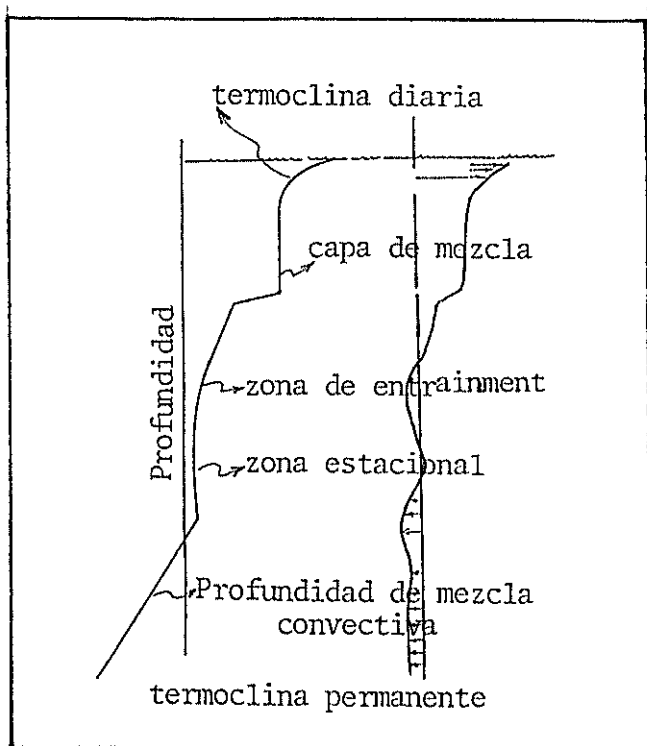


Fig. N° 17 Estructura térmica
Según Niiler

Transmisión y coeficiente de atenuación observadas y coeficientes de esparcimiento teóricos(según Jerlovs)para agua pura.

Longitud de onda (nm)	transmisión (%m ⁻¹)		coeficiente/aten (10 ⁻³ m ⁻¹)		espar. (10 ⁻³ m ⁻¹)
	1	2	1	2	3
375	95.6		45		7.68
400	95.8		43		7.68
425	96.8		33		4.47
450	98.1		19		3.49
500	96.5		36		2.22
525	96.0		41		1.79
575	91.3	89.7(580)	91	109(580)	1.25
600	83.3	75.2	186	272	1.09
625	79.6	73.7	228	305	
650	75	70.4	288	351	
675	69.3	64.5	367	438	
700	60.7	52.3	500	648	
725	29	17	1240	1750	
750	9	7	2400	2680	
775	9	7	2400	2630	
800	18		2050		

1. Clarke and Jane (1939)

2. Sullivan (1963)

3. Morel (1974)

TABLA XII

Absorción y esparsión caracterizados por la longitud de onda λ .
Según Jerlovs.

ABSORCION		DISPERSION	
CARACTER	DEPENDENCIA CON λ .	CARACTER	DEPENDENCIA CON λ .
Agua	invariable en temperatura y presión constante.	invariable, pequeña comparada a la absorción.	-4
Sales marinas (inorgánicas)	despreciable en el rango visible, bajo en el ul- travioleta.	apreciable	
Substancias amarillas	variable		
materia partículas	variable	variable	variable

TABLA XIII

Absorción llevada a cabo en los primeros metros.

Profundidad (mt)	1.00	2.000	3.000	5.000	10.000	20.0
Absorción %	55	65	70	76	84	92

Según Ivanoff

TABLA XIV

Profundidad (cm)	1×10^{-4}	1×10^{-2}	1	10	1×10^2	1×10^3	1×10^4
Absorción %	.6	4.8	14.1	27	45	64	82
							98.6

Según Newmann Pierson

TABLA XV

Valores de los parámetros R , ξ_1 , ξ_2 para diferentes autores, para ser aplicados a la relación 3.5, para varios tipos de agua.

	TIPO	R	ξ_1	ξ_2
Simpson-Paulson (1977)		0.74	1.7	16
		0.62	1.5	20
Krauss (1972)	agua clara	0.40	5.00	40
Jerlovs (1968)	I	0.58	0.35	23
	I (sobre los 50m)	0.68	1.2	28
	IA	0.62	0.60	20
	IB	0.67	1.00	17
	II	0.77	1.5	14
	III	0.78	1.4	7.9

Según Simpson-Paulson.

CAPITULO IV

ALGORITMO COMPUTACIONAL PARA CALCULAR LA RADIACION SOLAR QUE LLEGA A LA SUPERFICIE DEL MAR Y LA DISTRIBUCION DE ESTA SOBRE LAS CAPAS SUPERIORES DEL OCEANO.

Conocidos de manera más o menos detallada los procesos que interactúan en la atenuación sufrida por la radiación solar, pasamos a establecer las medidas de orden lógico a las que nos apegaremos para calcular el flujo de radiación solar en la superficie del mar.

El algoritmo computacional se basa de manera muy general en el siguiente orden:

- i.- Radiación solar que llega a la superficie externa de la atmósfera terrestre.
- ii.- Radiación directa en condiciones de cielo despejado (sin nubes)
- iii.- Radiación difusa
- iv.- Radiación Global
- v.- Radiación Global bajo condiciones de nubosidad
- vi.- Radiación reflejada por la superficie del océano
- vii.- Perfiles de distribución del flujo de radiación solar bajo la superficie del mar.

4.1 RADIACION SOLAR FUERA DE LA ATMOSFERA TERRESTRE.

En el capítulo 2 dimos las condiciones astronómicas y entre ellas

vimos que la distancia Sol-Tierra fluctua en el tiempo y por ende afectará a la radiación Solar.

Conociendo la distancia media Sol-Tierra y la distancia instantánea para cualquier día del año, R_m y R_o respectivamente, y asumiendo que la Tierra es totalmente esférica, aplicamos el principio, de que la energía -flujo- se mantiene constante si el medio no es disipativo, como lo es el espacio vacío, Fig. N° 18.



Fig. N° 18

Matemáticamente el principio es expresado como :

$$4\pi R_o^2 I = 4\pi R_m^2 I_o \quad 4.1$$

$$I = \left(\frac{R_m}{R_o}\right)^2 I_o \quad 4.2$$

Si tomamos una región de la superficie atmosférica superior que es incidida por rayos paraaxiales a un determinado ángulo de inclinación, Fig. N° 19.

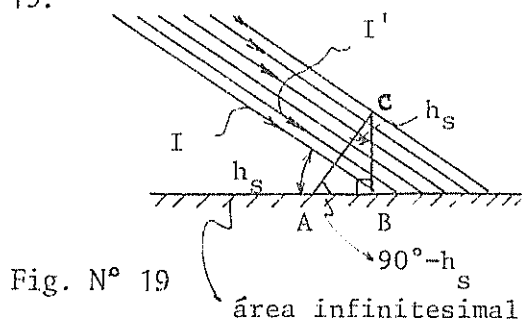


Fig. N° 19

área infinitesimal

Sometiéndose al mismo principio; la energía I' que penetra en el área AB y la energía I que pasa por AC , tenemos,

$$I' \overline{AC} = I \overline{AB} \quad 4.3$$

del triángulo ABC

$$\text{Sen } h_S = \frac{\overline{AB}}{\overline{AC}} \quad 4.4$$

de donde obtenemos :

$$\overline{AC} \text{ Sen } h_S = \overline{AB} \quad 4.4.1$$

reemplazando 4.4.1 en 4.3

$$I' = I \cdot \text{Sen } h_S \quad 4.5$$

volviendo a reemplazar 4.1 en 4.5,

$$I' = \left(\frac{R_m}{R_o} \right)^2 I_o \text{ Sen } h_S$$

Como deseamos saber que cantidad de energía pasa por la unidad de tiempo t , recurrimos a la expresión,

$$\frac{dQ}{dt} = \text{flujo} \quad \frac{dQ}{dt} = I' \quad 4.6$$

$$dQ = I' dt \quad 4.6.1$$

$$dQ = \left(\frac{R_m}{R_o} \right)^2 I_o \text{ Sen } h_S dt \quad 4.6.2$$

donde dQ es $dS_{o,t}$ e I_o es S_o

Recordando la ecuación 2.6

$$\cos Z_0 = \text{Sen}\phi_g \text{ Sen}\delta_0 + \cos\delta_0 \cdot \cos\phi_g \cos t_0 \quad 4.7$$

la altura solar $h_s = 90^\circ - Z_0$, por lo que, $h_s = \gamma_0$.

$$\text{Sen } h_s = \text{Sen}\phi_g \text{ Sen}\delta_0 + \text{Cos}\delta_0 \text{ Cos}\phi_g \text{ Cos } t_0$$

con lo que finalmente llegamos a

$$dQ = \left(\frac{R_m}{R_0}\right)^2 I_0 \left[\text{Sen}\phi_g \text{ Sen}\delta_0 + \text{Cos}\phi_g \text{ Cos}\delta_0 \text{ Cos } t_0 \right] dt \quad 4.8$$

donde I_0 es S_0 la constante solar.

En la ecuación 4.8 todos los valores son constantes a excepción de t_0 , por lo que la radiación solar fuera de la atmósfera, para un determinado punto $P(\phi_g, \lambda_g)$, será función del ángulo horario t_0 el mismo que varía durante el día debido a la rotación terrestre.

Si τ es el período de rotación de la Tierra, 86400sg. t_0 será igual a $\frac{2\pi}{\tau} \cdot t$, donde t es el tiempo local.

Reescribiendo la expresión 4.8 e integrando

$$dQ = I_0 \left(\frac{R_m}{R_0}\right)^2 \int_{t_a}^{t_b} (\text{Sen}\phi_g \text{ Sen}\delta_0 + \text{Cos}\phi_g \text{ Cos}\delta_0 \text{ Cos } \frac{2\pi \cdot t}{\tau}) dt \quad 4.9$$

$$QA = I_0 \left(\frac{R_m}{R_0}\right)^2 \left[t \text{Sen}\phi_g \text{ Sen}\delta_0 + \frac{\tau}{2\pi} \text{Cos}\phi_g \text{ Cos}\delta_0 \text{ Sen } \frac{2\pi}{\tau} \cdot t \right]_{t_a}^{t_b} \quad 4.10$$

donde t_a y t_b son los tiempos de amanecer y atardecer respectivamente, La ecuación 4.10 nos permite encontrar el flujo de radiación

que penetra en una superficie perpendicular.

La misma ecuación 4.10 nos puede facilitar el cálculo del flujo de radiación para cada hora, si hacemos lo siguiente, recordemos que una integral cuyos límites son a y f , puede ser descompuesta de la siguiente manera :

$$\int_a^f f(x) dx = \int_a^b f(x) dx + \int_b^c f(x) dx + \int_c^d f(x) dx + \int_d^e f(x) dx + \int_e^f f(x) dx$$

Entonces supongamos que tenemos 15 horas de insolación, tendremos la integral 4.10 descompuesta de la siguiente forma.

$$S_{O,\lambda} = I_0 \left(\frac{R_m}{R_0} \right)^2 \left\{ \int_{t_a}^{t_{a+1}} \left| t \cdot \text{Sen} \delta_0 \text{Sen} \phi_g \frac{t + \frac{\tau}{2\pi}}{2\pi} \text{Cos} \phi \text{Cos} \delta_0 \text{Sen} \frac{2\pi}{\tau} t \right| + \int_{t_{a+1}}^{t_{a+2}} \left| t \cdot \text{Sen} \phi_g \text{Sen} \delta_0 + \frac{\tau}{2\pi} \text{Cos} \phi \text{Cos} \delta_0 \right| \right. \\ \left. \int_{t_{a+14}}^{t_b} \left(t \cdot \text{Sen} \phi_g \text{Sen} \delta_0 + \frac{\tau}{2\pi} \text{Cos} \delta_0 \text{Cos} \phi \text{Sen} \frac{2\pi}{\tau} \cdot t \right) \right\} \quad 4.11$$

con lo que obtendremos la curva diaria de flujo de radiación en la superficie atmosférica.

4.2 RADIACION SOLAR DIRECTA BAJO CONDICIONES DE CIELO SIN NUBES.

Calculado el flujo de radiación solar en la superficie exterior de la atmósfera podemos proceder a solucionar el problema de la atenuación, considerando una atmósfera sin nubes, para lo cual tenemos

que determinar los coeficientes σ_λ , σ_p y a_w ; el primero es fácil hallarlo con la relación ,

$$\sigma_\lambda = 0.00386 \lambda^{-4.05}$$

para σ_p recurrimos a la ecuación de Shuepp-Anström ,

$$\sigma_p = \beta (2\lambda)^{-\alpha}$$

Para la búsqueda del último coeficiente tenemos que aproximarlos mediante polinomios de interpolación. La interpolación se hizo en base a los datos suministrados por las Tablas V y VI, con lo que halla el coeficiente a_w de la siguiente manera :

- 1) Calculamos la cantidad de agua precipitable w sobre el punto en función de la latitud, presión atmosférica y estación del año con los siguientes polinomios :

$$w_{M,1000} = 5.080132 - 4.927152 \phi \quad 4.12$$

$$w_{M,400} = 2.992360 - 4.111068\phi + 2.027037 \phi^2 \quad 4.13$$

$$w_{M,800} = 2.000993 - 1.953642 \phi \quad 4.14$$

$$w_{M,700} = 1.017964 - 0.995053 \phi \quad 4.15$$

$$w_{S,1000} = 3.011081 - 6.276578\phi + 3.423701 \phi^2 \quad 4.16$$

$$w_{S,400} = 2.008383 - 4.269874\phi - 2.414958 \phi^2 \quad 4.17$$

$$w_{S,800} = 1.008987 - 1.692822\phi + 0.547351\phi^2 \quad 4.18$$

$$w_{S,700} = 0.602394 - 1.262435\phi + 0.67923\phi^2 \quad 4.19$$

donde M es época lluviosa (húmeda) y S es la seca, en tanto que los subíndices 1000, 900, 800 y 700 son las presiones atmosféricas en milibares y $\phi = \phi_g/100$, ϕ_g latitud en grados.

2) Determinado w pasamos a interpolar a_w en función de la longitud de onda λ (μ) y del producto $m_{r,w}$ con los siguientes polinomios :

$$a_w \Big|_{0.72 \leq \lambda \leq 0.8} = 0.73429E-03 + 0.132019E-01(m_{r,w}) - 0.18043E-02(m_{r,w})^2 \\ + 0.433822E-03(m_{r,w})^3 - 0.499434E-04(m_{r,w})^4 \\ + 0.231679E-05(m_{r,w})^5 - 0.358896E-07(m_{r,w})^6 \quad 4.20$$

$$a_w \Big|_{0.80 \leq \lambda \leq 1.0} = 0.51188E-02 + 0.361198E-01(m_{r,w}) - 0.866004E-2(m_{r,w})^2 \\ + 0.132135E-02(m_{r,w})^3 - 0.108043E-03(m_{r,w})^4 \\ + 0.403248E-05(m_{r,w})^5 - 0.545202E-07(m_{r,w})^6 \quad 4.21$$

$$a_w \Big|_{1.25 \geq \lambda \geq 1.00} = 0.0120756 + 0.0567732(m_{r,w}) - 0.0129907(m_{r,w})^2 \\ + 0.213548E-02(m_{r,w})^3 - 0.181049E-03(m_{r,w})^4 \\ + 0.70205E-05(m_{r,w})^5 - 0.978257E-07(m_{r,w})^6 \quad 4.22$$

$$a_w \Big|_{1.50 \geq \lambda \geq 1.25} = 0.0832272 + 0.304461(m_{r,w}) - 0.102444(m_{r,w})^2 \\ + 0.0179003(m_{r,w})^3 - 0.152363E-02(m_{r,w})^4 \\ + 0.539067E-04(m_{r,w})^5 - 0.818702E-06(m_{r,w})^6 \quad 4.23$$

$$\begin{aligned}
 &= 0.063673 + 0.140441(m_T w) - 0.05157869(m_T w)^2 \\
 &+ 0.925106E-02(m_T w)^3 - 0.795339E-03(m_T w)^4 \\
 a_w \Big|_{2.0 > \lambda > 1.51} &+ 0.308847E-04(m_T w)^5 - 0.43017E-06(m_T w)^6 \quad 4.24
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 &= 0.178528 + 0.370328(m_T w) - 0.119512(m_T w)^2 \\
 &+ 0.0202595(m_T w)^3 - 0.16874E-02(m_T w)^4 \\
 a_w \Big|_{2.0 > \lambda > 2.50} &+ 0.643226E-04(m_T w)^5 - 0.885996E-06(m_T w)^6 \quad 4.25
 \end{aligned}$$

donde m_T varía en el tiempo.

Habiendo determinado los coeficientes hallamos la Radiación Directa mediante integral de Anstromg,

$$S_{m,\lambda} = S_{o,\lambda} \int_0^{\infty} 10^{-(\sigma_\lambda m + \sigma_p m_T + a_w)} .d\lambda \quad 4.26$$

$$Q = S_{m,\lambda} \quad \text{y} \quad Q_\Lambda = S_{o,\lambda}$$

donde m es la función Bemporad (Tabla III) y $m_T = \frac{P_o m}{1000}$, P_o es la presión atmosférica, Q_Λ es la radiación al tope de la atmósfera y λ viene dada en μ .

La integral 4.26 es muy compleja para resolver en forma directa, por lo que se recurrió al método numérico de Simpsons que ofrece un error del orden de la octava derivada de la función.

$$f(x) = 10^{-\left(m \cdot 0.00386 \lambda^{-4.05} + m_T \cdot \beta(2\lambda)^{-\alpha} + a_w (\lambda_1 m_T w) \right)}$$

La radiación directa que llega a la superficie del mar tiene un rango espectral de 0.2μ a 5.9μ según Kondratev 1969, pero el 99% de ésta corresponde al rango de $0.4 < \lambda < 1.0\mu$ por lo que los límites de la integral 4.26 estarán dentro de ese intervalo.

4.3 RADIACION DIFUSA Y GLOBAL.

Nosotros hemos determinado la Radiación Solar directa, pero la energía que llega a la superficie no es sólo la Directa, sino que existe otra, llamada Difusa, la misma que es consecuencia o proviene de las ondas electromagnéticas esparcidas por moléculas de vapor de agua y ozono principalmente.

La radiación Difusa está en función del coeficiente de turbidez atmosférico, albedo y altura del sol, incrementándose a medida que aumenta el coeficiente de turbidez y la altura h_s . Cuando existen nubes la variación del flujo de este tipo de radiación se da en función (además de las anotadas) de la clase de nubes. Así tenemos que en presencia de Cirrus y Altocumulus el flujo se incrementa con el aumento de nubosidad, en cambio con nubes tipo Cúmulo Nimbus, el efecto es contrario. El aumento del flujo de radiación Difusa con el de la nubosidad toma lugar a alturas solares de $h_s \leq 40^\circ$ en tanto y en cuanto el grado de nubosidad no sea mayor a 5 ó 6 décimos.

Podemos sentir fácilmente la complejidad del comportamiento de la

radiación Difusa, para sus cálculos existen intrincados métodos numéricos a partir de la teoría de Mie, para nuestros objetivos, nos remitiremos al método que propone el Smithsonian Institute, que consiste en: asumir que la radiación Directa es esparcida , de dos formas a saber :

a) Back Scattering (retro esparcimiento)

b) Scattering Forward (esparcimiento hacia adelante)

en una proporción del 50% cada una, este método toma la segunda mitad. Cabe decir, que esto es solamente valedera estrictamente cuando las partículas de esparcimiento son bastante pequeñas en comparación a la longitud de onda (Esparcimiento Rayleigh).

Asumido esto, procedemos de la siguiente manera :

1) Hallamos la Radiación Solar al tope de la atmósfera

2) Asumimos que el 9% es absorvida, por vapor de agua (7%) y ozono (2%).

3) La diferencia $0.91 S_{o,\lambda} - S_{m,\lambda}$ la dividimos para 2 (por lo asumido a priori).

Entonces la Radiación Difusa es :

$$S_{D,\lambda} = \frac{0.91 S_{o,\lambda} - S_{m,\lambda}}{2} \quad 4.27$$

Determinada la Radiación Difusa, podemos encontrar la Radiación Global, que no es otra cosa que la suma de la Directa con la Difu

sa, por lo que será :

$$Q_G = Q_D + Q \quad 4.28$$

$$\delta$$

$$S_{G,\lambda} = S_{m,\lambda} + S_{D,\lambda}$$

4.4 RADIACION BAJO CONDICIONES DE NUBOSIDAD.

La radiación solar bajo condiciones de nubes sufre un complicado debilitamiento, tornándose este parámetro crítico.

Tenemos principalmente 2 problemas cuando abordamos este factor:

- 1) Falta de herramientas matemáticas precisas que a más de estar en función del grado de nubosidad las están en dependencia del tipo y altura de nubes.
- 2) La estimación del grado de nubosidad es meramente subjetivo.
- 3) Y por último escasea información de este parámetro para series de tiempo cortas (hora a hora).

Para el primer problema tenemos una solución, escoger una de las relaciones empíricas dadas en el capítulo 2 y esta es la de Berliand.

Para el segundo y tercer problema tenemos la siguiente asunción: como en la mayoría de las estaciones oceanográficas o meteorológicas se suele estimar la nubosidad a las 09H, 15H, y 21H, nosotros

haremos continuas tales nubosidades, es decir que, la del grado de nubosidad de las 09H será tomado desde que amanece hasta el mediodía, de aquí en adelante la nubosidad será la de las 15H.

La fórmula escogida es :

$$S_{\xi, \lambda} = S_{G, \lambda} \left[1 - (a+bc) C' \right] \quad 4.29$$

donde b se lo toma como 0.38, a' es una constante en función de la latitud y para su determinación se construyó un polinomio a partir de la Tabla X , el cual es

$$a' (\phi) = 0.364387 + 0.338614\phi - 0.74857\phi^2$$

donde,

$$\phi = \phi_g / 100 \quad \phi_g \text{ en grados } \leq 75^\circ$$

C es la nubosidad en décimos. Este grado de nubosidad generalmente es dado en octavos (a veces es suministrado en décimos). Si tenemos en octavos la nubosidad podemos proceder a trocársela en décimos con la sencilla relación :

$$\frac{C}{10} + C (0.025)$$

4.5 RADIACION REFLEJADA POR LA SUPERFICIE DEL MAR.

La Radiación Global (atenuada) que incide en la superficie es reflejada en parte . La reflexión que depende de ,

i.- La inclinación del sol (altura zenital)

- ii.- Rugosidad de la superficie (olas)
- iii.- Tipo de superficie, en este caso calidad del agua marina (índice de refracción).

La última variable se la puede omitir prácticamente, no así las dos primeras las mismas que están muy interaccionadas entre sí mismo.

Esta interdependencia fue estudiada por Legran, (1939) que mostró que la reflexión es independiente de las ondas en algún intervalo de la elevación solar. Burt, 1954 haciendo uso de un modelo semi-teórico demostró que tal independencia de la que hablaba Legrand se da en alguna parte del intervalo de altura zenital $30^{\circ} > Z_{\odot} > 10^{\circ}$.

Cox y Munk, 1956 demostraron realizando una completa interpretación del efecto del viento y la múltiple dispersión, que para $Z_{\odot} \geq 60^{\circ}$, las ondas juegan un papel determinante, Fig. N° 20.

Esto fue corroborado por Grisenko 1959, Hisshida y Kishido 1965, y por último Plaass 1975, probó que el flujo de radiación solar bajo la superficie se incrementa siempre con la velocidad del viento solamente a pequeñas alturas del sol. Esto es atribuido al hecho que con mayor rugosidad más irradiancia (desde el cielo cerca de la horizontal) puede penetrar al agua.

En general podemos decir, de acuerdo a las leyes de reflexión, que la reflexión causada por ondas decrecerá con la disminución del

ángulo zenital, por lo que a primeras y últimas horas del día, la reflexión será máxima y mínima cuando Z_0 se aproxime a 0° .

Para nuestro caso, emplearemos el polinomio logarítmico de Cox y Munk -deducido a partir de la Fig. N° 20, asumiendo que la reflexión es función solo de altura zenital, ya que la rugosidad la soslayaremos por las siguientes razones :

- Limitaciones de tipo teórico, puesto que como sabemos, las leyes de reflexión -las hasta aquí conocidas- están supuestas a superficies lisas (Fressnel y Snell).
- Restricciones de tipo empírico, no existen trabajos concluyentes (al menos en nuestra bibliografía) acerca de la relación ondas-reflexión-altura solar. A duras penas Cox y Munk haciendo un loable esfuerzo hallaron las curvas de reflexión en función de la altura zenital para cualquier superficie oceánica que no esté sometida a vientos mayores de 16 nudos (8.0 m/seg) o sea 4 en la escala Beaufort.

Dado que el registro medio de los vientos que se dan en nuestras costas (Fig. N° 20) tienen una media por debajo de los 6.0 m/s, haremos uso del polinomio logarítmico (determinado a raíz de la Fig. N° 20)

$$\text{Ref} = 10^{-1.72 - 0.0011 Z_0 + 0.000158 Z_0^2}$$

Donde Ref es el porcentaje de energía reflejada, con el cual obtuvimos la siguiente tabla de valores, la misma que se aproxima bastante a la dada por Jerlovs.

RADIACION GLOBAL REFLEJADA (Jerlovs)

Altitud solar (°)	90	60	50	40	30	20	10	5
Reflexión (%)	3	3	3	4	6	12	27	40

RADIACION REFLEJADA

(Según modelo Cox-Munk, aplicado al modelo computacional)

Altitud solar (°)	90	82	67	52	37	22	7.5
Reflexión (%)	1.9	2.1	2.8	4.4	8.2	17.8	23.9

4.6 RADIACION TOTAL A SER ABSORBIDA POR LA SUPERFICIE DEL OCEANO.

La radiación total al ser absorbida por el océano, puede ser determinada por la siguiente relación :

$$S_{n,\lambda} = (1-\text{Ref}) S_{\xi,\lambda}$$

donde $S_{\xi,\lambda}$ es el flujo de energía corregido por nubosidad.

4.7 PERFILES DE DISTRIBUCION DE LA ENERGIA SOLAR BAJO LA SUPERFICIE DEL MAR.

Aproximado el valor del flujo de radiación solar que incide en la superficie del océano, veremos los perfiles de distribución que se originan.

Como se demostró en el capítulo anterior, los perfiles tienen la peculiaridad de exponenciales y para determinarlos nos remitiremos a la siguiente relación :

$$S_{z,\lambda} = \{R \cdot \text{EXP} (z/\xi_1) + (R-1) \text{EXP} (z/\xi_2)\} S_{n,\lambda} \quad 4.33$$

donde,

z es la profundidad negativa

ξ_1 , ξ_2 y R están dados en la Tabla XV.

El primer término es la absorción en el infrarrojo, en tanto el segundo es para el azul-verde del rango visible.

Según Jerlovs, nuestras aguas oceánicas tendrían un tipo de II a II, por lo que trabajaremos con esos valores en primera instancia.

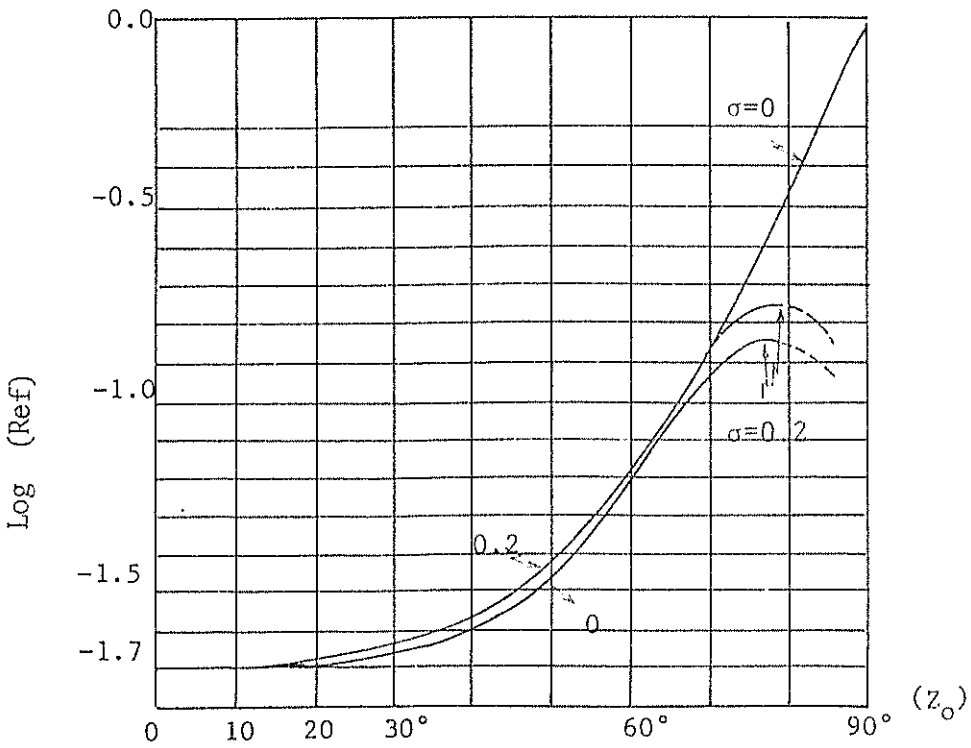


Fig. N°20 Reflexión de la radiación solar para una superficie plana ($\sigma=0$) y para una superficie rugosa para una escala de viento 4 Beaufort ($\sigma=0.2$). Para una superficie rugosa, las reflexiones múltiples serán un factor importante cuando el sol esté bajo ($z_0 \geq 60^\circ$). Según Cox-Munk.

CAPITULO V

EL PROGRAMA PARA COMPUTADORES

A lo largo de los capítulos 2,3,4 dejamos sentadas las bases teóricas y sus correspondientes herramientas matemáticas para encontrar el flujo de energía solar y su distribución en las capas superiores del océano. En los mencionados capítulos podemos advertir las dificultades que se ofrecen para su solución, las cuales son principalmente debido a lo laborioso de la resolución y por ende el consumo exagerado de tiempo. Esto puede soslayarse aprovechando el acceso que actualmente tenemos a las computadoras, las mismas que nos facilitarán mediante un programa realizar las tablas de flujo y distribución del flujo solar en el océano con gran rapidez.

5.1 OBJETIVOS

El principal objetivo del programa es simular o reemplazar la información proporcionada por instrumentos tales como pyrliómetros, pyranómetros, D-metros, reflectómetros y fotómetros (irradiómetro o transmisiómetro), los mismos que miden la radiación directa, global, difusa, reflejada, y los perfiles de distribución de la energía solar en las capas superiores del océano respectivamente con un margen de error aceptable para las necesidades oceanográficas sean físicas o biológicas, como son; el almacenamiento de calor -ganancia o pérdida- e influencia en procesos de productividad bio-

lógica para dar un ejemplo.

Los objetivos que se derivan del primer gran objetivo son :

- 1) Dado que nuestra situación (como país y región subdesarrollado) económica, tecnológica y científica no ha creado una estructura lo suficientemente capaz como para llevar adelante proyectos, estudios e investigaciones que impliquen el uso oneroso de recursos económicos y humanos, es necesario desarrollar, crear y llevar a efecto técnicas y estudios que armonicen con la situación expuesta. Es por ello que en esta tesis se ha querido ofrecer un método que, en base a un sinnúmero de investigaciones teóricas y prácticas realizadas en países o regiones de mejor situación económica, tecnológica y científica, obvie ingentes gastos tanto en adquisición de instrumentación como en mediciones de campo periódicas.

Para establecer un ejemplo, si se supone que el Ecuador quiere establecer un mapa solarinímetro o la distribución de las isópletas -diarias, mensuales, estacionales o anuales- del flujo de radiación solar estaría avocado a montar un gran número de estaciones meteorológicas -oceanográficas las mismas que a más del personal técnico y mantenimiento, tendrían que contar con piranómetros, pyrheliómetros, reflectómetros, fotómetros (en caso de ser oceanográfica) barómetros, manómetros, etc., lo que representaría cuantiosas inversiones.

- 2) Sintetizar todos los estudios, conocimientos e investigaciones teóricas-prácticas sobre este tópico que están un tanto dispersos.
- 3) Emplear información que sea fácil de medir y que prescindan de complejos y sofisticados equipos.

El programa sólo requiere :

- a) Nombre de la estación, situación geográfica (latitud y longitud)
- b) Fecha Gregoriana
- c) Estación climática (seca o húmeda)
- d) Nubosidad (octavos o décimos)
- e) Presión barométrica (milibares)

Para tomar esta información, la única que necesita equipo es presión barométrica (un barómetro).

- 4) Ofrecer las curvas diarias para :

- i.- Flujo de radiación en la atmósfera superior
- ii.- Flujo de radiación directa
- iii.- Flujo de radiación difusa
- iv.- Flujo de radiación global
- v.- Flujo de radiación reflejada
- vi.- Flujo de radiación a ser absorbida
- vii.- Perfiles de la distribución del flujo de radiación solar en las capas superiores del océano.

viii.- Situación astronómica diaria esto es : Radio vector, declinación solar, tiempo de nacer y "poner" del sol y tiempo de insolación teóricas.

5.2 ASUNCIONES

A pesar de que una de las aspiraciones del método y programa fue tomar en consideración en detalle de todos y cada uno de los parámetros estudiados, fue necesario asumir algunos criterios amparados en el hecho, de que su influencia cuantitativa es mínima para nuestros objetivos, los cuales son :

FACTORES ASTRONOMICOS :

- 1) Considerar la tierra como totalmente esférica
- 2) La distancia sol-tierra, que sirve para calcular el radio vector, se la toma constante durante 24 horas.
- 3) La declinación solar igualmente se la toma constante para 24 horas.
- 4) Los momentos de "nacer" y "poner" del sol se lo acepta con un error de más/menos 2-3 minutos (sin tomar en consideración los efectos de reflexión y refracción).

FACTORES FISICOS :

- 5) Se asume la existencia del esparcimiento de Rayleigh
- 6) La absorción es sólo debido al vapor de agua, ozono y anhídrido

carbónico.

- 7) La dispersión por polvo puede acarrear errores en latitudes altas.

FACTORES METEOROLOGICOS :

- 8) Se toma solamente en cuenta el grado de nubosidad
- 9) La presión atmosférica se la puede tomar con constante para 24 horas, si existen cambios muy grandes durante ese tiempo se puede realizar alguna pequeña modificación en el programa.
- 10) Se desprecia la reflexión producida por las nubes.

FACTORES OCEANOGRAFICOS :

- 11) La intensidad de los vientos están dentro de los límites de los estudios de reflexión de Cox-Munk, esto es no mayor a 16 nudos u 8.0 m/seg.
- 12) El albedo de la superficie del mar se lo considera como insignificante, ya que su orden (máximo) es del 3.5% según Kondratev.
- 13) Se asume como cero (0) el retro-esparcimiento (back-scattering) por moléculas de agua.
- 14) La atenuación del flujo de Radiación solar se la toma como exponencial a partir del primer metro de agua y sólo es función de la profundidad.

5.3 LOGICA DEL PROGRAMA

La lógica general del programa es relativamente clara y se lo ha estructurado de tal manera que una persona con cierto conocimiento del lenguaje Fortran y de las ciencias marinas o atmosféricas pueda entenderlo y aplicarlo.

La lógica a seguir es la siguiente :

- 1) Lee, registra (almacena) y adecúa información
- 2) Halla los parámetros astronómicos
- 3) Determina los coeficientes de :
 - Esparcimiento de Rayleigh
 - Absorción por vapor de agua
 - Esparcimiento por polvo
- 4) Resuelve la integral 4.9
- 5) Resuelve la ecuación-integral de Anstrong iterativamente -método numérico de Simpson- para los límites establecidos de longitud de onda
- 6) Halla la radiación directa
- 7) Difusa, según el método del Smithsonian Institute
- 8) La Global
- 9) Aplica el polinomio de interpolación de Cox-Munk para simular la radiación reflejada.
- 10) Corrige el flujo de radiación solar por nubosidad y aproxima el

flujo de radiación en la superficie del mar.

- 11) Mediante una subrutina determina los perfiles de distribución de la energía solar en el mar.
- 12) Almacena los resultados y vuelve a repetir el proceso, tantas veces como días indique el operador.
- 13) Imprime tablas de :
 - Perfiles de distribución
 - Información astronómica, geográfica y meteorológica.
 - Curvas diarias (hora a hora) para todo los tipos de radiación estudiada.
 - Sumatorias diarias totales para los mismos tipo de radiación.

5.4 APLICACIONES A LA ZONA ECUATORIAL

A fin de evaluar la bondad del método desarrollado en esta tesis se han comparados los resultados del mismo con información, principalmente de campo obtenida en varios estudios y por el mismo autor. Se compararon únicamente los resultados finales, puesto como se dijo antes, los coeficientes a_w , w , a' (en la fórmula de nubosidad) calculados mediante polinomios de interpolación han tenido un margen de error de muy poca magnitud (ver polinomios, cap. 3). Los resultados finales serán comparados y discutidos de la siguiente forma.

- 1) Factores astronómicos
- 2) Flujo de radiación solar en la atmósfera superior, para todas las latitudes no mayores a 85 grados.
- 3) Flujo de radiación diaria directa absorbida en el área comprendido entre 10°N y 10°S .
- 4) Perfiles de flujo de energía solar en la capa superior del Océano Pacífico ($\phi_g = 2^{\circ}30' \text{ S}$ y $\lambda_g = 81^{\circ}10' \text{ O}$) para un día entero de mediciones meteorológicas.
- 5) Igualmente se presentan gráficos de la variación anual (para un año medio) de los parámetros estudiados bajo condiciones de presión atmosférica entre 1000 a 1008 milibares, y para grados de nubosidad de 0,4 y 8 octavos en las latitudes del mar ecuatorial (1° N , 1° S , 3° S).

5.4.1 FACTORES ASTRONOMICOS

El primer dato que se requiere para obtener los parámetros astronómicos es la fecha juliana. Como todos sabemos, estamos en capacidad de facilitar la fecha gregoriana, la misma que al ser llevada a la fecha juliana sufre un error de 0.5 días (con respecto a Greenwich) por que el computador trunca dicho valor. Así por ejemplo, tenemos que para el 15 de Enero de

1978, la fecha juliana dada en los calendarios astronómicos es 2443523,5 días con respecto a Greenwich, mientras que el computador arroja 2443523.0 días a pesar de haberse dado la respectiva declaración que corrige la fecha juliana a la hora local, esto es fecha juliana (gmt) $\pm \lambda_g/360$, (+) si es Este y (-) si es Oeste. Con esta corrección el resultado que debería dar es 2443523'27 para $\lambda_g = 82' 0$, esta diferencia de 0,27 ofrece un error de $1.11 \times 10^{-5} \%$.

El error anterior se lo puede despreciar, por lo que los parámetros astronómicos deberían tener un error parecido (ya que son fórmulas analíticas, a excepción de del radio vector que es una expansión en serie de Taylor); sin embargo éstos son un tanto mayores por las asunciones tomadas en 5.2.

En la Fig. Nº 21 da el comportamiento anual de la declinación solar y el inverso del radio vector SOL-TIERRA. En la Figura podemos observar la pequeñísima desviación entre las curvas dadas por observatorios astronómicos y la que se obtiene a partir de los resultados del método.

En lo referente a los momentos del nacer y poner del sol, la expresión que resuelve este parámetro tiene ciertas li

mitaciones. Esta expresión trabaja para cualquier día del año en latitudes no mayores a 65° , para latitudes de los 70° , solamente calcula el "nacer" y "poner del sol" para los meses de Febrero a mayo; y de agosto a noviembre, para 80 grados febrero, marzo abril, agosto, septiembre y octubre; y para los 85° únicamente cuando δ_0 tiende a cero, es decir los meses de marzo y septiembre. Esto quiere decir que si el producto $(\text{Tg}\phi_g \text{Tg}\delta_0)$ (ver capítulo 2) es mayor que la unidad, el sol estará más de 24 horas sobre el horizonte o simplemente no lo estará en ningún momento.

Para nuestra zona, el Ecuador, no existen mayores inconvenientes, ya que durante todo el año se tiene un promedio de 12 horas de insolación, con ligeras variaciones de ± 2 minutos.

Como conclusión en lo referente a los parámetros astronómicos, podemos decir que es aceptable el proceso seguido, así como los resultados obtenidos.

5.4.2 FLUJO DE RADIACION EN LA ATMOSFERA SUPERIOR.

El flujo de la energía solar al tope de la atmósfera superior es función de los parámetros astronómicos recién mencionados y del valor que se le asigne a la constante solar (ver capí-

tulo 3). Para establecer la idoneidad del método en esta parte, se procedió a computar dicho flujo para todas las latitudes no mayores a 85° , con lo que se confeccionó la Tabla N° 16, que presenta el flujo en $\text{cal/cm}^2/\text{día}$. Para efectos de comparación se escogieron los mismos días y latitudes que ofrece la Tabla N° 17 tomada del anuario de Smithsonian Institution lograda por Milankovich.

Efectuada la comparación y cálculo de error y se obtuvieron los valores presentados en la Tabla N° 18, la cual muestra los errores promedios, máximos y mínimos. Para la computación de estos errores hemos soslayado los valores de la latitud 80°N durante los días 26 de Febrero y 16 de Octubre, ya que se encontraron grandes diferencias entre los encontrados por este método y los de Milankovich. Estas diferencias podría deberse a errores en las mediciones de este autor o quizás en la impresión de los resultados publicados por Milankovich.

Sin embargo, también podrían deberse a algunas de las asunciones tomadas para desarrollar el método de la tesis, a pesar de lo lógico de las magnitudes obtenidas con el método, ya que para esos días el tiempo obtenido de insolación (tiempo en que el sol está sobre el horizonte) es solo de minutos. Así para 80°N en el día 26 de Febrero el tiempo de insolación

es prácticamente de poquísimos minutos o aún de segundos, según el método computacional.

Cabe recalcar que aunque los errores porcentuales son grandes, las magnitudes de los flujos, para ambas Tablas, son mínimos y hasta se lo podría despreciar para propósitos prácticos.

Las pequeñas diferencias se deben a los factores astronómicos como el amanecer y anochecer, y al valor de la constante solar, utilizado en los cálculos, 1.941 lg/min, comparado con el de 1.94 lg/min asumido por Milankovich.

En nuestra zona, $\phi_g = 0^\circ$ se logró un error máximo de $\pm 0.2\%$ lg/día (± 1.6 lg/día) lo cual es aceptable para cualquier propósito.

En general podemos decir que al igual que en los factores astronómicos, el método funciona a satisfacción en esta parte. Con la intención de insistir aún más en la corroboración del método computacional, procedimos a ejecutar información de un año, para una estación oceanográfica (costera) situado en Cananea-Brasil ($\phi_g: 25, 01'$, $\lambda_g: 47^\circ 56'$, zona ecuatorial). Se utilizó en estos cálculos un valor de 1.98 lg/min para la constante solar, por ser un valor más aceptado.

En la Tabla XVIII especifica los parámetros astronómicos y solarimétricos dados por el programa y por Occhipinte (1959) respectivamente.

Se nota claramente que las diferencias son aceptables, debiéndose éstas a las discrepancias al asignar el valor de la constante solar y a los pocos minutos de diferencia en la declinación solar entre lo de Occhipinte y el cálculo computacional, ya que los momentos de nacer y poner del sol tienen una exactitud del orden de 2 minutos, y el valor del Radio Vector Sol Tierra del orden de las milésimas. A pesar de lo anterior, puede considerarse que los resultados que se obtienen con el método propuesto en esta tesis se acercan bastante a la realidad, porque la información utilizada es más reciente y confiable que la de Occhipinte.

5.4.3 FLUJO DE RADIACION DIRECTA EN LA ZONA ECUATORIAL.

Entre las tablas que vienen en el anuario del Smithsonian Institute, se han transcrito los valores de flujo de radiación directa (Tabla XX) para una área comprendida entre 10°N y 10°S. El flujo de la Tabla XX está mediante la función.

$$S_{m,\lambda} = S_{O,\lambda} \sigma^{\text{Sec } Z_{\odot}} \text{Cos } Z_{\odot} \cdot dt$$

asumiendo lo siguiente :

- a) La función integrada da el flujo de radiación directa total, aunque su derivación es aplicable estrictamente a radiación directa monocromática.
- b) La refracción de la Tierra se la ha despreciado.

La Tabla XXI registra los resultados obtenidos mediante el método computacional, el mismo, que para calcular este flujo integra la expresión 4.26, la misma que es función de la longitud de onda (λ), masa atmosférica, coeficientes de absorción por agua, anhídrido carbónico, ozono, polvo, y el coeficiente de dispersión molecular de Rayleigh.

La función fue integrada para diferentes límites, 0.35μ a 1.20μ , 0.35μ a 1.50μ y 0.35μ a 1.75μ . Con el primer límite se obtuvieron valores que están dentro del orden de magnitud de la Tabla XX, para $\sigma=0.6$; para los límites de 0.35μ a 1.50μ los valores se ubican para un $\sigma=0.7$, y para el último límite los dígitos de 5 y 6 están comparables a los de $\sigma=0.8$ de la Tabla XX.

En la Tabla XXI, se muestra el papel relevante que juega la longitud de onda, así como los otros factores, pues es obvio

como ejemplo (Tabla XXI) que para $\sigma=10^\circ\text{S}$ el día 4 de febrero, la diferencia entre el resultado obtenido integrando de 0.35μ a 1.20μ y el de 0.35μ a 1.75μ es elocuente, 488,36 lg/día y 700,5 lg/día respectivamente.

Lo más importante al contrastar las dos tablas es que, aunque hacerlo no es tan propio, por desconocer las características de como se obtuvieron los dígitos de la Tabla XX; se demuestra que el flujo de radiación directa obtenida por el método computacional están en el orden, con bastante aproximación, a los dados por el anuario de Smithsonian Institute, valores que de paso, hemos considerados certeros a priori.

5.4.4 MEDICIONES DE CAMPO Y FLUJO DE ENERGIA SOLAR ABSORVIDA POR EL OCEANO. ($\phi_g: 2^\circ 30' \text{S}$ $\lambda_g: 81^\circ 10' \text{W}$)

Con todos los antecedentes expuestos, referentès a la validez del algoritmo del método, a continuación se examinan los parámetros solarinímetricos que se obtuvieron al alimentar el programa (de una salida típica del programa) con información meteorológica-oceanográfica que se obtuvo durante 12 horas continuas el día 6 de marzo de 1984, aprovechando la participación del autor en el crucero T84/02/2P en el buque de investigación B/I Tohalli del Instituto Nacional de Pesca.

CARACTERISTICA DE LA MEDICION Y TOMA DE INFORMACION: El día 6 de marzo, el buque circunscribió su navegación (ver Tabla XXII y mapa) a un "track" que barría una pequeña área. En todo caso, consideraremos de esa área un punto representativo ubicado en $\phi_g: 2^{\circ}30' S$ y $\lambda_g: 81^{\circ}10' O$, cabe decir que en este punto las aguas pueden ser consideradas como oceánicas por encontrarse casi sobre el talud continental, la información que se tomó y midió fue la siguiente :

- 1) Posicionamiento, el cual se lo hizo por satélite, gracias al sistema de navegación que posee el buque.
- 2) Presión atmosférica, la misma que fue controlada por el barómetro que tiene el buque.
- 3) Grado de nubosidad y tipo de nube: El grado de nubosidad fue estimado por el autor, siguiendo los procedimientos meteorológicos, el tipo de nube fue identificado, igualmente apegándose a la clasificación meteorológica conocida.
- 4) Profundidad del Disco Sechi.
- 5) Temperatura superficial, con un termómetro de balde
- 6) Otras características, como el color del agua, estado de mar, etc.

A excepción de la medición de la profundidad del disco Sechi,

todos los restantes datos fueron tomados y medidos hora a hora. La profundidad del D. Sechi se lo midió únicamente cuando hubo la oportunidad de hacerlo, generalmente en medio del trabajo de las estaciones oceanográficas del crucero.

La profundidad del disco Sechi, (la máxima) es aquella a la que se puede distinguir el disco, es decir a la profundidad se ha atenuado casi en su totalidad el flujo solar absorbido, es decir el 85% ó 90% del flujo incidente en la superficie del mar, ya que el 15% ó 10% se lo asume como reflejado.

Con las tablas típicas que da el programa, se trazó las curvas de la Fig. N° 22 y 23. La Fig. N° 22 muestra la variación horaria del flujo de radiación solar, en la atmósfera superior, el flujo de radiación directa, absorbida y reflejada. Mientras que la Fig. N° 23 muestra los perfiles del flujo de energía solar en la capa superior para las horas en que se pudo medir "la profundidad del Disco Sechi".

En la Fig. N° 22 se observa que el máximo pico del flujo en la atmósfera superior ocurre entre las 11H y 12H con un valor de 116Lg/hora, a esa misma hora el flujo de radiación directa, para $0.40 \leq \lambda < 1.0 \mu$ es de 48 Lg/hora. La curva del flujo de radiación absorbida (Radiación directa más difusa, corregida

por atenuación de nubes y reflexión) es prácticamente paralela a la de flujo de radiación directa con una diferencia con una diferencia de más o menos 5 Langley's. Esta pequeña diferencia se debe al grado de nubosidad que es 4 octavos, justamente a partir de las 11H, el grado de nubosidad desciende a 1 octavo, por lo que el máximo pico de esta curva tiene un valor de 72Lg/hora al mediodía local. A partir de la 12H en adelante la curva empieza a descender manteniendo un paralelismo a la curva de flujo de radiación directa, pero manteniendo una diferencia (entre las dos curvas) de más o menos 1 a 2 Langley's.

El comportamiento de las curvas de las curvas de la Fig. Nº 22 deja en claro, como era de esperarse, el aumento progresivo del flujo de radiación solar, a medida que se eleva el sol sobre el horizonte, teniendo un pico a las 12h, momento del cual, comienza a disminuir su valor. Por otro lado la Curva de radiación absorbida confirma la gran capacidad atenuante de las nubes, aun cuando éstas fueran del tipo Cirrus-Cumulus, bajos o medios, (que son los menos absorbentes) que fueron las predominantes en ese día.

Los valores planteados en la Fig. Nº 22 no pueden ser comparados con mediciones directa, puesto que no se pudo contar con los equipos necesarios para efectuar las mismas, pero

en todo caso podemos inferir la calidad o certeza de ellos, si nos remitimos a los perfiles de flujo de radiación solar en el agua.

Como se anotó anteriormente fue factible medir la "profundidad" del Disco Sechi a las 09h, 12h, y 14h, en ese día, con lo que se obtuvo la profundidad a la cual se atenúa toda la energía solar (cuyo rango espectral responde a la sensibilidad de nuestros ojos), es decir la luz visible ($0.35 < \lambda < 0.78 \mu$) absorvida y que es el 85% ó 90% de la incidente.

Con los perfiles de distribución que dio el programa se graficaron las curvas de la Fig. N° 23, muestra la relación entre lo medido y lo calculado por el programa.

En la Tabla XXIII se muestra la relación entre lo medido y lo calculado por el programa, el mismo que fue "corrido" para dos diferentes tipos de agua (según la clasificación de Jerlovs), los mismos que fueron de los tipos II y III (ver Fig. N° 14), cuyas constantes para la ecuación de Simpson son :

<u>TIPO</u>	<u>R</u>	<u>ξ_1</u> <u>1/m</u>	<u>ξ_2</u> <u>1/m</u>
II	.78	1.5	14.
III	.77	1.4	7.9

TABLA XXIII

HORA	PROFUNDIDAD (Z_p) (m)		ENERGIA LG/HORA				
	SECHI	PROGRAMA	absorbida	reflejada	energía a Z_p		atenua%
09h00	13.5	14	43.28	1.27	II	3.66	91.5%
					III	1.62	96.2%
12h00	17.5	18	73.67	1.43	II	4.68	93.6
					III	1.66	97.7
14h00	11.5	12	57.04	1.67	II	5.58	90.0
					III	2.76	95.1

Observando los perfiles de flujo en la Fig. N° 23 se cumple con lo establecido en el supcapítulo 3.2 donde se deja establecido que el 60% de la energía absorbida es atenuada o transformada en calor (principalmente la parte del rango espectral del infrarrojo) en los dos primeros metros tal como lo declaró Ivanoff; ya a partir de esta profundidad hacia abajo, la atenuación sigue una curva exponencial.

En la Tabla XXIII se nota que la magnitud porcentual de la energía atenuada a las mismas profundidades del disco Sechi, está dentro del valor esperado en la práctica. Así se tiene que:

A las 09h00 la energía absorbida según el programa es 43.28 Lg/hora y la reflejada es 1.27 (2.9%) a la profundidad de 14 metros, que es aproximadamente la "profundidad del Disco Sechi" .

La energía atenuada a esta profundidad 91.5% para el tipo II y 96.2% para el tipo de agua III, es decir que existe un excedente de 8.5 y 3.8% de energía respectivamente.

Haciendo el mismo análisis a las 12H y 14H, se tiene un sobrante de 6.4% y 2.3% para tipos II y III respectivamente, a las 14H el exceso es el 10% y 4.9% igualmente. Estos excesos o excedentes se deben principalmente a dos motivos:

- 1) Nuestro rango espectral integrado es de 0.4μ a 1.0μ
- 2) Que la energía reflejada en la superficie no es mayor al 3%.

Debiéndose anotar, que el rango espectral "integrado" por nuestros nervios ópticos es de 0.4μ a 0.78μ . Además, hay que recordar los efectos subjetivos de la persona que mide la "profundidad de Disco Sechi" (Tyler, 1968) y los efectos paralelos, al momento de medir como la reflexión especular de la superficie y difracción principalmente, y por último saber, si se midió por el lado sombreado o por el lado claro del agua (Tyler, 1968). Finalmente no hay que dejar pasar por alto, que el disco Sechi sirve para estimar someramente la profundidad de atenuación total y al coeficiente de absorción y dispersión como un todo, es decir como un solo coeficiente total.

En todo caso, la atenuación a la profundidad referida, para ambos tipos de agua, tienen poca diferencia, puesto de otra forma, ésta puede ser desestimada, ya que lo más importante es que los valores porcentuales de atenuación en los 2 primeros metros coinciden plenamente con los dados por otros investigadores, Ivanoff, 1977.

Si nos remitimos a lo sostenido por Bethaux, 1968 (Cap. 3.2) para confrontarlo rápida y someramente a la información de la temperatura superficial del agua (Tabla XXII) graficada en la Fig. 24, notaremos claramente que la curva tiende a aumentar su pendiente a medida que transcurren las primeras horas del día, hasta pasadas las 13H; encontrándose un "pico" a las 15H y, un máximo de diferencia de 2.7°C entre las temperaturas superficiales de las 08H y 15H.

La Fig. N^o 24 cabe anotar o repetir, fue hecha bajo la estimación de que las mediciones son consideradas en sitio debido a que la distancia latitudinal entre las estaciones es prácticamente despreciable. Esta figura muestra como, efectivamente se va almacenando y transformando el flujo de energía solar en la capa superficial del océano en calor, alterando por ende la composición térmica diaria superficial y con ello la derivación de otros procesos, relacionados con la interacción océano-atmósfera.

5.4.5 CALCULO ANUAL DE PARAMETROS SOLARINIMETRICOS PARA EL ECUADOR.

Finalmente con la idea de facilitar el cálculo de los parámetros solarinimétricos diarios, de una manera gráfica, Figuras Nº 25, 26, 27 y 28, y breve se procedió a ejecutar el programa con la información de un año entero (medio) para diferentes posiciones geográficas ubicadas en el mar ecuatorial. Las posiciones escogidas fueron: Latitud; 1°N, 1°S y 3°S; Longitud 81°O, con la intención de "barrer" nuestro mar territorial. Los parámetros meteorológicos fueron :

Presión atmosférica: $1000.00 \leq p \leq 1010.0$ mmb

Nubosidad : se tomaron 3 valores de nubosidad, a saber; 0,4 y 8 octavos.

Bajo estas condiciones, con los valores arrojados por el programa se realizaron las Fig. Nº 25, 26, 27 y 28, donde se muestran las curvas de variación anual de :

- Flujo de radiación solar en la superficie de la atmósfera superior de la tierra.
- Flujo de radiación Directa para una longitud de onda de $0.40 \mu \leq \lambda \leq 1.20$.
- Radiación Reflejada para 1°S y $n = 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8$.
n es el grado de nubosidad en octavos.
- Radiación absorbida para diferentes grados de nubosidad:

n=0 n=4 n=8

Estas curvas nos permitirán saber el valor de los diferentes flujos de radiación solar diaria para cualquier día del año con una buena aproximación para cualquier propósito.

Así por ejemplo, para el día 7 de marzo, tendremos en la latitud 1°N.

- Flujo de energía solar en la atmósfera superior.

$$910 \text{ Lg/días}$$

-Flujo de radiación Directa

$$S_{m,\lambda} = 585 \text{ Lg/día}$$

- Flujo de Radiación Difusa :

$$S_{D,\lambda} = (910 \times 0.9 - 586) / 2. = 116.5 \text{ Lg/días}$$

- Flujo de Radiación Global total

$$S_{G,\lambda} = 707.5 \text{ Lg/día}$$

- Flujo de Radiación Reflejada :

$$S_{R,\lambda} = 14.2 \text{ Lg/días}$$

- Energía solar sin condiciones de nubosidad menos la reflejada.

$$S_{p,\lambda} = 687 \text{ Lg/días}$$

- Para encontrar la energía que va a ser absorbida bajo condiciones de nubosidad :

Por ejemplo, si la nubosidad es de 5 octavos

i) Transformamos los octavos a décimos (cap. 4.4)

5 octavos son : 6.25 décimos

ii) Aplicamos la ecuación de Berlian, en la cual a' según el polinomio 4.30 para dicha latitud es 0.367698 por lo que la ecuación de atenuación de Berliand queda :

$$S_{n,\lambda} = S_{p,\lambda} \{1 - (0.367698 C + 0.38 C^2)\}$$

$$= 427.14 \text{ Lg/días}$$

que será la energía solar que penetre al océano en dicha latitud para ese día gregoriano de un año gregoriano medio.

En el calendario juliano, el tiempo de un ciclo completo es, 4 años. El año medio es aquel que tiene 365,50 días.

DISCUSION DE RESULTADOS : CONCLUSIONES

A continuación se presenta las conclusiones, producto de los cálculos elaborados para la zona del Ecuador.

De las Figuras N° 24, 25, 26 y 27 podemos colegir claramente lo siguiente :

a) En lo referente al flujo de energía solar en la atmósfera superior , observamos que los días o semana de mayor flujo serán aquellos en que la declinación solar δ_{\odot} tiende a cero grados. Teniendo un "pico" aproximadamente la tercera semana de marzo y de septiembre. Esto se debe a que el sol está prácticamente sobre la línea equinoccial, por lo que el ángulo de incidencia de los rayos serán prácticamente perpendiculares al punto geográfico (en este caso el mar ecuatoriano).

Ocurre lo contrario, es decir, menos flujo de radiación para los meses de mayo y agosto, teniéndose el mínimo en la tercera semana de Junio (19-21), donde δ_{\odot} tiende a su máxima declinación que es $23^{\circ} 27' 29.9''N$. Esto hace marcado la disminución del flujo para esos días en la latitud $3^{\circ}S$, un tanto menos en $1^{\circ}S$ y aún menos, todavía en $1^{\circ}N$, es decir que a menor distancia angular entre δ_{\odot} y ϕ_g mayor flujo de energía solar en la atmósfera superior.

b) En lo referente al flujo de Radiación Directa, este es fuertemente dependiente de los límites del rango espectral (como se vio en 5.4.3)

(1)
cias abismales entre 1°N y 3°S en las magnitudes solarinimétricas. Por eso consideramos la latitud 1°S para calcular el flujo de energía reflejada.

Como la magnitud del flujo reflejado es función también de la nubosidad, a más de la Radiación Global atenuada incidente, se procedió, como ya se mencionó, a correr el programa y a graficar los resultados del flujo reflejado para todos los grados de nubosidad, esto es, 0,1,2,3,4,5,6,7 y 8 octavos, lo que nos permite encontrar su magnitud para cualquier día del año, con exactitud en 1°S y con bastante aproximación para las otras latitudes de nuestro mar, para cualquier grado de nubosidad.

En la Fig. N^o 28 muestra a claras como a medida de que el grado de nubosidad, las curvas tienden a suavizarse y a separarse cada vez más la una de la otra, por ejemplo, la separación entre la curva de 0 octavos a 1 octavo es menor a la existente entre la de 2 octavos y 3 octavos... y así sucesivamente; justificándose esto porque el factor de atenuación de Berliand es un polinomio de segundo grado.

Podemos notar que los máximos de estas curvas coinciden con los máximos de las curvas de las Figuras N^o 25, 26 y 27. El valor más alto de energía reflejada será en Octubre para un grado de nubosidad de 0, con una magnitud de 23 Lg/días, y la magnitud mínima será de 5 Lg/días para Junio y con un grado de nubosidad de 8 octavos.

(1) Los límites de nuestro mar son $1^{\circ}25'\text{N}$ al norte y $3^{\circ}25'\text{S}$

sobre los cuales se integra la ecuación 4.26 de Anstrong. En 5.4.3 se dan los valores de este flujo para 10°N , 0° y 10°S . Pero lastimosamente no se pueden hacer comparaciones por carecer de información, la misma que se registra con un Pyrheliometro; a lo mucho se pudo intentar realizar algún tipo de confrontación entre los valores obtenidos por el programa y los dados por las tablas de Smithsonian Institute. Sin embargo existe un problema cual es que los dígitos ofrecidos por dichas tablas corresponden a un flujo directo monocromático, por lo que no sería aconsejable efectuar alguna comparación ya que el flujo directo que da el programa es integrado para diferentes límites λ .

En todo caso, se colocaron los valores de las tablas a modo de referencia. Pero como se dijo antes en 5.4.3, el valor de este flujo -integrado- es válido o por lo menos se acerca bastante a la realidad.

c) Radiación reflejada :

Aplicando el modelo de Cox-Munk, dado que las asunciones meteorológicas por ellos prescritas se cumplen en nuestras aguas oceánicas generalmente y se procedió a "correr" el programa para la latitud 1°S , por ser esta latitud la más representativa, puesto que se ubica en el centro de las latitudes extremas de nuestro mar, esto es, 1°N y 3°S y además porque como se puede observar en las Figuras N^o 25, 26 y 27, no existen diferen

Con este análisis global queda establecida la bondad de este algoritmo computacional, que por ello no quiere decir que es la última palabra (en cuanto a cálculo). Pero se considera que puede ser muy útil y aplicable no sólo en las zonas ecuatoriales, sino en cualquier latitud no mayor a 75° sea norte o sur, pues el programa a más de estar optimizado, es muy general y puede resolver con satisfacción todos los parámetros inter-accionantes mencionados durante esta tesis.

Finalmente se considera que el programa, así como la información que utiliza minimizan cualquier tipo o forma de recurso que se emplee para medir todos los parámetros solarimétricos, (ya que simula equipos antes mencionado), se sugiere (sin ánimos de jactancia alguna) que sea puesto a consideración de instituciones que tienen alguna vinculación de investigación o actividad con lo desarrollado en esta tesis.

- d) Del análisis de los perfiles de distribución de Energía Solar bajo la superficie del océano, podemos inferir o mejor dicho corroborar, de que nuestras aguas oceánicas (al menos donde se midió en el Crucero T84/02/2P) poseen un tipo II ó III dentro de la clasificación de Jerlovs. (Fig. N° 14).

RECOMENDACIONES

A modo de recomendaciones el autor sugiere lo siguiente :

- 1) Que se profundice de alguna u otra forma el interés en los estudios de interacción océano-atmósfera.
- 2) Que se inicie el estudio de un modelo matemático que determine o aproxime la profundidad de la capa de mezcla o termoclina, la misma que está en función de los factores meteorológicos: Flujo de Radiación y Flujo de Momentun por esfuerzo de vientos.
- 3) Que se considere o mejor dicho se reconsidere a la energía solar como una fuente de energía barata para ser aplicada a muchas áreas; sobre todo teniendo en cuenta nuestra posición de país del Tercer Mundo.
- 4) Que el programa puede ser ampliado y mejorado con un conocimiento más exacto de ciertas variables (in situ) que pueden ser evaluadas mediante algún proyecto investigativo de verificación de resultados (ver Anexo A).

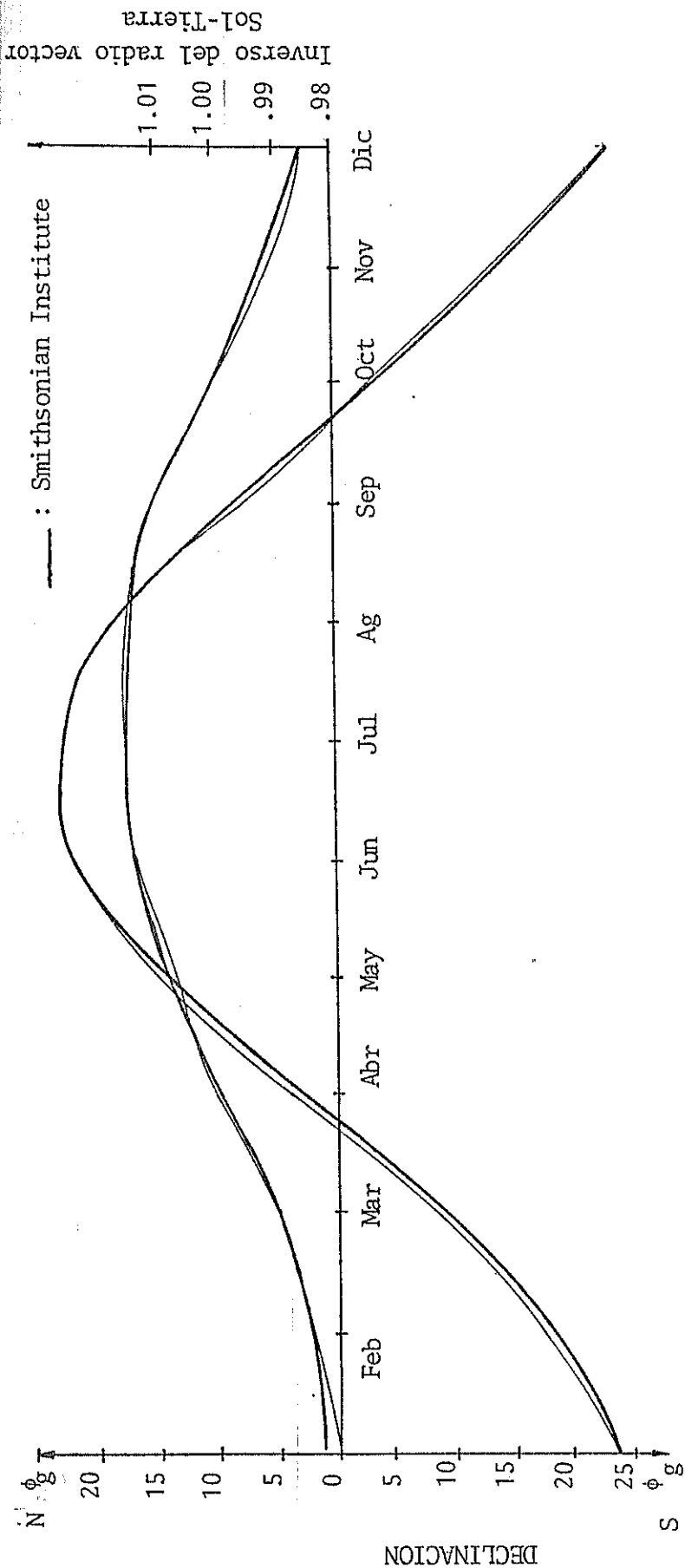


Fig. N° 21 Comportamiento anual de la declinación solar y del radio vector Sol-Tierra.

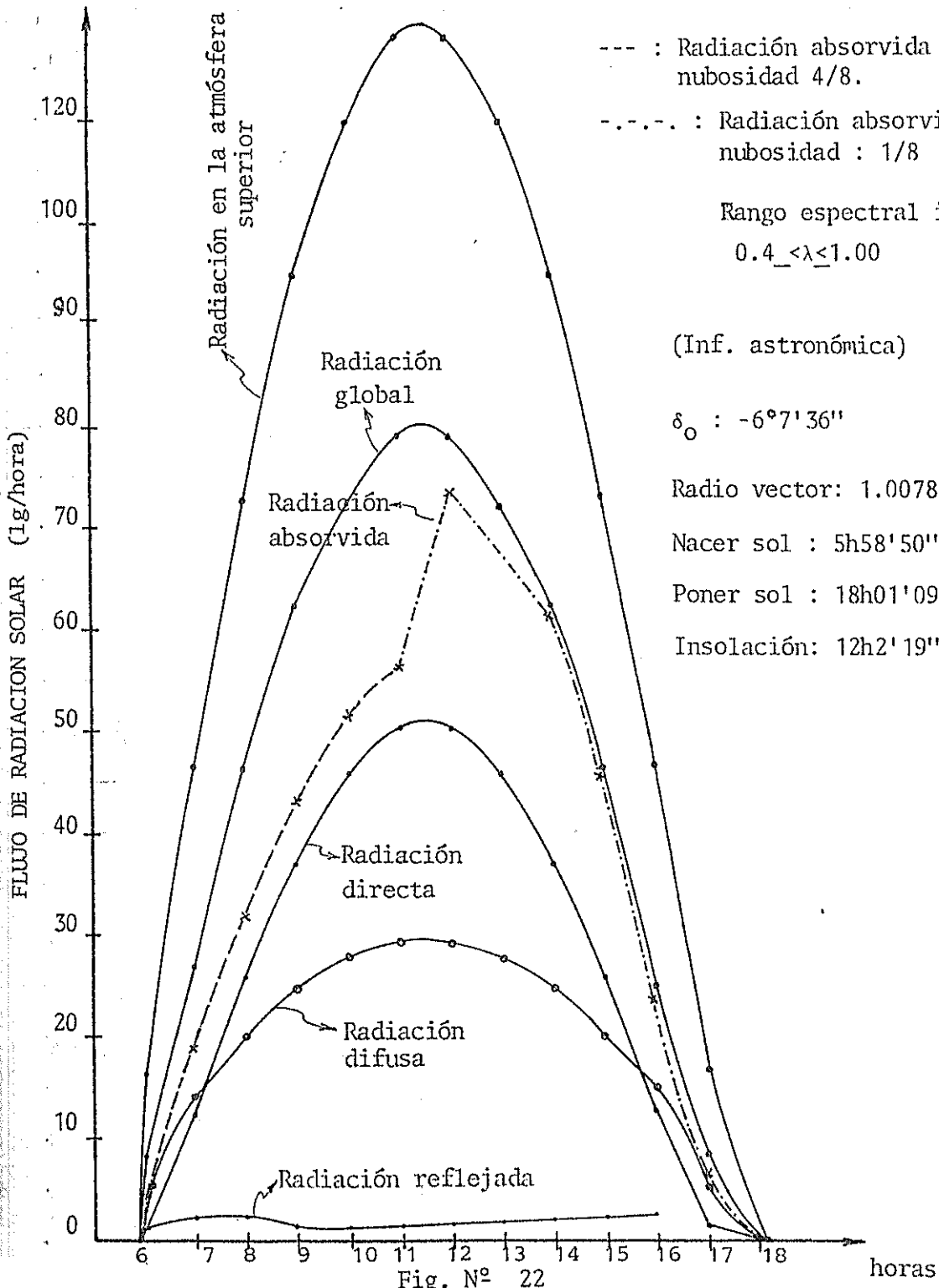


Fig. N° 22

Variación diaria de parámetros solarimétricos para $\lambda_g = 81^{\circ}10'$
 $\phi_g = 2^{\circ}30'$ en el día 6/03/84. Según el cálculo computacional
 (Ver anexo C, salida típica de resultados)

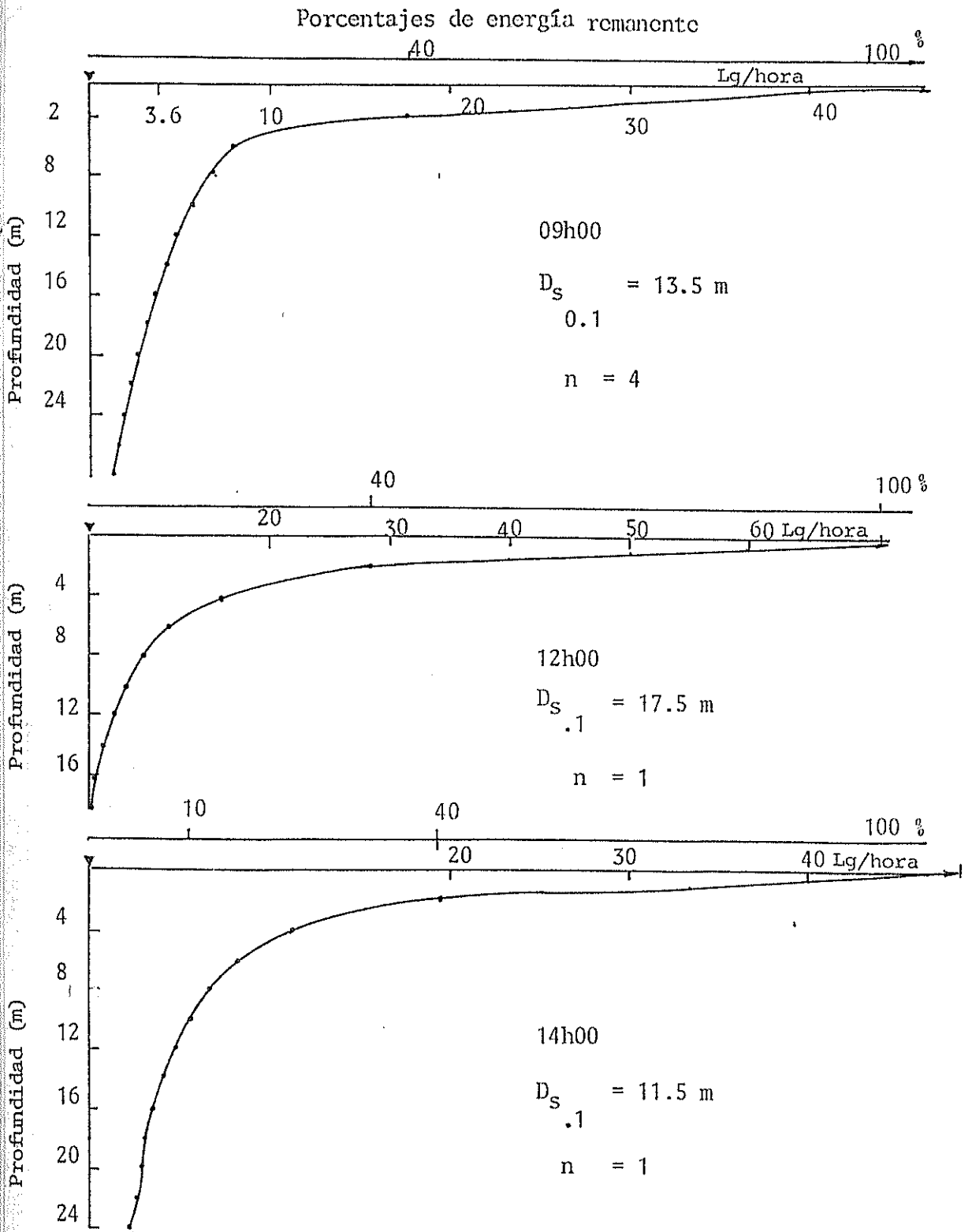


Fig. Nº 23 Perfiles de la distribución del flujo de energía solar para un tipo de agua II, o III de la clasificación de Jerlovs aplicado al algoritmo del programa. Fecha : 06/03/84,
 $\phi_g = 2^\circ 30' S$ $\lambda_g = 81^\circ 10' S$ (mar territorial ecuatoriano)

Fecha : 6/03/84

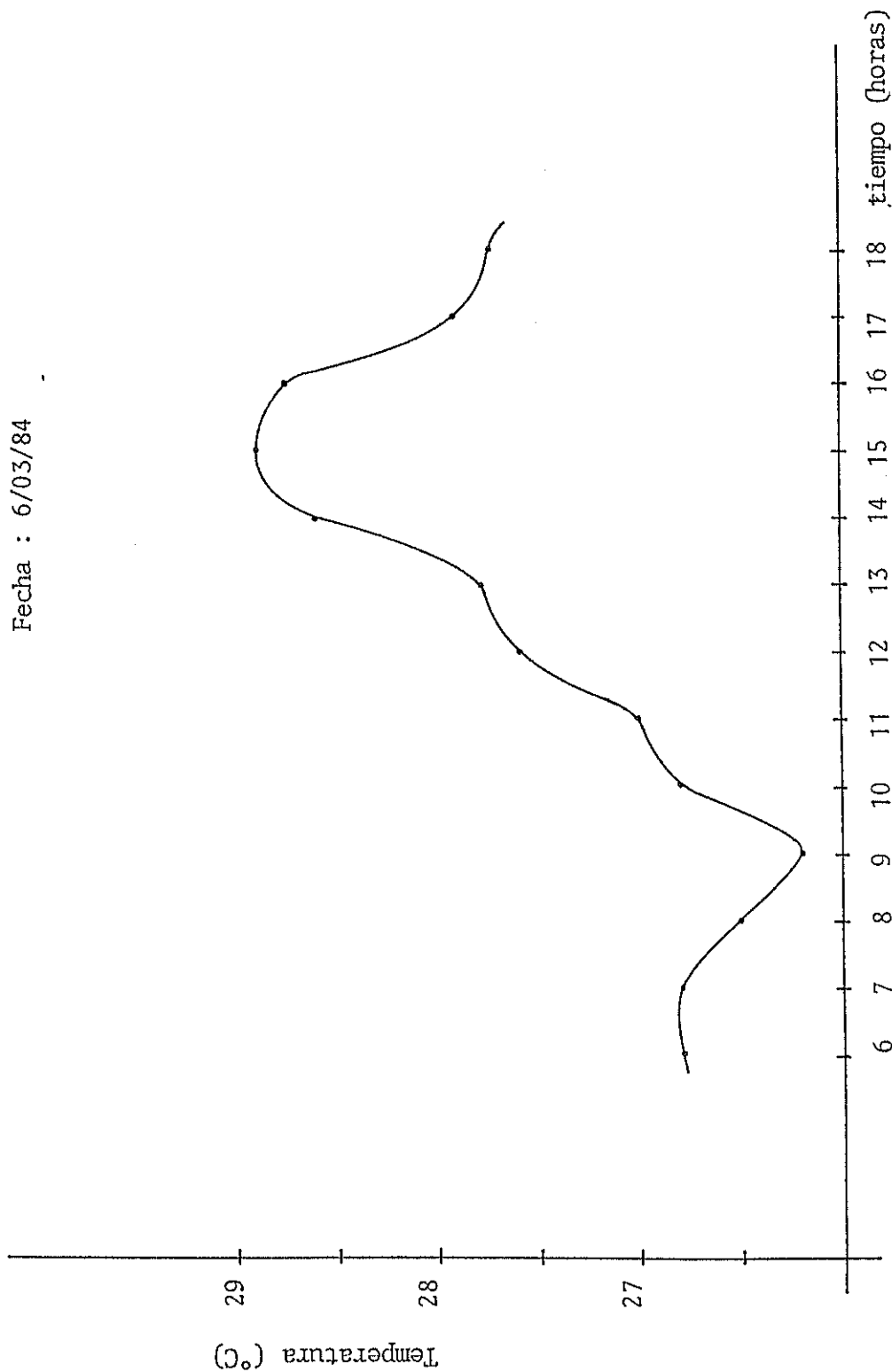


Fig. Nº 24 Variación de la temperatura superficial diaria, para el 6/03/84 en $\phi_g = 2^{\circ}30'S$. $\lambda_g = 81^{\circ}10'O$

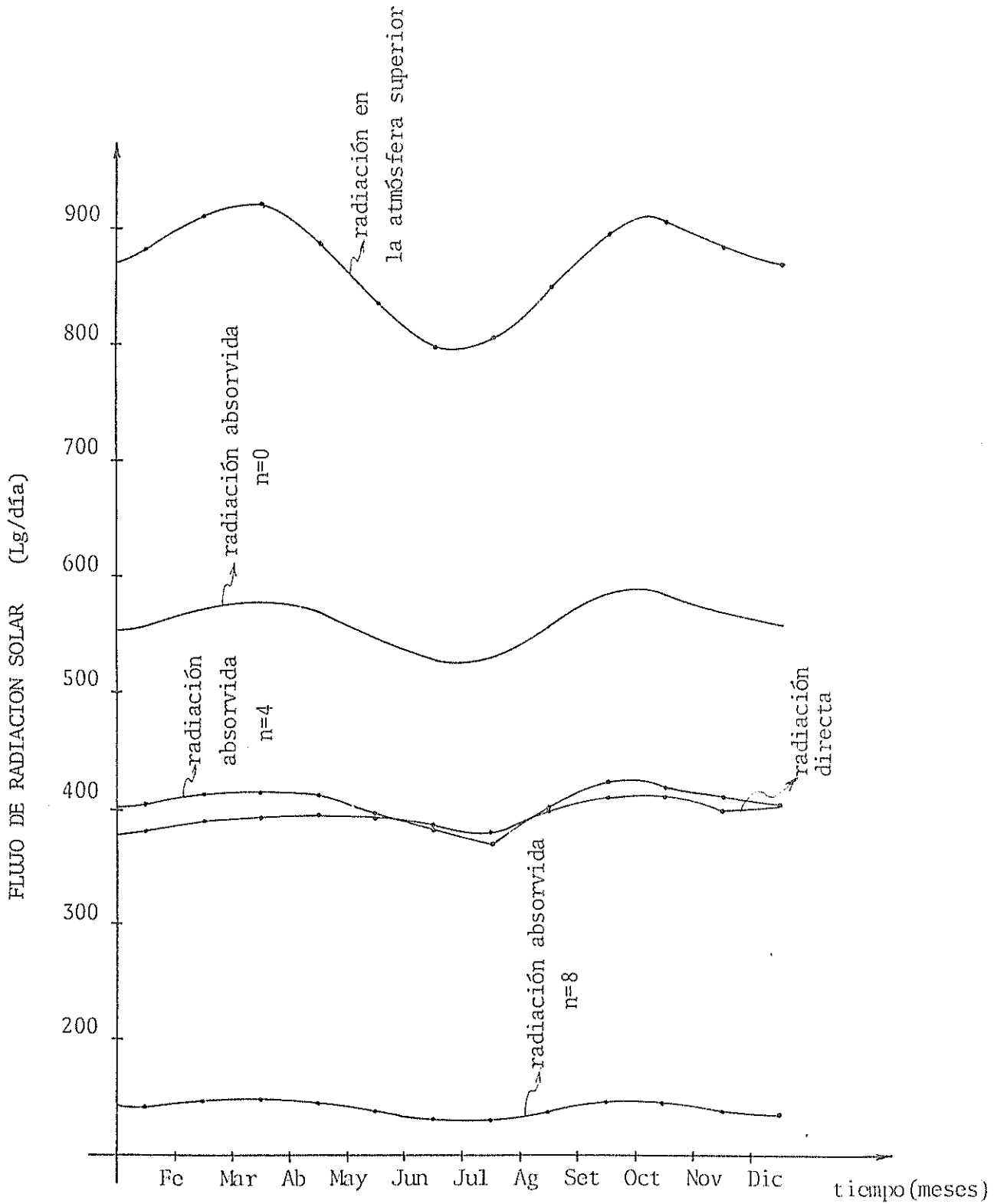


Fig. N° 26 Variación , mensual la radiación solar incidente $\phi_g = 1^\circ S$ $\lambda = 82^\circ$
 Para diferente grado de nubosidad n , Rango espectral
 integrado $0.40\mu < \lambda < 1.20\mu$

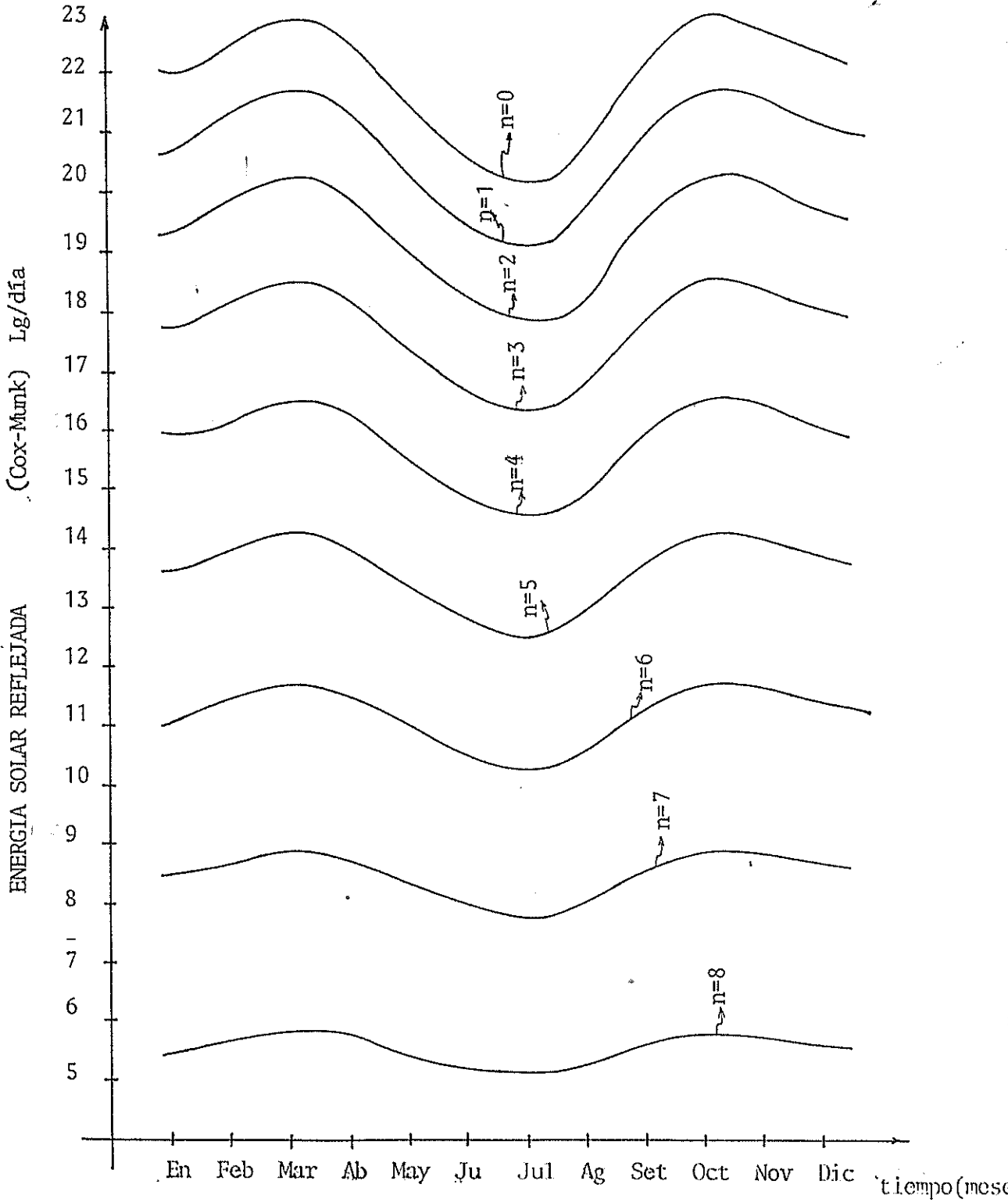


Fig. Nº 28 Variación de la energía reflejada en el tiempo y en función de la nubosidad n (octavos) para $\phi_g = 1^\circ S$. Rango espectral integrado $0.4\mu < \lambda < 1.20\mu$

$$\lambda_g = 82^\circ W$$

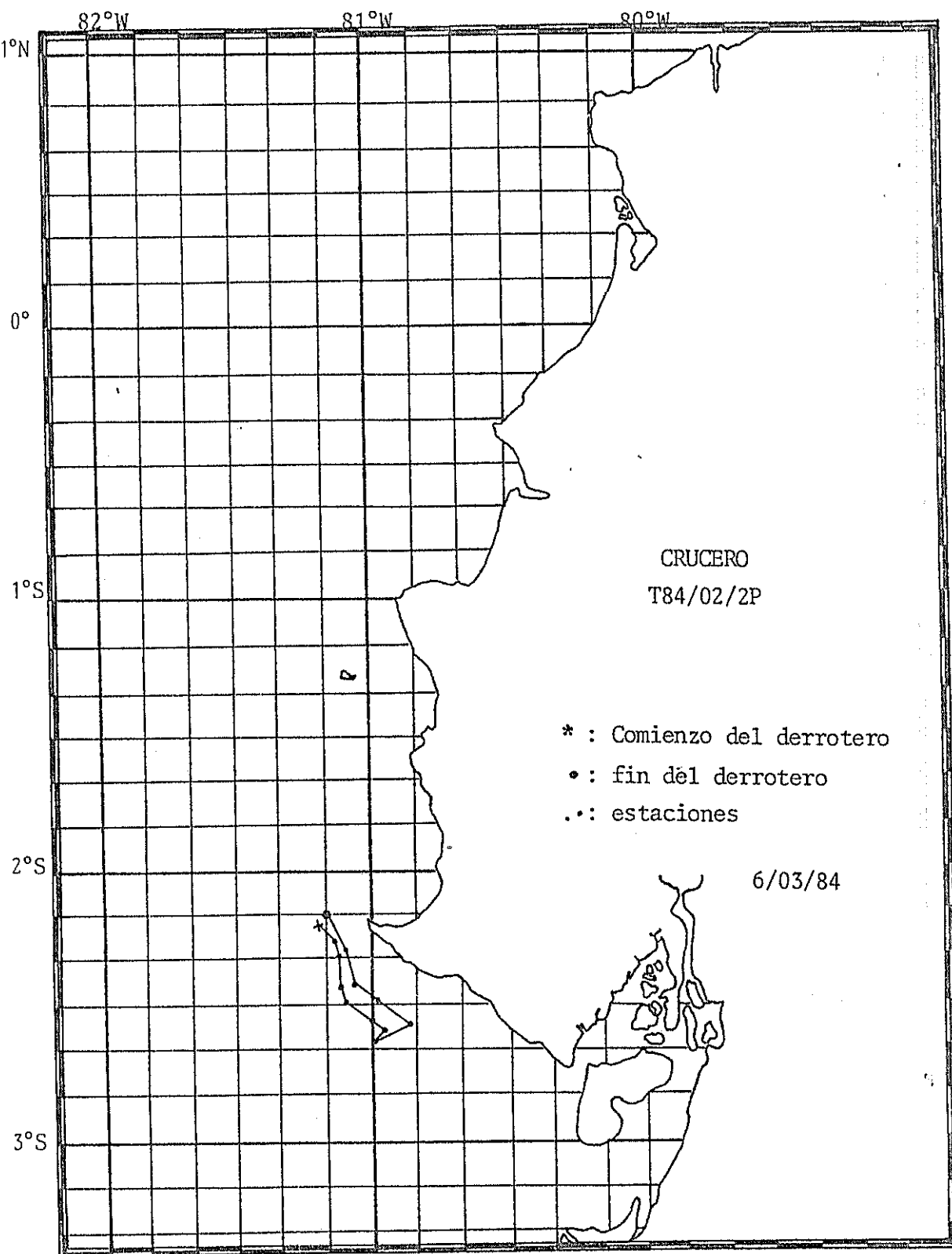


Fig. Nº 29 Mapa ilustrativo para los supcapítulos 5.4.4 y 5.4.5.

TABLA XVI

Radiación solar diaria (flujo) al tope de la atmósfera superior (cal/cm²/día), según el cálculo computacional $S_0 = 1.94 J \text{ Lg/min}$

ϕ g	MAR 21	ABR 13	MAY 6	MAY 29	JUN 22	JUL 15	AG 31	SEP 23	OCT 16	NOV 30	DIC 22	ENE 13	FEB 26
85°	52.44							69.56					
80°	129.22	395.87					416.28	145.96	2.29				0.33
70°	280.77	505.15	734.33				517.14	294.98	118.21				108.22
60°	424.15	619.44	797.94	928.09	978.92	935.02	626.79	435.07	261.09	70.5	49.83	68.77	252.44
50°	554.73	719.81	859.47	954.52	989.41	957.97	723.14	561.93	402.92	201.36	175.93	200.37	396.45
40°	668.49	800.47	903.74	969.0	991.45	969.80	800.02	671.74	535.49	345.49	319.76	345.23	531.89
30°	761.97	858.04	925.45	963.37	974.58	961.68	854.02	761.13	653.49	489.18	465.83	489.82	653.14
20°	832.32	890.37	922.33	934.40	935.43	930.62	883.04	827.40	752.79	624.63	605.59	626.28	755.89
10°	877.38	896.29	893.7	881.65	873.44	876.08	885.99	868.53	830.11	746.15	732.92	748.85	836.71
0°	895.81	875.55	840.16	806.09	789.70	799.05	862.66	883.27	882.99	849.35	843.09	853.11	893.01

(continúa)

TABLA XVI (continuación)

ϕ	MAR 21	ABR 13	MAY 6	MAY 29	JUN 22	JUL 15	AG 31	SEP 23	OCT 16	NOV 30	DIC 22	ENE 13	FEB 26
10°	887.02	828.73	763.16	707.79	686.53	701.65	813.75	871.17	909.77	930.88	932.50	935.64	923.04
20°	851.29	757.31	665.16	595.89	567.28	587.05	740.77	832.60	909.69	988.47	998.69	994.18	925.42
30°	789.71	663.52	549.49	468.51	436.37	459.42	646.03	768.74	882.86	1021.09	1040.51	1027.65	901.71
40°	707.14	550.40	420.42	332.92	299.55	324.10	532.64	681.52	830.36	1029.31	1058.54	1036.66	851.44
S 50°	597.21	421.79	283.48	196.35	164.83	188.46	404.49	573.59	754.34	1016.29	1056.38	1024.39	777.28
60°	472.17	282.52	146.74	70.96	46.71	65.07	266.55	448.24	658.37	999.35	1045.20	1000.35	682.97
70°	332.88	139.57	27.75				126.25	309.27	549.28				575.97
80°	183.83	12.74					6.62	160.94	454.01				489.57
85°	107.71							84.71					

ϕ_g	MAR 21	ABR 13	MAY 6	MAY 29	JUN 22	JUL 15	AG 31	SEP 23	OCT 16	NOV 30	DIC 22	ENE 13	FEB 26
85°													
80°	155	423	760				418	153	7				
70°	307	525	749				519	303	129				131
60°	447	635	809	934	979	929	629	442	273	72	49	73	276
50°	575	732	867	958	989	954	725	568	414	204	176	205	419
40°	686	807	910	972	991	967	798	677	545	348	317	350	553
30°	775	865	929	967	975	960	856	765	663	492	466	494	670
20°	841	894	923	935	935	930	884	831	760	627	605	630	769
10°	882	897	893	881	873	877	887	871	835	748	733	752	845
0°	895	873	837	804	790	800	863	885	886	851	843	855	896
10°	882	824	760	707	687	704	814	871	910	931	933	936	921
20°	841	750	660	593	567	590	741	831	907	988	999	993	918
30°	775	654	543	465	436	463	646	765	877	1020	1041	1025	888
40°	686	538	413	329	297	328	533	677	819	1027	1059	1032	828
50°	575	408	276	193	165	192	404	568	743	1014	1056	1018	752
60°	447	269	140	68	47	68	266	442	644	987	1046	992	652
70°	307	127	23				126	303	532				539
80°	155	13					7	153	429				
85°													

TABLA XVII

Radiación total diaria al tope de la atmósfera superior (cal/cm²/día)

Según Tabla de Milankovitch del anuario del Smithsonian Institute.

$$S_0 = 1.94 \text{ Lg/min}$$

S

N

LATITUD (°)	80	70	60	50	40	30	20	10	0	10	20	30	40	50	60	70	80
Error Prom. (%)	6	6	2	1	1	0.7	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.7	1	1	2	2	5
Error max. (%)	6	17	8	5	3.8	1.6	1.7	0.9	0.4	0.6	1.2	1.9	2.6	3.8	5	6.8	5
Error mín. (%)	4	0.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.6	0	5

TABLA XVIII

Errores promedios obtenidos al comparar las Tablas XVI y XVII.

1 : Método computacional

2 : Occhipinti

Lg/día

MES (15)	NACER DEL SOL	PONER DEL SOL	INSOLACION POSIBLE	DECLINACION	RADIO VECTOR	RADIACION EN LA ATM. SUP.	DIFERENCIA (1-2) %
ENERO	1 5h17'30"	18h42'29"	13h24'58"	-21°33'22"	1.0166	1032.93	
	2 5h18'5"	18h41'4"	13h23'30"	-21°13'	1.032	1040.01	-0.6
FEBR.	1 5h33'37"	18h26'22"	12h52'44"	-13°49'25"	1.0124	971.48	
	2 5h35'33.4"	18h24'26.5"	12h48'53"	-12°5'	1.024	971.92	-0.04
MARZ.	1 5h53'27"	18h6'32"	12h13'4"	-3°29'55"	1.0055	867.43	
	2 5h55'38.5"	18h4'21.5"	12h81'43.1"	-2°20'	1.011	869.13	-0.19
ABR.	1 6h16'26"	17h43'33"	11h27'6"	8°44'5"	0.9966	718.58	
	2 6h18'5"	17h41'55"	11h23'50"	9°35'	0.992	714.93	0.5
MAYO	1 6h35'42"	17h24'17"	10h48'35"	18°23'28"	0.9892	586.69	
	2 6h36'27.5"	17h23'32.5"	10h47'51"	18°45'	0.978	587.38	0.1
JUN.	1 6h46'15"	17h13'44"	10h27'29"	23°14'46"	0.9844	516.47	
	2 6h46'22.6"	17h13'37.4"	10h27'14.8"	23°18'	0.970	526.22	1.8
JUL	1 6h43'2"	17h16'57"	10h33'54"	21°48'34"	0.9838	535.17	
	2 6h42'37.5"	17h17'22.4"	10h34'44.9"	21°37'	0.968	543.98	1.6
AG.	1 6h27'26"	17h32'33"	11h5'7"	14°21'16"	0.9874	636.63	
	2 6h27'9.6"	17h32'50.4"	11h5'40.8"	14°13'	0.976	652.77	2.4
SEP.	1 6h5'23"	17h54'36"	11h49'12"	2°53'8"	0.9945	782.52	
	2 6h6'2.5"	17h53'57.4"	11h47'55"	3°14'	0.989	783.30	0.09
OCT.	1 5h43'6"	18h16'53"	12h33'47"	-8°58'6"	1.0029	913.90	
	2 5°44'19.3"	18°15'40.7"	12h31'21.3"	-8°20'	1.006	918.18	0.46
NOV.	1 5h23'30"	18h36'29"	13h12'59"	-18°46'7"	1.011	1004.33	
	2 5°24'20.8"	18h35'39.1"	13h11'18.2"	-18°22'	1.020	1009.22	0.48
DIC	1 5h13'41"	18h46'18"	13h32'36"	-23°16'2"	1.0161	1041.59	
	2 5°13'43.9"	18h46'16"	13h32'32.1"	-23°15'	1.031	1050.64	0.86

TABLA XIX

Tabla comparativa de resultados de valores astronómicos y flujo de radiación solar en la atmósfera superior para la estación oceanográfica costera Cananeia, Brasil.

$\phi_g: 25^{\circ}00'57''$ S $\lambda_g: 47^{\circ}55'35''$ W $S_0 = 1.98$ lg/min.

ϕ σ	MAR 21	MAY 6	JUN 22	AG 8	SEP 23	NOV 8	DEC 22	FEB 4
0.7	534	542	524	537	527	456	408	460
10°N 0.8	639	649	630	643	630	555	503	560
0.6	436	444	428	439	430	366	323	370
0.7	546	501	462	496	538	519	493	524
0° 0.8	652	602	560	597	643	626	598	631
0.6	447	407	372	404	440	422	397	427
0.7	534	439	382	436	527	563	560	568
10°S 0.8	639	534	471	530	630	673	672	680
0.6	436	353	303	349	430	461	457	465

TABLA XX

Flujo de Radiación Directa que llega a la tierra con varios coeficientes de transmisión atmosférica σ
 $S_0 = 1.94$ Lg/min. Valores aplicados a una superficie horizontal. Según el Smithsonian Institute.

(Lg/día)

(ϕ_g)	$\lambda(\mu)$								
	MAR 21	MAY 6	JUN 22	AG 8	SEP 23	NOV 8	DIC 22	FEB 4	
10°N	458.67	466.79	479.48	485.73	475.78	435.49	400.45	411.0	.35< λ ≤ 1.20
	556.24	564.23	593.24	601.22	590.01	545.53	495.53	499.08	.35< λ ≤ 1.50
	668.98	675.29	714.22	724.12	711.82	656.66	595.79	600.97	.35< λ ≤ 1.75
0°	461.86	433.22	424.02	445.25	474.24	476.29	452.67	450.75	.35< λ ≤ 1.20
	550.93	516.77	514.09	539.82	574.98	586.96	548.83	437.67	.35< λ ≤ 1.50
	673.43	631.67	626.21	657.54	700.37	716.12	668.52	657.22	.35< λ ≤ 1.75
10°S	463.04	397.41	375.12	409.50	477.05	518.86	511.88	488.36	.35< λ ≤ 1.20
	553.47	475.71	458.31	500.35	584.67	643.49	625.82	581.61	.35< λ ≤ 1.50
	675.46	581.15	558.09	609.32	713.78	783.54	762.49	706.46	.35< λ ≤ 1.75

TABLA XXI

Flujo de radiación directa a la Tierra (según el programa) integrado entre diferentes límites

$S_0 = 1.941 \text{ Ig/min.}$ Valor aplicado a superficie horizontal.

HORA	POSICION		PRESION (mb)	NUBOSIDAD (octavos)	NUBES (iniciales)	DISCO SECHI (m)	TEMP. SUP. (°C)	OBSERVACIONES
	ϕ_g	λ_g						
06:21	02°13.8'S	081°13.8W	1012.1	8	St-Ci		26.8	agua azul
07:00	02°16.7'S	081°08.7W	1012.0	6	St-Ci		26.8	" azul
08:02	02°20.1'S	081°07.9'W	1012.0	5	"		26.5	" azul
09:05	02°21.4'S	081°08.4'W	1012.5	5	"	13.5	26.2	" azul
10:00	02°20.6'S	081°09.5'W	1013.0	2	"		26.8	" azul
11:00	02°27.7'S	081°08.1'W	1013.0	1	St-Ci-Cu		27.0	" azul
11:45	02°30.6'S	081°07.6'W	1012.5	2	Si-St	17.5	27.6	" azul
13:00	02°37.7'S	080°58.3'W	1012.0	1	Si-St-Cu		27.8	" azul
13:40	02°39.9'S	080°56.1'W	1011.5	1	Ci-Cu	11.5	28.6	" azul
15:00	02°36.1'S	080°53.3'W	1010.2	1	Cu		28.9	" azul
16:00	02°28.6'S	081°06.7'W	1009.8	1	Cu-Ci		28.8	" azul
17:00	02°19.3'S	081°07.7'W	1009.0	1	Cu-Ci		27.9	" azul
18:00	02°11.6'S	081°10.6'W	1009.0	1	"		27.8	" azul

TABLA XXII

Datos oceanográficos meteorológicos tomados por el autor en el crucero T84/02/2P: 06/03/84.

A N E X O S

ANEXO A

ESQUEMA GENERAL PARA LA RECOLECCION DE INFORMACION SOLAR

El método presentado en esta tesis, a pesar de todo el cuidado que se ha puesto en su elaboración, tiene algunos problemas de confiabilidad debido a errores o falta de certeza, a fin de precisar la información tal como la nubosidad, la cantidad de agua precipitable (vapor de agua) etc. pueden tener ciertas fallas, ya que como recordaremos los polinomios de interpolación fueron obtenidos a partir de tablas, polinomios que se basan en que la distribución espacial es contínua, lo cual es aventurero decirlo.

Esto hace necesario que a pesar de haber probado la bondad del algoritmo, en base a la obtención de información in situ que nos permita optimizar el proceso, aunque se vuelva a recalcar que este método y sus resultados son constantes a las necesidades en nuestro medio.

El esbozo de este esquema de toma de información con fines de optimización y verificación in situ, puede adolecer de algunos errores, pero en todo caso se deja establecida la metodología a seguir .

OBJETIVOS :

Tomar, recolectar y procesar información :

1) Meteorológica :

- a) Vientos (magnitud y dirección)
- b) Presión Barométrica
- c) Nubosidad y tipo de nubes predominantes
- d) Humedad
- e) Precipitación (posible o no)

2) SOLARINIMETRICA :

- a) Radiación directa (flujo)
- b) Radiación Global
- c) Radiación reflejada
- d) Distribución de la radiación en el agua marina.

PROCEDIMIENTO :

La información meteorológica no precisa de la implementación de equipos, porque las estaciones meteorológicas de nuestro país están equipadas con la necesaria instrumentación. En cambio para la información solarinimétrica se necesita mínimo de :

- 1 pyranómetro
- 1 pyrliometro
- 1 Fotómetro
- 1 Reflectómetro

La localización de las estaciones solarinimétricas podrían ser en :

- i.- Estac. Met. Esmeraldas (lo más al Norte posible)
- ii.- Estac. Met. en El Oro (lo más al sur posible)

iii.- Monteverde, Guayas.

iv.- Islas Galápagos : (Estación Charles Darwin)

La información de una de estas estaciones estaría apoyada con la obtenida en los cruceros que realizan los barcos de investigación Tohalli del Instituto Nacional de Pesca y Orión del INOCAR. Se debe tratar de tomar el meridiano 82°W como la transecta de medición (de estos datos) para todos los cruceros. Las estaciones de tierra tomarán la información de la siguiente manera :

- Meteorológica: Se la tomará Hora a Hora desde que despunte el sol hasta que decline.
- Solarinimétrica de igual forma.

En lo referente a la información solarinimétrica se podría contar con un mínimo de 1 equipo (juegos) con lo que podremos alternar el equipo en las estaciones meteorológicas del continente y de Galápagos (con la ayuda de INAMHI) ya que es la que está ubicada debajo del cordón de nubes ecuatoriales.

Cuando existan cruceros, los equipos de tierra irán a los barcos (suspendiéndose temporalmente las mediciones en tierra) intercambiados, ya que generalmente rara vez coinciden las fechas de sus cruceros. Los equipos imprescindibles serán un pyranómetro, y un fotómetro, a más de otros (dis

co Sechi, termómetros, barómetros) que generalmente portan los dos barcos.

Las mediciones meteorológicas y solarinimétricas serán continuas en el paralelo 82°W y en la zona del Golfo de Guayaquil (donde se pondrá especial atención), las mediciones ópticas (disco Sechi, color de agua, etc.) en la mayor cantidad posible.

TIEMPO DE MEDICIONES

Lo ideal sería que se mantenga este tipo de mediciones durante el mayor tiempo posible y que se cree su respectivo banco de datos. Con la obtención de largas series de tiempo se puede realizar tratamiento estadístico y analítico (análisis espectral).

El tiempo mínimo es un año, con el objetivo de registrar las situaciones extremas estacionales (meteorológicas, astronómicas, físicas).

RECURSOS HUMANOS :

- Estaciones Meteorológicas :

Como las estaciones serán del Inamhi, se aprovecharán los meteorólogos que trabajan actualmente. Seguramente se necesitará uno o más hombre por cada estación, puesto que el trabajo se incrementará.

- Barcos de Investigación :

Un oceanógrafo o meteorólogo en cada crucero, que podría ser el mismo

para ambos, siempre y cuando no coincidan los cruceros.

- El equipo humano mínimo sería :
- Jefe de Proyecto (Oceanógrafo)
- Ayudantes (2)
- Personal administrativo eventual.

ACTIVIDADES :

	<u>COSTO UNITARIO</u>	<u>COSTO</u>
1) Medición y procesamiento de parámetros solarinimétricos :		
a) Preparación de equipos		
- Un oceanógrafo		
0.5 hom/mes x 1 mes	S/. 30.000,00 / mes.	S/. 15.000
b) Mediciones		
- Un observador		
1 hombre/mes x 12 meses	" 20.000,00 / mes	" 240.000
- Un (1) oceanógrafo		
1 hombre/mes x 2 meses ⁽¹⁾	" 30.000,00 / mes	" 60.000
c) Procesamiento		
- Un (1) oceanógrafo		
0.25 hom/mes x 12 meses	" 30.000,00 / mes	" 90.000

(¹) 4 cruceros de 15 días cada uno

	<u>COSTO UNITARIO</u>	<u>COSTO</u>
d) Análisis de datos		
- Un (1) oceanógrafo		
0.25 hom/mes x 2 meses	S/. 30.000/mes	S/. 15.000
e) Reportes		
- Un (1) oceanógrafo		
0.5 hom/mes x 1 mes	" 30.000/mes	" 15.000
- Un (1) dibujante		
1 hom/mes x 1 mes	" 12.000/mes	" 12.000
- Una (1) secretaria		
1 hom/mes x 1 mes	" 15.000/mes	" 15.000
2) EQUIPOS :		
- 1 pyranómetro	" 3.000/mes ⁽²⁾	" 36.000
- 1 pyr heliómetro	" 400.000 ⁽³⁾	" 400.000
- 1 fotómetro	" 3.000/mes	" 36.000
3) MOVILIZACION :		
- Terrestre		
10 días x S/. 3.000		" 30.000

⁽²⁾ Precio de mantenimiento, pues existen en el país.

⁽³⁾ Precio de adquisición (aproximado)

	<u>COSTO UNITARIO</u>	<u>COSTO</u>
4) TRABAJO DE OFICINA :		
a) Utiles de oficina	S/. 10.000	S/ 10.000
b) Imprevistos : 10% del total de gastos directos		" 94.700
		<hr/>
(4)		
T O T A L		S/ 1'041.700 <hr/> <hr/>

(4) Estos costos son muy estimativos, pero pretendo dar una idea de los posibles costos.

ANEXO B

CALCULO DE PARAMETROS SOLARINIMETRICOS PARA SUPERFICIES INCLINADAS

El método empleado para determinar la Radiación (flujo) de radiación Solar en el océano (considerado como una superficie horizontal) puede ser ampliado para calcular la radiación Solar (flujo) no sólo en una superficie horizontal al nivel del mar, sino que puede corregirse y/o añadirse ciertas sentencias programáticas para obtener el flujo de radiación solar en una superficie inclinada y/u orientada en cualquier dirección , y a cualquier altura barométrica no menor de 700 mm (milibares) . Este apéndice puede tener una aplicación útil en la construcción de viviendas, agricultura, o tecnología barata teniendo como fuente de energía el sol.

Recordemos el flujo de radiación solar en una superficie plana u horizontal en la atmósfera superior está determinada por la relación,

$$S_{O,\lambda} = S_0 \cos Z_\theta = S_0 \sin h_s \quad 1.B$$

donde h_s es el ángulo entre los rayos solares y el plano incidido. De manera análoga podemos calcular $S_{p,\lambda}$ para un plano inclinado por medio de

$$S_{p,\lambda} = S_0 \cos \theta \quad 2.B$$

$$S_{p,\lambda} = S_0 \cos \theta$$

donde θ es la diferencia entre h_s y el ángulo de inclinación ϵ (respecto a una superficie geopotencial) del plano. (Fig. Nº 30)

Recordando por intermedio de la trigonometría esférica

$$\cos \theta = \cos \epsilon \operatorname{Sen} h_s + \operatorname{Sen} \epsilon \operatorname{Cos} h_s \operatorname{Cos} A \quad 3.B$$

Donde A ⁽²⁾ es la diferencia entre el azimut del sol y el azimut del plano inclinado.

$$A = A_{\odot} - A_p$$

Tenemos que :

$$\cos Z_{\odot} = \operatorname{Sen} \phi_g \operatorname{Sen} \delta_{\odot} + \operatorname{Cos} \delta_{\odot} \operatorname{Cos} \phi_g \operatorname{Cos} t_{\odot}$$

$$\operatorname{Sen} \delta_{\odot} = \operatorname{Sen} \phi_g \operatorname{Cos} Z_{\odot} - \operatorname{Cos} \phi_g \operatorname{Sen} Z_{\odot} \operatorname{Cos} A_{\odot}$$

$$\operatorname{Sen} A_{\odot} = \frac{\operatorname{Cos} \delta_{\odot} \operatorname{Sen} t_{\odot}}{\operatorname{Sen} Z_{\odot}} \quad 4.B$$

Con lo que obtenemos,

$$S_{p,\lambda} = S_{\odot} \cos \epsilon (\operatorname{Sen} \phi_g \operatorname{Sen} \delta_{\odot} + \operatorname{Cos} \delta_{\odot} \operatorname{Cos} t_{\odot}) + \operatorname{Sen} \epsilon \{ \operatorname{Cos} A_p \operatorname{tg} \phi_g (\operatorname{Sen} \phi_g \operatorname{Sen} \delta_{\odot} + \operatorname{Cos} \phi_g \operatorname{Cos} \delta_{\odot} \operatorname{Cos} t_{\odot}) - \operatorname{Sen} \delta_{\odot} \operatorname{Sec} \phi_g + \operatorname{Sen} A_p \operatorname{Cos} \delta_{\odot} \operatorname{Sen} t_{\odot} \} \quad 5.B$$

cuando $\epsilon=0$

$$S_{p,\lambda} = S_{\odot,\lambda} = S_{\odot} \operatorname{Cos} Z_{\odot} \quad 6.B$$

$\epsilon=90^{\circ}$

$$S_{p,\lambda} = S_{\odot} \{ \operatorname{Cos} A_p \operatorname{tg} \phi_g (\operatorname{Sen} \phi_g \operatorname{Sen} \delta_{\odot} + \operatorname{Cos} \phi_g \operatorname{Cos} \delta_{\odot} \operatorname{Cos} t_{\odot}) - \operatorname{Sen} \delta_{\odot} \operatorname{Sen} \phi_g + \operatorname{Sen} A_p \operatorname{Cos} \delta_{\odot} \operatorname{Sen} t_{\odot} \} \quad 7.B$$

(1) El programa cuenta ya con las respectivas declaraciones para los casos de $700 \leq p \leq 1000 \text{mb}$

(2) Azimut A_{\odot} es la distancia angular que existe entre el círculo vertical que contiene al zenith y al sol, y el punto Sur.

Lógicamente el tiempo que el sol estará sobre la superficie inclinada será diferente que el de una superficie horizontal, por lo que el "nacer" y el "poner" del sol para esa superficie se lo puede obtener con el método propuesto por Raineir Alves, et al. (ver bibliografía)

RADIACION GLOBAL

La radiación global (difusa + directa) que incide sobre la superficie inclinada es extremadamente difícil establecerla, porque está en dependencia de la altura del sol, turbidez atmosférica (coeficiente de transmisión), albedo, nubosidad. Desafortunadamente no existen publicaciones que traten esta dependencia a fondo. Sin embargo, Kondratev propuso la siguiente relación para determinar la radiación difusa.

$$S_{D,p,\lambda} = S_{O,\lambda} \cos^2 \frac{\epsilon}{2} \quad 8.B$$

donde $S_{D,p,\lambda}$ es la radiación difusa para el plano inclinado. $S_{O,\lambda}$ es igual a

$$K_{h_s} (S_{w,h_s} - S_{O,\lambda}) \text{ Sen } h_s \quad 9.B$$

según Anstrong donde $K_{h_s} = 0.5 \text{ Sen }^{1/3} h_s$, por lo que,

$$S_{D,p,\lambda} = \frac{1}{2} \text{ Sen }^{1/3} h_s (I_{w,h_s} - I_H) \cdot \text{ Sen } h_s$$

$$= \frac{1}{2} \text{ Sen }^{1.33} h_s (I_{w,h_s} - I_H) \quad 10.B$$

$\text{Sen }^{1.33} h_s \approx \text{Sen } h_s$, e $I_{w,h_s} = 0.91 S_{O,\lambda}$, entonces

$$I_H = \frac{1}{2} \text{ Sen } h_s (0.91 S_{O,\lambda} - S_{D,\lambda}) \quad 11.B$$

Estas dos últimas expresiones establecen la similitud con el método del Smithsonian Institute para calcular la radiación difusa, por lo tanto de acuerdo a nuestra tesis podemos aproximar la radiación difusa para un plano inclinado.

$$S_{D,p,\lambda} = S_{D,\lambda} \text{ Cos}^2(\epsilon/2) \quad 12.B$$

$S_{D,\lambda}$: Radiación difusa para un plano horizontal

cuando ϵ es cero (0) vemos que :

$$I_{D,p,\lambda} = S_{D,\lambda}$$

Finalmente la radiación global para una superficie inclinada será :

$$S_{G,p,\lambda} = S_{p,\lambda} + S_{D,p,\lambda} \quad 13.B$$

Habría también que determinar la radiación reflejada y la atenuada por nubes, para la primera el cálculo es :

$$S_{R,p,\lambda} = S_{G,p,\lambda} \cdot A' (1 - \text{Cos}^2\epsilon/2) \quad 14.B$$

donde A' es el albedo del plano.

Para la atenuación por nubes no se ha encontrado información. En todo caso este apéndice queda como una inquietud que puede desarrollarse.

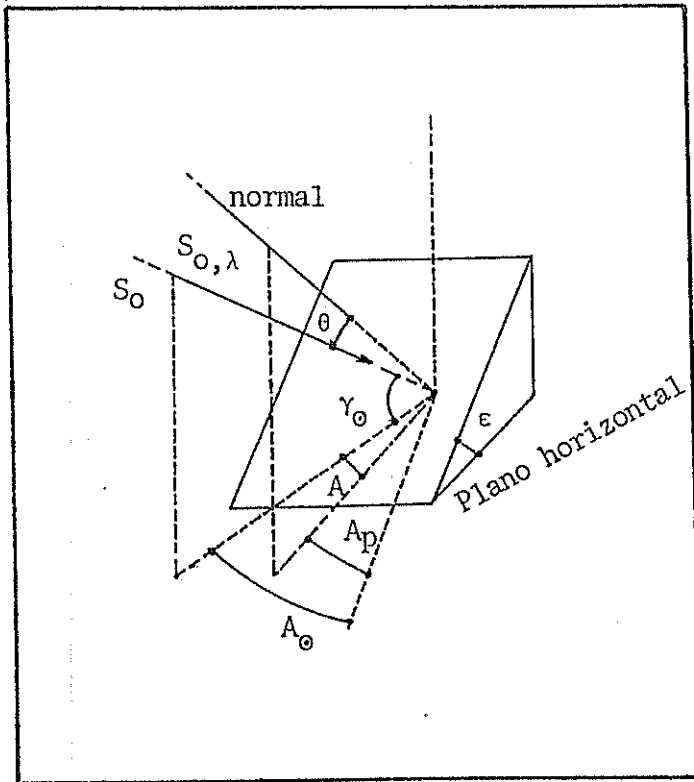


Fig. N° 30 Ilustración del cálculo de insolación sobre un plano inclinado arbitrario.

A N E X O C

LISTADO DEL PROGRAMA GENERAL, SUBROUTINA Y RESULTADOS TIPICOS

PROGRAMA SUBALFA

OBJETIVO

DETERMINAR LOS FLUJOS DE RADIACION SOLAR EN LA ATMOSFERA SUPERIOR, DIRECTA, DIFUSA, GLOBAL, REFLEJADA Y GLOBAL PARA CUALQUIER LATITUD DE LA TIERRA NO MAYOR A 90 GRADOS. ADEMAS PROVEE LA DISTRIBUCION DE LA ENERGIA ADSEVIDA EN LAS CAPAS SUPERIORES DE CUALQUIER OCEANO.

CONSIDERANDO

- FACTORES ASTRONOMICOS
 - DISTANCIA SOL-TIERRA
 - DECLINACION SOLAR
 - NACER Y PONER DEL SOL
- FACTORES FISICOS
 - REFRACCION
 - REFLEXION
 - DISPERSION
 - ABSORCCION
- FACTORES OPTICOS
 - MASA ATMOSFERICA OPTICA
- FACTORES GEOGRAFICOS
 - LATITUD Y LONGITUD
 - ALTITUD
- METEOROLOGICOS
 - NUBOSIDAD
 - PRESEN ATMOSFERICA
 - ESTACION CLIMATICA
- OCEANOGRAFICOS
 - CLAS DE VIENTO
 - TIPO DE AGUA (SALINIDAD)
 - COEFICIENTES DE ATENUACION.-

DATOS PRECISADOS

- 1.- NOMBRE DE LA ESTACION
 - EJM CCEN CANN (MET CUYA)
 - (ESTACION OCEANOGRAFICA DE CANNANCIA O ESTACION METEOROLOGICA DE GUAYABITO)
- 2.- SITUACION GEOGRAFICA
 - EJM LON 047 55 35 O
 - LAT 025 00 57 S
- 3.- FECHA (DD/MM/AA)
- 4.- PRESION ATMOSFERICA, ESTACION DEL AÑO Y NUBOSIDAD
 - EJM 989 MM (MILIBARES)
 - 'S' ESTACION SECA O 'H' EST. MOJADA
 - 7 OCTAVOS

5.- DEFINIR LA NUBOSIDAD
EJM SI ES EN OCTAVES 'OO'
SI ES EN DECIMOS 'DE'

6.- COEFICIENTES DE ATENUACION DEL AGUA
EJM TIPO DE AGUA II -CLASF. DE JERLEVS-
R=.78
ETA1=1.4
ETA2=7.7

SOL00620
SOL00630
SOL00640
SOL00650
SOL00660
SOL00670
SOL00680
SOL00690
SOL00700
SOL00710

ACION QUE FACILITA

- CURVAS DIARIAS DE RADIACION

DIRECTA
DIFUSA
GLOBAL
REFLEJADA
ABSORVIDA

SOL00720
SOL00730
SOL00740
SOL00750
SOL00760
SOL00770
SOL00780
SOL00790
SOL00800
SOL00810
SOL00820
SOL00830
SOL00840
SOL00850
SOL00860
SOL00870

- PERFILES DIARIOS DE LA DISTRIBUCION DE LA ENERGIA SOLAR EN EL OCEANO
- TABLAS DE FACTORES ASTRONOMICOS Y METEOROLOGICOS
- SUMATORIAS DIARIAS DE LAS CURVAS DIARIAS DE RADIACION

SOL00880
SOL00890
SOL00900

ACIONES UTILES

- EL NUMERO DE DIAS A PROCESAR SERA UN DATO DE ENTRADA.-
- LOS LIMITES DE LA INTEGRAL DE ANSTRONG SE PUE DEN MODIFICAR DENTRO DEL LAZO ' DE 3.....'
- LOS COEFICIENTES DE ATENUACION PARA EL AGUA DE MAR SE LE DA EN LAS PRIMERAS LINEAS DEL PROGRAMA (ETA1 Y ETA2).-

SOL00910
SOL00920
SOL00930
SOL00940
SOL00950
SOL00960
SOL00970
SOL00980
SOL00990
SOL01000

S CARACTERISTICAS Y DETALLES DEL PROGRAMA REMITIRSE AL TEXTO
A TESIS.-

SOL01010
SOL01020
SOL01030
SOL01040
SOL01050
SOL01060

EL PROGRAMA FUE CREADO POR FRANKLIN GRMAZA GONZALEZ
BAJO LA SUPERVISION DEL DR. PH. AFFONSO MASCARENHAS
PROFESOR DEL INSTITUTO OCEANOGRAFICO DE LA UNIVERSI
DAD DE SAN PABLO-BRASIL
OBJETIVO MODELO COMPUTACIONAL PARA OBTENER PARAME
TROS SOLARINIMETRICOS-OCEANOGRAFICOS
EL PROGRAMA ES EL RESULTADO FINAL DE LA TESIS DE
GRADO, PREVIA OBTENCION TITULO
LICENCIADO EN OCEANO
GRAFIA FISICA
DIREKTOR DE TESIS ING. OCEAN. ENRIQUE SANCHEZ C.

SOL01070
SOL01080
SOL01090
SOL01100
SOL01110
SOL01120
SOL01130
SOL01140
SOL01150
SOL01160
SOL01170
SOL01180
SOL01190
SOL01200

*** GUAYAQUIL, JUNIO DE 1984

***** SOLC12

----- SOLC12

EL PROGRAMA FUE DESARRROLLADO POR FRANKLIN URMAZA G.
EN EL COMPUTADOR DE LA UNIVERSIDAD ESTATAL DE SAL
PAULO-BRASIL.
TIPO BURROUGH SISTEMA 530

ADAPTADO, MEJORADO Y OPTIMIZADO POR EL MISMO AUTOR
EN EL COMPUTADOR DE LA ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA
DEL LITORAL-GUAYAQUIL-ECUADOR
TIPO IBM SISTEMA 4344

----- SOLC13

----- SOLC13

----- SOLC13

----- SOLC13

----- SOLC13

----- SOLC13

----- SOLC13

----- SOLC13

----- SOLC13

----- SOLC13

----- SOLC13

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

***** SOLC14

INSTANTES ASTRONOMICAS Y COEFICIENTES DE JERLUVS.

NS=1.98/60.00

Q=86400.

ERC=14950000.

i=3.14159265

k=0.01673

ERU=2415022.5

E=0.38

EN=0

APA=1

ER=0.77

TA1=140.

TA2=790.

LL=0.40

```

000
ETA1/100.
ETA2/100.
-----
NOMBRE DE LA ESTACION MEDIANTE DOS VARIABLES ALFANUMERICAS
BITS CADA UNA.-
-----
(5,12)EST,OCE
T(A4,1X,A4)
-----
LA POSICION GEOGRAFICA DE LA ESTACION EN GRADOS, MINUTOS Y
SEGUNDOS.-
-----
(5,11)LONG,LONM,LONS,LON,LATG,LATM,LATS,LAT
T(1X,13,1X,12,1X,12,1X,A1,2X,13,1X,12,1X,12,1X,A1)
-----
NOMBRE Y POSICION GEOGRAFICA DE LA ESTACION.-
-----
(6,13)EST,OCE, LONG,LONM,LLNS,LON,LATG,LATM,LATS,LAT
T(1X,'ESTACION',A4,1X,A4,/,1X,'LONGITUD',13,1X,12,1X,12,1X,12,1X,A1)
/,1X,'LATITUD',13,1X,12,1X,12,1X,A1,/)
(6,1035)GLL,DMM
T(1X,/,119('-''),/,37X,'RANGO ESPECTRAL INTEGRADO',F7.2,
4.2,') NU3',/,119('-''),/,/,/)
-----
*****
INICIA EL PROCESO PARA CALCULAR LOS FACTORES QUE ACTUAN EN EL
CICLO DE LA RADIACION SOLAR QUE LLEGA A LA SUPERFICIE DE LA TIL-
/ EL MAR.-
-----
*****
LAZOS ESTAN CONTROLADOS POR EL NUMERO DE DIAS A PROCESAR LA COR-
RECCION DE RADIACION SOLAR EL OPERADOR MANEJARA A CONVENIENCIA
EL LIMITE DEL LAZO, DANDO EL NUMERO DE DIAS DESEADOS.-
-----
EL NUMERO DE DIAS A PROCESAR.-
-----
(5,17)NFIN
T(13)
N=I,NFIN
-----
FECHA(DD MM AAAA),ESTACION,NUBOSIDAD Y PRESION ATMOSFERICA.-
SI LA NUBOSIDAD ESTA DADA EN OCTAVOS DE OC, SI ESTA EN SE-
GUNDOS DE INMEDIATAMENTE DESPUES DE LA PRESION ATMOSFERICA.
-----
(5,10)IDIA(N),JMES(N),KANU(N),KE(N),NUK(N),NUT(N),PRE(N),TDT
T(1X,12,1X,12,1X,14,2X,A1,1X,2(11,1X),F7.2,2X,A2)

```

LOAT(KANG(N))	SOL02410
LOAT(IDIA(N))	SOL02420
FLOAT(LONG)	SOL02430
FLCAT(LCNM)	SOL02440
FLCAT(LONS)	SOL02450
FLOAT(LATG)	SOL02460
FLCAT(LAIM)	SOL02470
FLCAT(LATS)	SOL02480
	SOL02490
	SOL02500

TRANSFORMA EL GRADO DE NUBOSIDAD DE OCTAVOS A DECIMOS, PEGANDO	SOL02510
EXPRESION MATEMATICA DE URMAZA G.	SOL02520
	SOL02530

J.EQ.'DE') GO TO 703	SOL02540
)=FLOAT(NUK(N))/10.+FLOAT(NUK(N))*0.025	SOL02550
)=FLOAT(NUT(N))/10.+FLOAT(NUT(N))*0.025	SOL02560
704	SOL02570
)=FLCAT(NUK(N))/10.	SOL02580
)=FLOAT(NUT(N))/10.	SOL02590
)=PRE(N)*1000./760.	SOL02600
	SOL02610
	SOL02620
	SOL02630

ASIGNAN LOS RESPECTIVOS SIGNOS A LA INFORMACION GEOGRAFICA.-	SOL02640
	SOL02650
	SOL02660
	SOL02670
T.EQ.'S') FAC=-1.	SOL02680
FAC*PI/180.*(GLAT+RLAM/60.+SLAT/3600.)	SOL02690
	SOL02700
N.EQ.'O') FAT=-1.	SOL02710
FAT*(GLON+RLON/60.+SLON/3600.)*PI/180.	SOL02720
NU-1900.	SOL02730
	SOL02740
	SOL02750

TERMINA LA FECHA JULIANA A PARTIR DE LA FECHA GREGORIANA.-	SOL02760
	SOL02770
	SOL02780
	SOL02790
ES(N).EQ.1) GO TO 100	SOL02800
ES(N).EQ.2) GO TO 101	SOL02810
ES(N).GE.3) GO TO 102	SOL02820
	SOL02830
103	SOL02840
1.	SOL02850
103	SOL02860
INT(30.6*(FLOAT(JMES(N)-1))-1.7)+AIN1(1.1-ARU/4.+AIN1(ARU/4.)	SOL02870
4150195E-01	SOL02880
N)=RJD+DIA+AIN1((ARU-1.)/4.)+365.*ARU+POV+LONGI*180/PI/15./24.	SOL02890
	SOL02900
	SOL02910

TERMINA EL RADIO VECTOR INSTANTANEO TIERRA-SOL.-	SOL02920
	SOL02930
	SOL02940
PI/365.242199*(RDJU(N)-TCERL)	SOL02950
RZERO*(1.-EX*COS(RM)+0.5*(EX**2.)*(1.-COS(2.*RM)))	SOL02960
N)=RZERO/RAD	SOL02970
	SOL02980
	SOL02990
	SOL03000

CULA LA DECLINACION SOLAR PARA ESE DIA.

```
CL1(N)=0.4094251*COS(PI*2.*(373.-RDJU(N))/365.)  
CL1(N)  
=AINT(DEC*180./PI)  
S(DEC*180./PI)  
=AINT((RCK-AINT(RCK))*60.)  
.*(RCK-AINT(RCK))  
=AINT((RCP-AINT(RCP))*60.)
```

SOL03010
SOL03020
SOL03030
SOL03040
SOL03050
SOL03060
SOL03070
SOL03080
SOL03090
SOL03100
SOL03110

CISA EL NACER Y EL PONER DEL SOL PARA ESE DIA.-

```
.*ABS(ARCOS(-1.*(TAN(DEC)*TAN(LAT1))))*180./PI  
S(ARCOS(-1.*(TAN(DEC)*TAN(LAT1))))*180./PI  
=12.+(CRE/15.)  
=12.+(ALB/15.)  
)=AINT(AMA(N))
```

SOL03120
SOL03130
SOL03140
SOL03150
SOL03160
SOL03170
SOL03180
SOL03190
SOL03200
SOL03210

TERMINA EL TIEMPO NETO QUE ESTA EL SOL SOBRE EL PUNTO.-

```
S(OCA(N)-AMA(N))  
)=TIM  
=AINT(TIM)  
=AINT((TIM-AINT(TIM))*60.)  
IM-AINT(TIM))*60.  
=AINT((TER-AINT(TER))*60.)  
T(TIQ-TIL)*3600.  
=AINT(AMA(N))  
MA(N)-AINT(AMA(N))*60.  
=AINT(TIQ)  
=AINT((TIQ-MUM(N))*60.)  
=AINT(OCA(N))  
A(N)-AINT(OCA(N))*60.  
=AINT(TIQ)  
=AINT((TIQ-MOO(N))*60.)  
N).  
N)  
CL1(N)*180./PI
```

SOL03220
SOL03230
SOL03240
SOL03250
SOL03260
SOL03270
SOL03280
SOL03290
SOL03300
SOL03310
SOL03320
SOL03330
SOL03340
SOL03350
SOL03360
SOL03370
SOL03380
SOL03390
SOL03400
SOL03410
SOL03420
SOL03430
SOL03440

CULA EL ANGULO QUE RECORRE EL SOL SOBRE EL ZENITH, HORA A

```
./TIM  
.-((AMA(N)-AINT(AMA(N))*60.)  
INT(OCA(N))-AINT(AMA(N))  
N).EQ.6.0.AND.OCA(N).EQ.18.0) GO TO 97  
ALT1*ANG/60.  
2,KAMCN  
ANI(1-1)+ANG  
E  
=(OCA(N)-AINT(OCA(N))*60.)*ANG/60.+ANI(1-1)  
3
```

SOL03450
SOL03460
SOL03470
SOL03480
SOL03490
SOL03500
SOL03510
SOL03520
SOL03530
SOL03540
SOL03550
SOL03560
SOL03570
SOL03580
SOL03590
SOL03600

```
)=15.  
1=2,KAMON  
)=ANI(I-1)+15.  
NUE  
A(N).EQ.6.0.AND.OCA(N).EQ.18.0) GO TO 99  
=KAMON+1  
IN=1,KAMON
```

```
II(IN).GE.90.6) ANI(IN)=180.-ANI(IN)  
N)=90.-ANI(IN)  
NT(ANI(IN)).EQ.90.) ANI(IN)=90.-ANG/2.  
NT(ANI(IN)).LE.0.) ANI(IN)=ANG/2.  
NUE  
)  
IN=1,KAMON  
IN)=ANI(IN)+ANG/2.  
NI(1).GT.90.) ANI(1)=90.  
N.EQ.(KAMON/2) ANI(IN)=ANI(IN)-ANG/2.  
N.GT.(KAMON/2) GO TO 22  
D 25  
-IN+1  
IN)=ANI(IN-ABS(LIN*2-1))  
=0  
INUE  
MA=1.  
(IN-1)/2  
N-1
```

ENCUENTRA LOS LIMITES DE LA INTEGRAL QUE DETERMINA EL FLUJO DE RADIACION SOLAR EN LA PARTE SUPERIOR DE LA ATMOSFERA.-

```
RI.EQ.1.) GO TO 81  
(1)=(12.+AMA(N))*3600.  
(IN)=(12.+OCA(N))*3600.  
(1)=60.*(60.-60.*(AMA(N)-AINT(AMA(N))))+TINI(1)  
(IN)=(12.+AINT(OCA(N)))*3600.  
G 82  
(1)=(12.+AMA(N))*3600.  
(1)=TINI(1)+3600.  
8 J=2,IN  
(J)=TIFI(J-1)  
(J)=TIFI(J-1)+3600.  
INUE  
-1  
G 119  
3 J=2,IN-1  
(J)=TIFI(J-1)+3600.  
(J)=TIFI(J-1)  
INUE  
21 KIKI=1,J-1  
I=TINI(KIKI)/3600.  
I=TIFI(KIKI)/3600.  
INUE
```

REALIZA LA INTEGRACION PARA INTERVALOS DISCRETOS DE UNA HORA.-

SOL03610
SOL03620
SOL03630
SOL03640
SOL03650
SOL03660
SOL03670
SOL03680
SOL03690
SOL03700
SOL03710
SOL03720
SOL03730
SOL03740
SOL03750
SOL03760
SOL03770
SOL03780
SOL03790
SOL03800
SOL03810
SOL03820
SOL03830
SOL03840
SOL03850
SOL03860
SOL03870
SOL03880
SOL03890
SOL03900
SOL03910
SOL03920
SOL03930
SOL03940
SOL03950
SOL03960
SOL03970
SOL03980
SOL03990
SOL04000
SOL04010
SOL04020
SOL04030
SOL04040
SOL04050
SOL04060
SOL04070
SOL04080
SOL04090
SOL04100
SOL04110
SOL04120
SOL04130
SOL04140
SOL04150
SOL04160
SOL04170
SOL04180
SOL04190
SOL04200

N)=J
 I)=0.
 K=1,J
 CN+1
 II+1
 SIN(LATI)*SIN(DEC)*TIFI(K)+TAO/(2.*PI)*COS(LATI)*COS(DEC)*SIN
 PI/TAO*TIFI(K))
 SIN(LATI)*SIN(DEC)*TINI(K)+TAO/(2.*PI)*COS(LATI)*COS(DEC)*SIN
 PI/TAO*TINI(K))
 NON)=CCNS*(RVEC(N)**2.)*ABS(RATM-RATN)
 NII)=ATMO(NII-1)+RADI(NON)
 INUE
 =(GLAT+RLAM/60.+SLAT/3600.)/100.
 N(N)=ATMO(NII)

SCL04210
 SCL04220
 SCL04230
 SCL04240
 SCL04250
 SCL04260
 SCL04270
 SCL04280
 SCL04290
 SCL04300
 SCL04310
 SCL04320
 SCL04330
 SCL04340
 SCL04350
 SCL04360
 SCL04370
 SCL04380
 SCL04390

GRA, MEDIANTE POLINOMIOS, LOS PARAMETROS DE ATENUACION QUE
 UYEN EN LA RADIACION SOLAR QUE PENETRA A LA ATMOSFERA TERRESTRE-

SCL04400
 SCL04410
 SCL04420

POLINOMIOS SON

INTERPOLA LA CANTIDAD DE VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE (EN CM.)
 QUE EXISTE EN LA ATMOSFERA EN FUNCION DE LA LATITUD.-

SCL04430
 SCL04440
 SCL04450
 SCL04460

INTERPOLA LA CONSTANTE DE CORRECCION POR NUBOSIDAD EN FUNCION
 DE LA LATITUD.-

SCL04470
 SCL04480
 SCL04490

INTERPOLA LA ATENUACION PRODUCIDA POR EL VAPOR DE AGUA EN
 FUNCION DE EL PRODUCTO ENTRE EL POLINOMIO AW Y LA MASA DEL
 AIRE OPTICO, LA ESTACION DEL AÑO, LA PRESION ATMOSFERICA
 (MM) Y EL RANGO DE LA LONGITUD DE ONDA.-

SCL04500
 SCL04510
 SCL04520
 SCL04530

.364387+0.338614*ATIN-0.748587*(ATIN**2.)

SCL04540

E(N).EQ.'S') GO TO 502

SCL04550

PRE(N).GE.1000.) GO TO 503

SCL04560

PRE(N).GE.900.) GO TO 504

SCL04570

PRE(N).GE.800.) GO TO 505

SCL04580

.017964-0.995053*ATIN

SCL04590

TO 511

SCL04600

2.99236-4.111068*ATIN+2.027037*(ATIN**2.)

SCL04610

TO 511

SCL04620

5.080132-4.927152*ATIN

SCL04630

TO 511

SCL04640

2.000993-1.953642*ATIN

SCL04650

TO 511

SCL04660

PRE(N).GE.1000.) GO TO 506

SCL04670

PRE(N).GE.900.) GO TO 507

SCL04680

PRE(N).GE.800.) GO TO 508

SCL04690

0.602394-1.262435*ATIN+0.67923*(ATIN**2.)

SCL04700

TO 511

SCL04710

3.011081-6.276578*ATIN+3.423701*(ATIN**2.)

SCL04720

TO 511

SCL04730

1.008987-1.692822*ATIN+0.547851*(ATIN**2.)

SCL04740

TO 511

SCL04750

2.80883-4.269874*ATIN+2.414958*(ATIN**2.)

SCL04760

SCL04770

SCL04780

SCL04790

SCL04800

CUENTE LAZO INTEGRA LA ECUACION EXPONENCIAL DE AMSTRONG, ME- SCL04810
 EL METODO NUMERICO DE SIMPSON PARA ALFA IGUAL A 6.- SCL04820
 EXPONENTES DE LA ECUACION SON SCL04830
 I) PM FUNCION BEMPORAD SCL04840
 II) RM FUNCION BEMPURAD CURRE SCL04850
 GID A LA PRE. ATMUS. SCL04860
 III) AA FUNCION DE ESPARCIMIENTO SCL04870
 DE RAYLEIGH SCL04880
 IV) AX FUNCION DE ABSORCION DE SCL04890
 VAPOR DE AGUA, O, CO2 Y SCL04900
 OTRCS CASES SCL04910
 V) AD FUNCION DE DISPERSION SCL04920
 SCL04930
 SCL04940
 SCL04950
 SCL04960
 SCL04970
 SCL04980
 SCL04990
 SCL05000
 SCL05010
 SCL05020
 SCL05030
 SCL05040
 SCL05050
 SCL05060
 SCL05070
 SCL05080
 SCL05090
 SCL05100
 SCL05110
 SCL05120
 SCL05130
 SCL05140
 SCL05150
 SCL05160
 SCL05170
 SCL05180
 SCL05190
 SCL05200
 SCL05210
 SCL05220
 SCL05230
 SCL05240
 SCL05250
 SCL05260
 SCL05270
 SCL05280
 SCL05290
 SCL05300
 SCL05310
 SCL05320
 SCL05330
 SCL05340
 SCL05350
 SCL05360
 SCL05370
 SCL05380
 SCL05390
 SCL05400

1.
 II)=0.
 I=KAPA, KAPA+K-2
 1
 IE+1
 3003
 2
 00
 3004
 40
 70
 S(AINT(AN1(KIE)))
 GE.85) NE=87
 LE.5) NE=2
 000.*AW/PRE(N)
 +1
 EN(NE)
 NI(KIE)*PI/180.
 4*PRE(N)/1000.
 T*RM
 040+0.085*(COS(LATI)**2.))
 D/PRE(N)*1000.
 =(OM-OL)/6.
 LE.0.71) GO TO 899
 LE.0.72.AND.OL.LE.0.8) GO TO 901
 LE.0.81.AND.OL.LE.1.) GO TO 902
 LE.1.01.AND.OL.LE.1.25) GO TO 903
 LE.1.26.AND.OL.LE.1.50) GO TO 904
 LE.1.51.AND.OL.LE.2.) GO TO 905
 LE.2.01.AND.OL.LE.3.) GO TO 906
 .51188E-02+0.361198E-01*AY-0.806004E-02*(AY**2.)+0.132135E-02*(AY**3.)-0.108043E-03*(AY**4.)+0.403248E-05*(AY**5.)-0.545202E-07*(AY**6.)
 Y.LE.0.009) AX=0.008
 Y.LE.30.01) AX=.240
 0 910
 .0120756+0.0567732*AY-0.0129907*(AY**2.)+0.213548E-02*(AY**3.)-0.81049E-03*(AY**4.)+0.70205E-05*(AY**5.)-0.978257E-07*(AY**6.)
 A=1.
 Y.LE.0.009) AX=.017

```

GE.30.01) AX=0.315
910
0832272+0.304461*AY-0.102444*(AY**2.))+0.0179003*(AY**3.)-.152
02*(AY**4.))+0.589067E-04*(AY**5.)-0.818702E-06*(AY**6.)
.LE.0.009) AX=0.097
.GE.30.01) AX=0.78
910
0630673+0.140441*AY-0.05157860*(AY**2.))+0.925106E-02*(AY**3.)
5339E-03*(AY**4.))+0.308847E-04*(AY**5.)-0.43017E-06*(AY**6.)
.LE.0.009) AX=0.066
.GE.30.01) AX=0.315
910
178528+0.370328*AY-0.119512*(AY**2.))+0.0202595*(AY**3.)-0.168
2*(AY**4.))+0.643226E-04*(AY**5.)-0.885996E-06*(AY**6.)
A=1
.LE.0.009) AX=0.190
.GE.30.01) AX=1.085
910
734293E-03+0.132019E-01*AY-0.180434E-02*(AY**2.))+0.488822E-03
*3.)-0.499434E-04*(AY**4.))+0.231679E-05*(AY**5.)-0.358896E-07
*6.)
.LE.0.009) AX=0.0019
.GE.30.01) AX=0.165
910
.00386/(OL**4.05)
M*AA
E/((2.*CL)**1.5)
M*AD
JET+1
ET)=10.**(-1.*(AS+AZ+AX))
+HIGH
L.LE.OM)GO TO 811
=1.
-----
PRODUCE LA INTEGRACION NUMERICA METODO SIMPSON.-
-----
L)=HIGH/140.*(41.*RE(1)+216.*RE(2)+27.*RE(3)+272.*RE(4)+27.*RE
216.*RE(6)+41.*RE(7))*RADI(I)
RAN.EQ.1.0.AND.JRAN.EQ.1) GO TO 3002
)=FA(1)+FA(2)
-----
TULO DE
ADIACION DIFUSA SEGUN LA METODOLOGIA DEL SMITHOSIAN INSTITUTE.
ADIACION REFLEJADA POR LA SUPERFICIE DEL MAR, ASUMIENDOSE ES-
. TIPO 1 (CALMA) DE LA SUPERFICIE, SEGUN EL ANALISIS DE-
MUNK.
ADIACION GLOBAL.
-----
(I)=(RADI(I)*0.91-RA(I))/2.
(I)=10.**(-1.72-0.0011*NE+0.000158*(NE**2.))
(I)=RA(I)+DIF(I)
-----
PROCEDE A DETERMINAR LA RADIACION QUE ES ABSORVIDA Y ESPARCIDA

```

SOL05410
SOL05420
SOL05430
SOL05440
SOL05450
SOL05460
SOL05470
SOL05480
SOL05490
SOL05500
SOL05510
SOL05520
SOL05530
SOL05540
SOL05550
SOL05560
SOL05570
SOL05580
SOL05590
SOL05600
SOL05610
SOL05620
SOL05630
SOL05640
SOL05650
SOL05660
SOL05670
SOL05680
SOL05690
SOL05700
SOL05710
SOL05720
SOL05730
SOL05740
SOL05750
SOL05760
SOL05770
SOL05780
SOL05790
SOL05800
SOL05810
SOL05820
SOL05830
SOL05840
SOL05850
SOL05860
SOL05870
SOL05880
SOL05890
SOL05900
SOL05910
SOL05920
SOL05930
SOL05940
SOL05950
SOL05960
SOL05970
SOL05980
SOL05990
SOL06000


```

AS NUBES.-
MODELO CONSIDERA DOS VALORES DIARIOS DE NUBOSIDAD. UNO QUE SE SOL06020
DERA DESDE QUE AMANECE HASTA QUE EL SOL SE ENCUENTRE EN EL -SOL06030
H, Y EL SEGUNDO, DESDE ESTE INSTANTE HASTA QUE ANOCHESCE.- SOL06040
-----SOL06050
BI.LE.FLCAT(LIM)) GO TO 891 SOL06060
892 SOL06070
) = GLO(I) * (1. + REF(I)) * (1. + (AL + BE * BON(L1)) * BON(L1)) SOL06080
TAB I + 1. SOL06090
) = ABV(I) / (1. - REF(I)) * REF(I) SOL06100
-----SOL06110
NADO ESTE PROCESO INMEDIATAMENTE SE LLAMA A LA SUBROUTINA -SOL06120
FIL , QUE DETERMINA LOS RESPECTIVOS PERFILES DE LA DISTRIBU- SOL06130
DE LA ENERGIA SOLAR EN LAS CAPAS SUPERIORES DEL OCEANO, EN -SOL06140
ION DEL TIEMPO, PROFUNDIDAD Y CALIDAD DEL AGUA SEGUN JERKOV. SOL06150
-----SOL06160
GT.1) GO TO 47 SOL06170
E(6,77) SOL06180
AT(23X, '***PERFILES DE ATENUACION DE LA RADIACION SOLAR EN LA SOL06190
RFICIE DEL OCEANO***', /, 26X, 74(' '), /, /) SOL06200
-----SOL06210
PERFIL(NITI, N, I, IDIA, JMES, KANO, IJ, IK, ABV, PROF, FLUX, RJER, ETAL, SOL06220
) SOL06230
-----SOL06240
J+1 SOL06250
INUE SOL06260
N(N) = RATG(I1) SOL06270
E(6,1052) RJER, HETA1, HETA2 SOL06280
AT(/, /, 1X, '-----', /, 2(SOL06290
/, 5X, 'CONSTANTES DE ATENUACION DE JERKOV, UTILIZADAS EN LA SOL06300
LA DE SIMPSONS R = ', F4.2, ', ETAL = ', F5.2, ' 1/M, ETA2 = ', F5.2, ' 1/M SOL06310
, 119(' '), SOL06320
E(6,1032) SOL06330
E(6,991) SOL06340
AT(1H1, 119(' '), /) SOL06350
E(6,77) SOL06360
= 1 SOL06370
INUE SOL06380
-----SOL06390
PROCEDE A IMPRIMIR LAS SIGUIENTES TABLAS.- SOL06400
PERFILES DE DISTRIBUCION DE LA ENERGIA SOLAR EN LA SUPERFICIE SOL06410
DEL OCEANO EN FUNCION DEL TIEMPO, PROFUNDIDAD Y TIPO DE AGUA.- SOL06420
FACTORES ASTRONOMICOS, METEOROLOGICOS Y GEOGRAFICOS.- SOL06430
RADIACION SOLAR EXTERIOR A LA ATMOSFERA TERRESTRE, DIRECTA, SOL06440
DIFUSA, GLOBAL, REFLEJADA Y ABSORVIDA.- SOL06450
-----SOL06460
E(6,1002) SOL06470
AT(1H1, 30X, '***FACTORES ASTRONOMICOS, METEOROLOGICOS Y GEOGRAF SOL06480
***', /, 34X, 51(' '), /, /, 8X, 'DATA', 6X, 'DAT. JULIA', 5X, 'DECLIN. SOL06490
2X, 'RADIO VEC.', 3X, 'NAC. SOL', 3X, 'PON. SOL', 3X, 'HCF. INSOL', 6X, 'INSOL06500
SIDAD', 3X, 'PRESION', 2X, 'ESTACION', /, 20X, 'DIAS', 6X, 'ORA-MIN-SOL06510
DM/OP**2', 4X, 3('HG-MI-SE', 3X), 4X, 'OCTAVOS', 5X, 'PM', 6X, 'S/P' SOL06520

```

```

LE=1,N-1
(6,1009)IDIA(LE),JMES(LE),KANU(LE),RDJU(LE),ICG(LE),ICM(LE),ISGL06610
),RVEC(LE),IUN(LE),MUM(LE),IUL(LE),JDU(LE),MDG(LE),JUL(LE),NISGL06630
),NIQ(LE),JIL(LE),NUK(LE),NUT(LE),PRE(LE),KE(LE)SGL06650
AT(6X,2(12,'/'),14,2X,F10.2,4X,13,1X,12,1X,12,5X,F6.4,4X,3(12,SGL06660
,1X,12,4X),5X,11,2X,11,5X,F7.2,7X,A1,/)SGL06670
INUE SGL06680
E(6,1032) SGL06690
E(6,1008) SGL06700
AT(11H1,36X,'***RADIACION SOLAR SOBRE UNA SUPERFICIE HORIZONTAL SGL06710
,/,37X,53(' '),/,/)SGL06720
E(6,1027) SGL06730
) SGL06740
T=0. SGL06750
) SGL06760
=0. SGL06770
=0. SGL06780
=0. SGL06790
=0. SGL06800
=0. SGL06810
=0. SGL06820
6 KI=1,1-1 SGL06830
NIC+1 SGL06840
IC.GT.NITI(NI)) GO TO 1007 SGL06850
E(6,1015)IDIA(NI),JMES(NI),KANU(NI),RADI(KI),RA(KI),DIF(KI),GLSGL06860
),RFL(KI),ABV(KI),IUN(NI)SGL06870
AT(2X,2(12,'/'),14,5X,F11.6,11X,F11.6,7X,F11.6,2X,F11.6,3X,F11SGL06880
X,F11.6,5X,12,/)SGL06890
-----SGL06900
REALIZAN LAS SUMATORIAS TOTAL DIARIAS DE TODAS LAS RADIACIONES SGL06910
-----SGL06920
T=RADIT+RADI(KI) SGL06930
RAT+RA(KI) SGL06940
=DIFT+DIF(KI) SGL06950
=GLGT+GLO(KI) SGL06960
=REFT+RFL(KI) SGL06970
=ABVT+ABV(KI) SGL06980
NI)=IUN(NI)+1 SGL06990
E(6,1016) SGL07000
INUE SGL07010
) SGL07020
I+1 SGL07030
SGL07040
NA)=RADIT SGL07050
NA)=RAT SGL07060
NA)=DIFT SGL07070
NA)=GLGT SGL07080
NA)=REFT SGL07090
NA)=ABVT SGL07100
NA+1 SGL07110
=1 SGL07120
FRA.Eq.1.) GO TO 3000 SGL07130
E(6,111) SGL07140
MAT(1H1,1X,'F',/) SGL07150
E(6,1027) SGL07160
E(6,1015)IDIA(NI),JMES(NI),KANU(NI),RADI(KI),RA(KI),DIF(KI),GLSGL07170
),RFL(KI),ABV(KI),IUN(NI)SGL07180
) SGL07190
T=0. SGL07200

```

RAT=0.	SOL07210
DIFT=0.	SOL07220
GLOT=0.	SOL07230
REFT=0.	SOL07240
ABVT=0.	SOL07250
RADIT=RADIT+RAD1(K1)	SOL07260
RAT=RAT+RA(K1)	SOL07270
DIFT=DIFT+DIF(K1)	SOL07280
GLOT=GLOT+GLO(K1)	SOL07290
REFT=REFT+RFL(K1)	SOL07300
ABVT=ABVT+ABV(K1)	SOL07310
IF(FRA.EQ.1.) GO TO 3000	SOL07320
GC TO 1019	SOL07330
FORMAT(1X,114(' '), '0----', /,)	SOL07340
7 FORMAT(4X, 'DATA', 5X, 'RAD. EN LA ATM. SUP.', 2X, 'RAD. EN LA SUP. GLOB',	SOL07350
*A.', 2X, 'RAD. DIFUSA', 2X, 'RAD. GLOBAL', 2X, 'RAD. REFLEJ.', 2X, 'RAD. ABS',	SOL07360
*SORVIDA', 3X, 'HORA', /, 18X, 'CAL/CM2/HOR', 11X, 'CAL/CM2/HOR', 8X, 'CAL/CM2/HOR',	SOL07370
*M2/HOR', 2X, 'CAL/CM2/HOR', 3X, 'CAL/CM2/HOR', 2X, 'CAL/CM2/HOR', /X, 'B',	SOL07380
*, /, 1X, 119(' '), /)	SOL07390
0 WRITE(6, 1032)	SOL07400
WRITE(6, 991)	SOL07410
WRITE(6, 1033)	SOL07420
1 FORMAT(1H, /, 47X, '***SUMATORIAS DIARIAS***', /, 50X, 16(' '), /, /)	SOL07430
WRITE(6, 1028)	SOL07440
8 FORMAT(4X, 'DATA', 5X, 'RAD. EN LA ATM. SUP.', 2X, 'RAD. EN LA SUP. GLOB',	SOL07450
*A.', 2X, 'RAD. DIFUSA', 2X, 'RAD. GLOBAL', 2X, 'RAD. REFLEJ.', 2X, 'RAD. ABS',	SOL07460
*SORVIDA', 3X, 'DIAS', /, 18X, 'CAL/CM2/DIA', 11X, 'CAL/CM2/DIA', 8X, 'CAL/CM2/DIA',	SOL07470
*M2/DIA', 2X, 'CAL/CM2/DIA', 3X, 'CAL/CM2/DIA', 2X, 'CAL/CM2/DIA', /X, 'B',	SOL07480
*, /, 1X, 119(' '), /)	SOL07490
DC 53 J1E=1, N-1	SOL07500
WRITE(6, 1015) IDIA(J1E), JMES(J1E), KANU(J1E), TIC(J1E), IAN(J1E), IFE(J1E),	SOL07510
*IE), TCL(J1E), TFE(J1E), IVB(J1E), J1E	SOL07520
WRITE(6, 1016)	SOL07530
3 CONTINUE	SOL07540
WRITE(6, 1032)	SOL07550
2 FORMAT(/, 50X, ' FRANKLIN ISAAC GRMAZA GONZALEZ', /, 64X, 'OCEANOGRAFIA',	SOL07560
*', /, 1X, 'GUAYAQUIL, JUNIO DE 1984 ', /)	SOL07570
STOP	SOL07580
END	SOL07590

```

SUBROUTINE PERFIL(NITI,N,I,IDI A,JMES,KANG,IJ,IK,ABV,PROF,FLUX,RJER,PER00010
*,ETA1,ETA2) PER00020
DIMENSION NITI(31),IDI A(31),JMES(31),KANG(31),PROF(20),FLUX(20),ALP PER00030
*V(744) PER00040
----- PER00050
ESTA SUBROUTINA SIRVE PARA CALCULAR LOS PERFILES DE TRANSMISION DE PER00060
CALOR A TRAVES DE LA SUPERFICIE OCEANICA A INTERVALOS DISCRETOS PER00080
DE UNA HORA.- PER00090
----- PER00100
WRITE(6,87)IDI A(N),JMES(N),KANG(N),IJ,IK PER00110
7 FORMAT(2X,'DATA',3X,12,'/',12,'/',14,5X,'HORA ',12,' ',12,/) PER00130
PRO=-200. PER00140
NIE=0 PER00150
DO 79 KU=1,NITI(N) PER00160
NIE=NIE+1 PER00170
PRO=PRO+200. PER00180
PROF(NIE)=PRO/100. PER00190
----- PER00200
SE DETERMINA LA ATENUACION DE LA RADIACION UTILIZANDO EL CRITERIO PER00220
DE SIMPSON Y JERLOV PARA UN DETERMINADO TIPO DE AGUA.- PER00230
----- PER00240
GAM=RJER*EXP(-PRO/ETA1)+(1.-RJER)*EXP(-PRO/ETA2) PER00250
PLURA=ABV(1)*GAM PER00270
FLUX(KU)=PLURA PER00280
9 CONTINUE PER00290
WRITE(6,88)(PROF(JI),JI=1,NITI(N)) PER00300
8 FORMAT(2X,'PROF.(MS) ',7X,14(F5.0,1X)) PER00310
WRITE(6,89)(FLUX(JA),JA=1,NITI(N)) PER00320
9 FORMAT(2X,'FLUX.(CAL/CM2/HORA) ',1X,14(F5.2,1X),/) PER00330
WRITE(6,91) PER00340
81 FORMAT(1X,119(' '-')) PER00350
RETURN PER00360
END PER00370

```

ESTACION CECA TOTAL
LONGITUD 81 10 0 L
LATITUD 2 30 0 S

MANO ESPECIAL INLENDADO 10:50:1:0001 No 6

PERFILES DE ATENUACION DE LA RADIACION SOLAR EN LA SUPERFICIE DEL CUERPO...

DATA	6/ 3/1984	HORA	5 H 59																
PRCF.(RSJ)		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FLUCALC(LR2/HORA1)																			
DATA	6/ 3/1984	FURA	C F D																
PRCF.(RSJ)		0.01	0.03	0.05	0.07	0.09	0.11	0.13	0.15	0.17	0.19	0.21	0.23	0.25	0.27	0.29	0.31	0.33	
FLUCALC(LR2/HORA1)																			
DATA	6/ 3/1984	FURA	7 H 0																
PRCF.(RSJ)		0.02	0.04	0.07	0.10	0.14	0.18	0.23	0.28	0.33	0.38	0.43	0.48	0.53	0.58	0.63	0.68	0.73	
FLUCALC(LR2/HORA1)		0.00	11.09	5.79	3.74	2.73	2.07	1.60	1.24	0.96	0.75	0.59	0.45	0.35	0.27				
DATA	6/ 3/1984	FURA	E F U																
PRCF.(RSJ)		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FLUCALC(LR2/HORA1)																			
DATA	6/ 3/1984	FURA	S F D																
PRCF.(RSJ)		0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09	0.10	0.11	0.12	0.13	0.14	0.15	0.16	
FLUCALC(LR2/HORA1)		43.28	15.71	7.91	5.12	3.73	2.83	2.19	1.69	1.31	1.02	0.79	0.61	0.48	0.37				
DATA	6/ 3/1984	FURA	I C F U																
PRCF.(RSJ)		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FLUCALC(LR2/HORA1)		31.36	15.72	7.93	5.10	3.73	2.83	2.19	1.69	1.31	1.02	0.79	0.61	0.48	0.37				
DATA	6/ 3/1984	FURA	H H U																
PRCF.(RSJ)		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FLUCALC(LR2/HORA1)		52.87	20.47	10.22	6.61	4.81	3.60	2.82	2.19	1.70	1.32	1.02	0.79	0.61	0.48	0.37			
DATA	6/ 3/1984	FURA	I C H U																
PRCF.(RSJ)		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FLUCALC(LR2/HORA1)		13.00	20.67	13.04	8.71	6.34	4.82	3.72	2.88	2.24	1.74	1.35	1.05	0.81	0.63				

11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

DATA 6/ 31/58 HORA 13 P O
 PROF. (RS) C. 2. 4. 6. 8. 10. 12. 14. 16. 18. 20. 22. 24. 26. 28. 30.
 FLUJ. (CAL/CAL/HORA) 0.00/ 24.00 12.00 8.00 5.00 3.00 2.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00

DATA 6/ 31/58 HORA 14 P O
 PROF. (RS) C. 2. 4. 6. 8. 10. 12. 14. 16. 18. 20. 22. 24. 26. 28. 30.
 FLUJ. (CAL/CAL/HORA) 0.00/ 20.00 10.00 6.00 4.00 3.00 2.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00

DATA 6/ 31/58 HORA 15 P O
 PROF. (RS) C. 2. 4. 6. 8. 10. 12. 14. 16. 18. 20. 22. 24. 26. 28. 30.
 FLUJ. (CAL/CAL/HORA) 4.00/ 15.00 7.00 4.00 3.00 2.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00

DATA 6/ 31/58 HORA 16 H O
 PROF. (RS) C. 2. 4. 6. 8. 10. 12. 14. 16. 18. 20. 22. 24. 26. 28. 30.
 FLUJ. (CAL/CAL/HORA) 21.00 8.00 7.00 6.00 5.00 4.00 3.00 2.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00 1.00

DATA 6/ 31/58 HORA 17 H O
 PROF. (RS) C. 2. 4. 6. 8. 10. 12. 14. 16. 18. 20. 22. 24. 26. 28. 30.
 FLUJ. (CAL/CAL/HORA) 6.00 2.00 1.00 0.50 0.50 0.50 0.50 0.50 0.50 0.50 0.50 0.50 0.50 0.50 0.50

CONSTANTES DE ALTERNATIVAS DE DENSIDAD UTILIZADAS EN LA TABLA DE SUPLENDO RESULTA ELABORAR ELABORACION

FRANCOISA ISABEL URRUTIA GONZALEZ

GUAYACIL, AUSTIO DE 1984

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

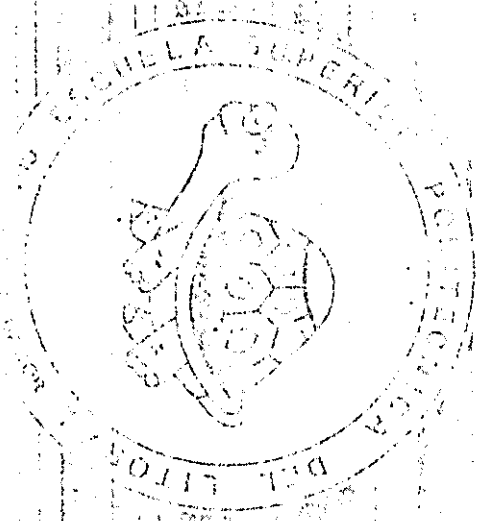
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

REFUNDACIÓN ADMINISTRATIVA DE ELECTRICIDAD Y COMUNICACIONES

DATA	DAJADULTA	DECIAN-SUZAN	RAULI VEBE	75-03-207	ROSA SUZ	ROSA SUZ	ROSA SUZ	ROSA SUZ	ROSA SUZ	ROSA SUZ
CLAS	OP-ADMIN-SEC		OR/OPER-2	HC-PI-3E	HC-PI-3E	HC-PI-3E	HC-PI-3E	HC-PI-3E	HC-PI-3E	HC-PI-3E
U/ 3/1984	2442/15-00		-8 37 38	1500/0	2 30 33	40 1 5	42 2 17	4 1	ACIL-59	P

FRANCOIS LEALD UNKHAU CONDUCER

UNIVERSIDAD ADICION DE 1964



1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

ASOCIACION SOLAR SOCIAL Y SUBSISTEMAS RECREATIVOS

DATA RAD. EN LA AFM. SUP. RAD. EN LA SUP. ULTRA RAD. QUISA RAD. BUJAL RAD. ALLEJA RAD. ABSORVIDA HORA
 CAL/CXZ/PLK CAL/CXZ/PLK CAL/CXZ/PLK CAL/CXZ/PLK CAL/CXZ/PLK CAL/CXZ/PLK CAL/CXZ/PLK

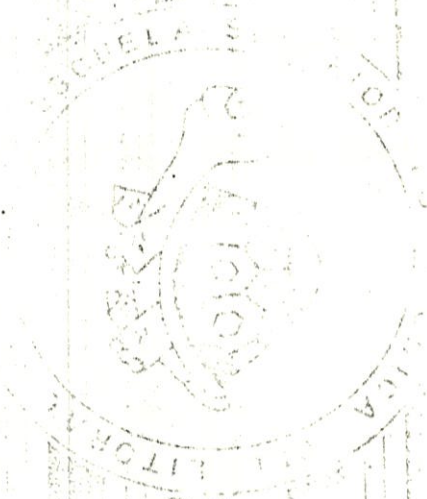
1	0/ 3/1984	C.005891	C.000134	0.000747	3.000974	0.000301			
2	6/ 3/1984	16.190125	1.972115	6.979915	6.029034	1.007409	9.000074	0	
3	6/ 3/1984	40.295105	12.500518	14.819011	21.315514	1.000473	18.017395	1	
4	0/ 3/1984	73.288052	29.512712	26.999939	40.101037	1.000091	31.097090	0	
5	6/ 3/1984	95.324708	37.213074	44.790620	01.519234	1.221926	43.275260	9	
6	0/ 3/1984	110.915285	49.008811	47.019310	79.307091	1.013468	51.901539	10	
7	6/ 3/1984	118.975281	50.214110	20.598656	75.270528	1.431306	73.676725	12	
8	0/ 3/1984	110.905119	49.008339	47.019470	79.307016	1.002824	67.567352	13	
9	0/ 3/1984	99.225884	31.213429	28.100469	61.979659	1.007003	57.050201	14	
10	6/ 3/1984	73.261089	25.513138	40.589325	40.102663	1.051384	41.711354	15	
11	0/ 3/1984	40.296290	12.000035	14.019304	47.310216	2.000620	23.750702	16	
12	6/ 3/1984	16.191437	1.973303	6.990672	8.153725	1.000013	0.344887	17	

SUPLENIDOS DIARIOS

DATA RPO. EN LA ATM. SUP. 410. EN LA SUP. UCEM. RAO. JUNUA RAO. UGUA RAO. NILEU. RAO. RUCUYUA DIA
CAL/CRZ/DIA CAL/CRZ/DIA CAL/CRZ/DIA CAL/CRZ/DIA CAL/CRZ/DIA CAL/CRZ/DIA
6/ 3/1984 921.571295 345.524902 246.131644 552.261715 17.697417 475.750244 1

FRANCLIN ISAAC LARAIZ CONZALEZ

CATALEUJ AOUSIC DE 1984



Form with numbered lines 1-50 and 51-100, containing faint text and markings.

BIBLIOGRAFIA

1. ANUARIO ASTRONOMICO 1982, INSTITUTO ASTRONOMICO Y GEOFISICO DE LA UNIVERSIDAD DE SAO PAULO, BRASIL. (6a. ed. rev.) 1982.
2. BLANCO, V.M., ET AL. BASIC PHYSICS OF THE SOLAR SYSTEM,
3. CLAYTON, ET AL. IRRADIANCIA MEASUREMENTS THE UPPER OCEAN (JOURNAL OF PHYSICAL OCEANOGRAPHIC, AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, U.S.A. VOL. 7 #6, NOV. 1977, P. 952-956.
4. CARNAHAN, B. ET AL. APPLIED NUMERICAL METHODS, NEW YORK, JOHN WILEY & SONS, 1980, P. 69-100.
5. DOERFFER, R. APPLICATIONS OF A TWO-FLOW MODEL FOR REMOTE SENSING OF SUSTANCES IN THE WATER, BOUNDARY LAYER METEOROLOGY (1980). D. RENGEL PUBLISHING CO. DORDRECHT, HOLLAND AND BOSTON, P. 221-232.
6. FRITZ, S. COMPENDIUM OF METEOROLOGY, AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, BOSTON 1951, P. 13-33.
7. JERLOVS, N.G. MARINE OPTICS, ELSEVIER SCIENTIFIC PUBLISHING CO., OXFORD, 1976.
8. KONDRATEV, K. RADIATION IN THE ATMOSPHERE, ACADEMIC PRESS, NEW YORK, 1969.

9. KRAUS, E. B. ATMOSPHERE-OCEAN INTERACTION, CLARENDON PRESS, OXFORD 1972, P. 71-72.
10. KRAUS, E.B. PROCESS OCEAN ATMOSPHERE, PERGAMON PRESS, ENGLAND, 1977.
11. MATVEEV, L.T. PHYSICS OF THE ATMOSPHERE.
12. NATIONAL OCEANOGRAPHY DATA CENTER (MANUAL SERIES) PUBLICATION M-2 (REV. AUG. 1964), U.S. NAVAL OCEANOGRAPHY OFFICE, WASHINGTON, 1964 P. 76-77.
13. NEWMAN, ET AL. PRINCIPLES OF PHYSICS OCEANOGRAPHY, PRENTICE-HALL, INC., 1966, U.S.A. P. 234-268.
14. NIILER, P. ONE DIMENSIONAL MODELS OF THE SEASONAL TERMOCLINE.
15. OCCHIPINTI, A. RADIACAO SOLAR SOBRE UNA SUPERFICIE HORIZONTAL NO TOPO DA ATMOSFERA, CONTRIBUGOES AVULSAS DO INSTITUTO OCEANOGRAFICO DA UNIVERSIDADE DE SAO PAULO, BRASIL, 1958.
16. OCCHIPINTI, A. RADIACAO SOLAR GLOBAL E INSOLACAO EN CANANEIA, CONTRIBUGOES AVULSAS DO INST. OCEANOGRAFICO DA UNIVERSIDAD DE SAO PAULO BRASIL, 1959.

17. PRICE, J. OBSERVATIONS AND SIMULATIONS OF STORM-DRIVEN MIXED LAYER DEEPENING, TECHNICAL REPORTS, U.S.A. 1980.
18. RAINIER, A. ET AL. DETERMINACAO ANALITICA DOS INSTANTES DO "NASCER" A DO "POR-DO-SOL" PARA SUPERFICIES INCLINADAS QUAISQUIER", CIENCIA E CULTURA, 35 (2) FEVRERO 1983. SAO PAULO, BRASIL.
19. REED, R. ON ESTIMATING INSOLATION OVER OCEAN, (JOURNAL OF PHYSICAL OCEANOGRAPHY, AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, VOL. 7 #3, MAY 1977 BOSTON, P. 482-485.
20. QUINN, ET AL. COMPUTATION OF INCOMING SOLAR RADIATION OVER ECUATORIAL PACIF. COLLECTED REPRINTS, DEPARTMENT OF OCEANOGRAPHY OREGON, STATE UNIVERSITY. VOLUME 7, P. 223-231
21. SMITHSONIAN METEOROLOGICAL TABLES, WASHINGTON, D.C. P. 411-455, P. 481-497.
22. SVERDRUPS, ET AL. THE OCEANS, PRENTICE HALL, INC. U.S.A., 1970, P. 100-115.
23. SVERRI P. INTRODUCCION A LA METEREEOLOGIA, ESPASA-CALPE S.A., MADRID, 1976, P. 62-67, 113-128

24. TYLER, JOHN. THE SECHI DISK. THE AMERICAN SOCIETY OF LIMNOLOGY OCEANOGRAPHY, INC. U.S.A., 1968, VOL. 13, #1.

25. WALKER, T.A. CORRECTION TO THE POOLE AND ATKINS SECHI DISK/LIGHT/ ATENUATION FORMULA, J. MAR. ASS. U.K. (1980), GRAN BRETAÑA, 769-771.