



UNIVERSIDAD VERACRUZANA

INSTITUTO DE INGENIERIA

Instituto de Ingeniería
Universidad Veracruzana



**MODELO DE SIMULACION DE DIFUSION TERMICA PARA PREDECIR
EL REGIMEN TERMICO EN LAGOS Y PRESAS**

T E S I S

**PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRIA EN INGENIERIA AMBIENTAL**

P R E S E N T A

RODOLFO JIMENEZ FLORES

VERACRUZ, VER.

1994

Tesis de Maestría

UNIVERSIDAD VERACRUZANA

INSTITUTO DE INGENIERIA

MODELO DE SIMULACION DE DIFUSION TERMICA PARA PREDECIR EL
REGIMEN TERMICO EN LAGOS Y PRESAS

POR: RODOLFO JIMENEZ FLORES

TESIS PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRIA EN INGENIERIA CON
ESPECIALIDAD EN AMBIENTAL

DIRECTOR DE TESIS: DR. DAVID RUESTRA DIAZ

VERACRUZ, VER. JUNIO DE 1994



UNIVERSIDAD VERACRUZANA

INSTITUTO DE INGENIERIA

H. Veracruz, Ver., Mayo 20 de 1994
SI254/94

Al Candidato al Grado
ING. RODOLFO JIMENEZ FLORES
P R E S E N T E

En atención a su solicitud relativa, me es grato transcribir a Usted a continuación el tema que aprobado por esta Dirección propuso el Dr. David Riestra Díaz, para que lo desarrolle como tesis, para obtener el Grado de Maestro en Ingeniería en el área de Ingeniería Ambiental.

T E M A:

"MODELO DE SIMULACION DE DIFUSION TERMICA PARA PREDECIR
EL REGIMEN TERMICO EN LAGOS Y PRESAS"

INTRODUCCION.

- 1.- ASPECTOS TEORICOS EN RELACION A LAGOS Y PRESAS.
- 2.- ASPECTOS TEORICOS DEL MODELO DE SIMULACION DE DIFUSION TERMICA PARA PREDECIR EL REGIMEN TERMICO EN LAGOS Y PRESAS.
- 3.- PROGRAMA DE COMPUTO QUE PERMITA SIMULAR EL MODELO DE DIFUSION TERMICA.
- 4.- RESULTADOS DEL MODELO DE SIMULACION DE DIFUSION TERMICA PARA LA PRESA TEMASCAL (TEMASCAL, OAXACA).
- 5.- ALGUNAS APLICACIONES DEL MODELO DE DIFUSION TERMICA.
- 6.- CONCLUSIONES.

REFERENCIAS
APENDICE.
INDICE

Sin otro particular, le reitero la seguridad de mi atenta y distinguida consideración.

A T E N T A M E N T E
"LIS DE VERACRUZ: ARTE, CIENCIA, LUZ"


DR. ENRIQUE A. MORALES GONZALEZ
DIRECTOR

EMG/mdo.

DEDICATORIA

A MIS PADRES:

Por su amor y comprensión brindado, el haber aprendido de ellos el sentido de responsabilidad ante el trabajo y de la constante enseñanza por el respetar la forma de ser y de pensar de las personas

A MI ESPOSA:

Margarita Filomena:

Por su amor, comprensión y ayuda de toda la vida para realizar mis actividades relacionadas con mi profesión

A MIS HIJOS:

Julián Michael
Rodolfo
Carmen Margarita
Carlos Sinuhé

Que por su razón de ser, fueron la principal motivación en la realización de éste trabajo

A TODOS MIS HERMANOS:

Por su constante motivación de mantener unida con amor a la familia Jiménez Flores

A DIOS PADRE TODOPODEROSO:

Gracias

RECONOCIMIENTO:

Al Instituto de Ingeniería de la Universidad Veracruzana, por haberme brindado la oportunidad de realizar los estudios de la Maestría en Ingeniería ambiental.

Al Dr. Bonifacio Peña Pardo por su brillante labor como Director del Instituto quien durante su estancia en esta administración ha elevado y fortalecido al Instituto así como al nivel académico del mismo.

Al Dr. David Riestra Díaz por su atención prestada en la asesoría y terminación de la presente investigación.

Al M. en I. Enrique Rodríguez Magaña por su amistad brindada durante mi estancia en el Instituto, por el trámite administrativo realizado de la presente tesis de Maestría y la realización del examen de grado.

A la Secretaría de Educación Pública, al Sistema de Institutos Tecnológicos y al Instituto Tecnológico de Pachuca por haberme brindado la oportunidad de realizar la presente investigación durante mi año sabático en el año de 1991.

CONTENIDO	PAGINA
INTRODUCCION	5
 CAPITULO I. ASPECTOS TEORICOS EN RELACION A LAGOS Y PRESAS	 9
1.1 Estructura física	12
1.2 Estructura química	15
1.3 Estructura biológica	16
1.4 Definición de lagos y estanques	17
1.5 Clasificación de los lagos de acuerdo a Yoshimura	18
 CAPITULO II. ASPECTOS TEORICOS DEL MODELO DE SIMULACION DE DIFUSION TERMICA PARA PREDECIR EL REGIMEN TERMICO EN LAGOS Y PRESAS	 20
2.1 Conceptos generales de estratificación térmica y condiciones homotérmicas	21
2.2 Modelo de difusión térmica	22
2.3 Balance de energía para determinar dI/dZ en la superficie del agua	26
2.4 Ecuación de intensidad de la radiación solar como una función de la profundidad	37
2.5 Influencia del viento sobre la zona de mezclado	38
2.6 Procedimiento general para llevar a cabo la simulación	40
 CAPITULO III. PROGRAMA DE COMPUTO QUE PERMITE SIMULAR EL MODELO DE DIFUSION TERMICA	 42
3.1 Programa de computo	43
3.2 Diagrama de flujo del programa de computo	48
3.4 Nomenclatura de las principales variables del programa de computo	52
 CAPITULO IV. RESULTADOS DEL MODELO DE SIMULACION DE DIFUSION TERMICA PARA LA PRESA TEMASCAL (TEMASCAL, OAXACA)	 55
4.1 Datos climatológicos, geográficos y condiciones iniciales de la Presa Temascal	56
4.2 Resultados experimentales y de la simulación del modelo de difusión térmica	57

CAPITULO V. ALGUNAS APLICACIONES DEL MODELO DE DIFUSION TERMICA	58
CONCLUSIONES	61
REFERENCIAS	64
SIMBOLOGIA DEL PRESENTE TRABAJO	67
APENDICE	71
APENDICE A (FIGURAS DEL PRESENTE TRABAJO)	71
APENDICE B (RESULTADOS DE LA SIMULACION EN GRAFICAS)	83
APENDICE C (RESULTADOS DE LA SIMULACION EN TABLAS)	94
INDICE	
INDICE DE FIGURAS DEL CAPITULO I	
Fig.1 Relación existente entre la superficie y la profundidad para el Lago Tahoe, California medido con un planímetro por Hakanson, 1981	72
Fig.2 Representación gráfica de las principales zonas en los Lagos durante el verano especificadas por Goldman, 1983	73
Fig.3 Estructura térmica y óptica de un Lago con profundidad durante el periodo de estratificación térmica durante el verano de acuerdo a Goldman, 1983	74
Fig.4 Curvas de temperatura en lo alto de la estratificación térmica del verano. F, Lago Flakevatn, Norway, un Lago dimictico subpolar; C, Lago Cayuga, Newyork, un Lago dimictico; I, Lago Ikedako, Japón, un Lago monomictico (subtropical); E, Lago Edward, Uganda, un Lago oligomictico, tendiendo a ser un Lago más o menos meromictico; L, Lago Linsley y Q el Lago Quassapaug, son lagos dimicticos	75
INDICE DE FIGURAS DEL CAPITULO II	
Fig.5 Representación gráfica del perfil térmico en términos de diferencias finitas como una función de la profundidad y el tiempo (Constantinides, 1986)	76
Fig.6 Representación de las principales variables que intervienen en el balance de energía y poder conocer el régimen térmico en Lagos y Presas (Jirka et.al., 1978 y Ryan-Harleman, 1973)	77

Fig.7	Representación gráfica del balance de energía para determinar la cantidad de energía neta que queda en la superficie del agua (Jirka et. al., 1978 y Ryan-Harleman, 1973)	78
Fig.8	Representación gráfica del ángulo de declinación solar y el zenith	79
Fig.9	Representación del solsticio de verano con un ángulo de declinación de 23.5 grados sur	80
Fig.10	Representación gráfica del ángulo de altitud solar (alfa) y el ángulo zenith (Z)	81
fig.11	Representación gráfica que sirve para calcular los términos Q_N , $Q_z _{z=0}$ y $Q_z _{z=z}$ para conocer $T_{i,m+1}$	82
INDICE DEL PROGRAMA Y DIAGRAMA DE FLUJO DE COMPUTADORA PARA DETERMINAR LA DIFUSION TERMICA EN LAGOS Y PRESAS		
Fig.11A	Programa de computadora que permite simular la difusión térmica en Lagos y Presas	44
Fig.11B	Diagrama de flujo del programa de computadora para determinar la difusión térmica en Lagos y Presas	49
INDICE DE RESULTADOS DE LA SIMULACION EN GRAFICAS		
Fig. 12	Condiciones iniciales del régimen térmico de la Presa Miguel Alemán (Temascal, Oaxaca) para el 14 de Mayo de 1991	84
Fig. 13	Régimen térmico experimental y simulado para el día 30 de Mayo de 1991	85
Fig. 14	Régimen térmico experimental y simulado para el día 18 de Junio de 1991	86
Fig. 15	Régimen térmico experimental y simulado para el día 15 de Julio de 1991	87
Fig. 16	Régimen térmico experimental y simulado para el día 14 de Agosto de 1991	88
Fig. 17	Régimen térmico experimental y simulado para el día 18 de Septiembre de 1991	89
Fig. 18	Régimen térmico simulado para el día 14 de Octubre de 1991	90
Fig. 19	Régimen térmico simulado para el día 16 de Noviembre de 1991	91
Fig. 20	Régimen térmico simulado para el día 31 de Diciembre de 1991	92
Fig. 21	Representación gráfica del régimen térmico para el 30 de Mayo de 1991 sin la adición del término $d(PE)T/dT$ al modelo de difusión	93
INDICE DE RESULTADOS DE LA SIMULACION EN TABLAS		
Tabla No 1.	Condiciones iniciales de temperatura	95

Tabla No 2. Régimen térmico medido y simulado para el 30 de Mayo (150) de 1991	96
Tabla No 3. Régimen térmico para el 18 de Junio (169) medido y simulado	97
Tabla No 4. Régimen térmico medido y simulado para el 15 de julio (196) de 1991	98
Tabla No 5. Régimen térmico para el 14 de Agosto (226) de 1991	99
Tabla No 6. Régimen térmico para el 18 de Septiembre (261) de 1991	100
Tabla No 7. Resultados de la simulación para el 14 de Octubre (287) de 1991	101
Tabla No 8. Resultados de la simulación para el 16 de Noviembre (320) de 1991	102
Tabla No 9. Resultados de la simulación para el 31 de Diciembre (365) de 1991	103



INTRODUCCION

Un cuerpo receptor no es solamente un accidente geográfico ó una parte de terreno, no puede considerarse solamente desde el punto de vista geológico y topográfico, un cuerpo receptor es algo con vida propia, con energía y con movimiento cambiante. Está sometido a polución doméstica e industrial y tiene capacidad de autodepurarse debido a la acción de los organismos vivientes que consumen la materia orgánica y al proceso de sedimentación.

además del contenido de oxígeno de los afluentes del cuerpo de agua drenaje superficial y agua freática, las fuentes de reposición de oxígeno en un río son la reaireación atmosférica y la fotosíntesis del fitoplankton, algas y plantas acuáticas. La reaireación es proporcional al déficit de oxígeno disuelto, en tanto que la cantidad de oxígeno aportado por la fotosíntesis está en función del tamaño de la población de algas y de la luz solar que se proyecte sobre ellas. La radiación solar incidente es mayor al mediodía que al amanecer y al atardecer.

La cantidad de oxígeno requerido para estabilizar un residuo se mide normalmente mediante el ensayo de la demanda bioquímica de oxígeno (D.B.O.) y es por lo tanto la fuente primaria de utilización ó agotamiento de oxígeno en un río. La materia demasiado pesada no permanecerá en suspensión y se

depositará formando un depósito de fango ó capa béntica en el fondo de la corriente. Los depósitos de los fondos de los ríos de lento discurrir pueden ejercer una importante demanda de oxígeno. Aunque la mayoría del fango estará sufriendo una descomposición anaeróbica que, como se sabe es un proceso relativamente lento, la descomposición aeróbica puede tener lugar en la interface entre el fango y el agua que fluye.

Las tasas de depositación, suspensión ó arrastre de la materia depositada varían con la velocidad y turbulencia del río. A veces, la sedimentación puede reducir la carga de la demanda bioquímica de oxígeno del río, siempre y cuando se viertan sólidos sedimentables o tenga lugar la coagulación de la materia coloidal. Otras veces el arrastre aumentará la carga de la D.B.O. al retornar las partículas del agua.

(Metcalf-Eddy 1977).

Se pretende obtener y desarrollar un modelo general que permita conocer la difusión de contaminantes en el espacio y en el tiempo, así como los límites de concentración permitidos con la finalidad de preservar la vida acuática y de manera indirecta la del ser humano conociendo el grado de toxicidad de los contaminantes, de tal manera que nos permita tomar las medidas necesarias. Para lograr ésto, es necesario realizar el estudio preliminar de la difusión térmica en lagos y presas.

La difusión térmica permite conocer las características físicas, químicas y biológicas en lagos y presas, además de que es un parámetro que permite conocer la calidad del agua; su magnitud controla la rapidez de producción de las especies biológicas y químicas; controla la dispersión (difusión) de contaminantes, además de que es un prerequisite para describir la dinámica de otros parámetros de la calidad del agua tales como el crecimiento de fitoplankton y zooplankton originando la cadena alimenticia; controlando la demanda bioquímica y química de oxígeno, la cantidad de oxígeno disuelto de los compuestos químicos en solución y suspendidos, etc. Desde el punto de vista ecológico controlan la armonía ó equilibrio ecológico en los ecosistemas, sin embargo por ser sistemas de agua sujetos a las variaciones del medio ambiente, periódicamente se producen en éstas condiciones anaeróbicas que promueven la liberación de fierro, manganeso, ácido sulfhídrico y amoníaco los cuales impiden el uso diverso de éste líquido y que no puedan ser eliminados tan fácilmente en las plantas potabilizadoras convencionales además de la liberación de arsénico, níquel y plomo cuyos niveles de concentración en el agua no puedan ser utilizadas ni para aguas de riego (Victorica, 1988).

Por lo anteriormente expuesto, el conocer la difusión térmica no es solo de interés científico, sino que además es un antecedente que se debe conocer para realizar cualquier

Tesis de Maestría

estudio que describa la dinámica de cualquier parámetro de la calidad del agua.

El objetivo principal del presente trabajo fué elaborar un modelo matemático de difusión térmica que permita simular la estructura térmica en lagos y presas tanto en el espacio como en el tiempo, con el propósito de utilizarlo posteriormente en trabajos sobre difusión de contaminantes.

La hipótesis de trabajo en la que se basa el presente trabajo se sustenta en que el modelo de simulación propuesto de difusión térmica permite simular la estructura térmica en lagos y presas en el espacio y en el tiempo.





CAPITULO I. ASPECTOS TEORICOS EN RELACION A LOS
LAGOS Y PRESAS.

Las mediciones de la morfología de los lagos suministran los recursos para una rápida descripción de éstos donde usaremos con frecuencia éstos conceptos en éste capítulo (Hutchinson, 1975 y Goldman, 1983).

El área de la superficie de los lagos, varía con la estación del año y es más constante en las presas naturales donde la corriente de flujo de agua mantiene uniforme el nivel del agua. El área puede ser medida con un planímetro de un buen mapa o fotografía aérea, la cual incluye el dato de la elevación. El volumen V , puede ser calculado por las líneas del entorno de aguas abajo sumando el volumen de varias capas de agua contenidas en todas las profundidades del entorno. Es conveniente expresar V en m^3 o en Km^3 . La profundidad media Z , es obtenida dividiendo el volumen V del lago entre el área de la superficie. Otro término frecuentemente usado es la profundidad máxima Z_{max} y la longitud L de la orilla.

La fig. 1 indica la profundidad en el eje vertical y el área en el eje horizontal para el Lago Tahoe, California (Hakanson 1981) donde se puede observar las dimensiones del área a medida que la profundidad aumenta. El tiempo requerido para que toda el agua pase a través del lago es denominado ' tiempo de retención hidráulico ' y es un parámetro importante en estudios de contaminación en lagos así como también para el cálculo sobre dinámica de nutrientes.

El tiempo de retención de nutrientes es diferente al tiempo de retención hidráulico ya que es necesario incluir el tiempo de sedimentación, el tiempo de recirculación además del tiempo de flujo de salida.

Tanto como para el Gran Lago Laurentian como para el lago Tahoe tienen aproximadamente 700 años de tiempo de retención, son un depósito permanente de nutrientes. En contraste con el Lago Marion en Canadá con un tiempo de retención hidráulico de solo 1 día y muchos de sus nutrientes son removidos conforme éstos entran (Goldman, 1983).

En la figura 2. la zona del litoral se extiende por la rivera justamente por arriba de la influencia de las ondas y del rocío a una profundidad donde la luz es apenas lo suficiente para que las raíces de las plantas acuáticas crezcan. Para propósitos prácticos el habitat del litoral se extiende desde la rivera hasta a una profundidad donde la superficie del agua es perfectamente bien mezclada, extendiéndose con tranquilidad en el lago hasta el fondo en el verano. lejos de la rivera la luz y el buen mezclado terminan en la zona biótica la cual se extiende desde la superficie del lago hasta una profundidad donde la luz penetra alrededor de solo 1% de la luz que llega a la superficie del lago (Goldman, 1983).

En lagos transparentes la zona biótica puede extenderse

Proyecto de Digitalización de Tesis
Responsable M.B. Alberto Pedro Vorandi Medina

Colaboradores: Estanislao Ferman Garcia

11 M.B. Enrique Rodríguez Magaña

por debajo de la región de estratificación térmica. La zona biótica se extiende por debajo del litoral y la zona abiótica hasta el fondo del lago. Aquí los niveles de la luz son de poca intensidad para la fotosíntesis. Sin embargo la respiración procede a todas las profundidades, tanto que la zona biótica es una región de consumo de oxígeno (Goldman, 1983).

La zona de luz establece un gran elemento en la estructura de los lagos. Se observa que los límites varían diariamente, con la estación del año, con el cambio de la intensidad solar y la transparencia del agua. Similarmente las zonas superiores no se inhiben por tanta luz, acción de las ondas, movimiento del sustrato que frecuentemente suministran crecimiento a las plantas, en el límite inferior solo una pequeña cantidad de luz penetra a gran profundidad uniformemente en la mayoría de los lagos transparentes (Goldman, 1983).

1.1. ESTRUCTURA FISICA.

Los elementos de la estructura de los lagos incluye el movimiento del agua y la distribución del calor que serán posteriormente mencionados (goldman,1983).

En la Figura 2 observamos la zona pelágica ó limnética donde los organismos que habitan ésta zona han sido adaptados nadando, por suspensión o por flotación. La masa de agua tiene

la característica de que la temperatura varía con respecto a la vertical.

En los lagos los microorganismos buscan el agua fría en el verano y esto es solo a corta distancia de la superficie.

Durante la estratificación térmica, tres zonas verticales se establecen en regiones de temperatura, la parte superior de un lago estratificado es llamado el epilimnio; la porción media donde el cambio de la velocidad de la temperatura con la profundidad es muy grande la termoclina denominada también metalimnio y la porción más profunda denominada el hipolimnio, ver figura 3.

Por algun tiempo el término termoclina ha sido restringida donde ésta zona tiene un cambio al menos 1°C por metro de profundidad. Esta definición no es necesariamente estricta, tiene valores limitados, particularmente en zonas tropicales y éstos valores no están incluidos en el presente trabajo.

La distribución térmica se refleja en el cambio de su densidad, el agua fría densa se localiza en el fondo, la zona de rápido cambio en su densidad es cercano a la termoclina del lado de la superficie del agua. También las tormentas pueden agitar el epilimnio con bruscos movimientos, la pequeña

energía es transmitida a través de la termoclina para calentar consecuentemente el hipolimnio.

El epilimnio es frecuentemente llamado capa de mezclado. Esto se aplica tanto para lagos estratificados como no estratificados. En lagos poco profundos la estratificación es por periodos cortos de tiempo. La gran resistencia al mezclado es debida a la gran diferencia de densidades, se establece que la estructura estratificada de los lagos es muy importante para la distribución de químicos disueltos, gases y la biótica.

En el otoño el agua alcanza una menor radiación solar y existen grandes pérdidas de calor por la noche, la conducción y el mezclado ocasionado por el viento van erosionando la termoclina aumentando la profundidad en el epilimnio y disminuyendo en su temperatura. La estructura estratificada se pierde y el lago tiende a tener condiciones homotérmicas que consisten en tener una temperatura uniforme con respecto a la profundidad. En climas fríos el mezclado y el enfriamiento continúan hasta que la superficie del lago se congela, el congelamiento ocurre solo cuando la superficie del agua alcanza los 0°C con una disminución del viento, con vientos fríos por la noche. El hielo vá aumentando de espesor conforme progresa el viento y puede adquirir un espesor de capa de nieve. Existe ganancia de calor bajo el hielo contribuyendo a una estructura con características térmicas conocida como

estratificación inversa. Cuando el lago empieza a descongelarse y el viento mezcla el agua fría durante el descongelamiento, la temperatura del lago se incrementa lo suficiente para que la estratificación térmica se reestablezca. Otro patrón de circulación se establece en regiones tropicales y a elevadas latitudes o altitudes.

1.2. ESTRUCTURA QUÍMICA.

La distribución de los químicos, especialmente de nutrientes es el segundo gran elemento de la estructura de los lagos (Goldman, 1983). Después del inicio de la estratificación térmica, los nutrientes frecuentemente emigran de la zona del epilimnio o zona biótica al mismo tiempo que se acumulan en el hipolimnio o zona abiótica. Análogamente con la temperatura y la profundidad, también existe un cambio de sustancias llamado chemoclina y en pocos lagos es sobresaliente; la estratificación química es determinada por la temperatura y la distribución de su densidad. Esta tiende a ser una pequeña estratificación vertical de constituyentes químicos en la zona del litoral bien mezclada.

El agua al tener contacto con el fondo hace que los nutrientes tales como el fósforo, nitrógeno, fierro y otros elementos se disuelvan más eficientemente así como los sedimentos dentro del sistema.

La zona del litoral y las partes poco profundas del lago proporcionan un buen habitat para los organismos que se alimentan, se esconden y excretan, adicionándose de nutrientes reciclables del fondo.

1.9. ESTRUCTURA BIOLÓGICA.

El tercero de los elementos (Golman, 1983) en la estructura de los lagos es biológica, A través del cual algunos organismos pueden estar parte de su vida en diferentes zonas del lago. Gran parte de ellos pueden ser clasificados de acuerdo a su habitat excepto para los peces y plantas flotantes, en muchos lagos los organismos son invisibles para el observador común. Si observamos cuidadosamente, éstos pequeños organismos no tienen ninguna relación con los que viven en el fondo. Estos microorganismos de la zona pelágica son clasificados por su manera de transportarse hacia la superficie del agua.

El Plankton esta formado por organismos que flotan o que nadan a merced de las ondas y corrientes del agua, los animales de éste grupo son llamados zooplankton y las plantas fitoplankton. El plankton es común, el fungiplankton y virus presentes han sido poco estudiados. Las bacterias y el fungi son los más abundantes en asociación con partículas, fitoplankton ó sedimentos suspendidos. Los animales

fuertemente nadadores tales como el pez habitan en la zona pelágica, un maestro en su posición en la columna de agua es llamado nekton. Existe también una comunidad especial de organismos, el neuston el cual habita en la superficie del agua. El pleuston se compara con una gran bolsa flotante transportado por el viento.

La comunidad microscópica con los organismos compuestos por algas, bacterias, protozoos y pequeños metazoos son llamados aufwuchs, tales comunidades son los responsables del cambio ambiental y son excelentes indicadores biológicos en la graduación de la eutroficación.

Los organismos asociados con el fondo de los lagos son llamados organismos béticos y son referidos colectivamente como bentos, éstos incluyen todas formas de sustratos sumergidos sin importar que estén en el litoral, sublitoral o en la zona profunda, éstos sirven y se mueven en la zona más profunda del lago, tal como la larva del pez-llorón y del pez-dragón y son organismos llamados epibéticos.

1.4. . DEFINICION DE LAGOS Y ESTANQUES. El problema del concepto de lagos y estanques (Goldman,1983) ha sido sujeto a considerable definición , Welch (1952) concluye que un lago es considerado como un cuerpo de agua que debe tener una extensión de onda estéril en la orilla. Forel(1892) consideró

un estanque ser un lago con poca profundidad. La presencia de plantas acuáticas son consideradas importantes en la definición de estanque por Welch (1952). Los cuerpos de agua pueden ser considerados lagos cuando el viento juega un papel dominante en el mezclado. En los estanques el mezclado predomina gentilmente. Por definición los estanques son poco profundos, frecuentemente el agua es térmicamente estratificada, con abundante crecimiento de raíces y macrofitas acuáticas flotantes.

1.5. CLASIFICACION DE LOS LAGOS DE ACUERDO A YOSHIMURA

Los lagos tropicales (Hutchinson, 1975) tienen una elevada temperatura en su superficie aproximadamente de 20-30 °C, con una pequeña amplitud de variación anual y con un pequeño gradiente térmico a cualquier profundidad; aunque el gradiente de la densidad es lo suficiente para darnos la estabilidad. La estabilización es irregular, pero usualmente ocurre en los tiempos fríos del año.

Lagos subtropicales. Con una temperatura nunca por debajo de los 4 °C (Hutchinson, 1975), con una variación anual alta, grandes gradientes térmicos y con un periodo de circulación en el año.

Lagos templados. Con temperaturas en su superficie por

arriba de los 4°C en el verano y abajo de los 4°C en el invierno, grandes gradientes térmicos, 2 periodos de circulación, uno antes y otro después del otoño (Hutchinson, 1975).

Lagos subpolares. Con una temperatura en su superficie por debajo de los 4°C solo por un periodo corto en el verano, gradiente térmico pequeño; la termoclina si está presente es muy poco desarrollada y en general cercana a la superficie; dos periodos de circulación idealmente, uno empezando en el verano y otro empezando en el otoño, temporalmente templado en el verano que generalmente permiten ser mezclados frecuentemente (Hutchinson, 1975).

Lagos polares. Con temperaturas siempre por debajo de los 4°C , hielo libre por periodos muy cortos y con circulación solo en lo alto del verano (Hutchinson, 1975).

Las curvas de la figura 4 fueron usadas por Yoshimura para mostrar en forma gráfica su clasificación, indicando la utilidad de su proyecto. El término dimíctico es utilizado para cualquier lago con 2 circulaciones al año (hutchinson, 1975).



CAPITULO II. ASPECTOS TEÓRICOS DEL MODELO DE SIMULACION DE
DIFUSION TERMICA PARA PREDECIR EL REGIMEN TERMI-
CO EN LAGOS Y PRESAS.

2.1. CONCEPTOS GENERALES DE ESTRATIFICACION TERMICA Y CONDICIONES HOMOTERMICAS.

Dependiendo de la estación del año la transferencia de calor aumenta o disminuye la temperatura de la superficie del agua, según sean las magnitudes de la radiación solar, temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y la nubosidad. Cuando el líquido está en condiciones homotérmicas y el calor neto en su superficie es positivo, es decir, cuando existe ganancia de calor, el agua se calienta y se expande iniciándose así el proceso de estratificación. Bajo estas condiciones se distinguen tres regiones bien definidas (ver figura 3.): Una superior llamada epilimnio, donde el agua está más caliente, bien mezclada e iluminada, el transporte de masa y energía se realiza por mecanismos turbulentos; una intermedia llamada termoclina, determinada por la parte de la curva donde se localiza el gradiente térmico máximo en la columna de agua y que se caracteriza por amortiguar el transporte de masa y de energía hacia la capa adyacente o hipolimnio, donde la temperatura es menor, casi constante en todo el perfil donde el transporte de masa y energía se realiza sobre todo por difusión molecular.

En las presas y lagos de las regiones tropicales y subtropicales de nuestro país, la estratificación térmica se inicia a mediados de la primavera y se mantiene hasta mediados del otoño en que alcanza su máxima estabilidad; en éste lapso el incremento de la temperatura en la superficie

del agua hace que disminuya su densidad, lo cual inhibe el efecto de la mezcla inducida por el viento; es decir en éstas circunstancias el viento no puede vencer la fuerza de gravedad y elevar las aguas más densas desde el fondo hasta la superficie para mezclarlas con las más ligeras. A partir de la segunda mitad del otoño, la temperatura del aire empieza a decrecer, provocando pérdidas netas de calor en la superficie del agua e incrementando en la densidad. A medida que el enfriamiento continúa, la profundidad del epilimnio y la termoclina se incrementa, lo que crea condiciones de inestabilidad hasta el punto en que, por efecto del viento y la fuerza de gravedad, se produce la mezcla total y se adquieren nuevamente las condiciones homotérmicas (Victorica, 1988).

2.2. MODELO DE DIFUSIÓN TÉRMICA.

El modelo de lagos naturales y presas es dependiente del tiempo, del área variable, absorción y transmisión de la radiación solar, de la conducción y evaporación en la superficie del agua, de la entrada y salida de flujos y finalmente de la difusión y mezclado debido a la turbulencia ocasionada por la energía del viento. La ecuación básica de transporte de calor en un elemento diferencial para un lago o presa en una dimensión con respecto a la vertical con flujos de entrada y salida es: (Jirka et. al., 1978 y Ryan-Harleman, 1975):

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \left(\frac{1}{A}\right) \frac{\partial (Q_v T)}{\partial Z} = \left(\frac{K}{A}\right) \left(\frac{\partial (A \frac{\partial T}{\partial Z})}{\partial Z}\right) + \left(\frac{B U_i T_i}{A}\right) - \left(\frac{B U_o T}{A}\right) - \left(\frac{1}{\rho c}\right) \left(\frac{\delta (I_z A)}{\partial Z}\right) \quad (1)$$

donde T es la temperatura a la profundidad z ; A es el área del elemento, B es el espesor del elemento; u_i es la velocidad de flujo de entrada horizontal; t_i es la temperatura del flujo de entrada; u_o es la velocidad de flujo de salida horizontal; Q_v es la velocidad de flujo vertical, I_z es la radiación solar de longitud de onda corta por unidad de área, K es el coeficiente de difusión térmica vertical, considerado ser constante con la profundidad; c es la capacidad calorífica del agua; la cantidad δ por nos representa el calor por unidad de volumen. La radiación de absorción solar no se considera un fenómeno de superficie. La radiación de onda corta puede ser transmitida hasta a una profundidad de 30 metros dependiendo de la claridad del agua.

Si las dimensiones de la presa son suficientemente grandes con respecto a su profundidad, en donde no existen descargas térmicas, considerando que el área es constante y el perfil de velocidades tiende a cero, es decir, cuando no existen variaciones con respecto a su entorno, la ecuación (1) es representada por la siguiente expresión:

$$K \frac{\partial}{\partial Z} \left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right) = \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial I_z}{\partial Z} \quad (1A)$$

El siguiente paso es resolver la ecuación (1A) en términos de diferencias finitas y para esto tenemos que hacer uso de la figura 5. que nos representa la solución numérica del problema en coordenadas rectangulares: (Constantinides, 1986)

$$\frac{\partial}{\partial Z} \left(K \left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right) \right) = \frac{\partial K}{\partial Z} \frac{\partial T}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \quad (2)$$

$$\frac{\partial K}{\partial Z} = \frac{1}{2\Delta Z} (K_{i+1,m} - K_{i-1,m}) \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial Z} = \frac{1}{2\Delta Z} (T_{i+1,m} - T_{i-1,m}) \quad (4)$$

$$K \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} = K_{i,m} \left(\frac{1}{\Delta Z^2} (T_{i+1,m} - 2T_{i,m} + T_{i-1,m}) \right) \quad (5)$$

sustituyendo las ecuaciones (3), (4) y (5) en la ecuación (2):

$$\frac{\partial}{\partial Z} \left(K \left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right) \right) = \frac{1}{4\Delta Z^2} (K_{i+1,m} - K_{i-1,m}) (T_{i+1,m} - T_{i-1,m}) + K_{i,m} \left(\frac{1}{\Delta Z^2} (T_{i+1,m} - 2T_{i,m} + T_{i-1,m}) \right) \quad (6)$$

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \rho_{i,m} C_{p,i,m} \left(\frac{T_{i,m+1} - T_{i,m}}{\Delta t} \right) \quad (7)$$

$$-\frac{\partial I}{\partial Z} = -\frac{1}{\Delta Z} (I_{i+1/2} - I_{i-1/2}) \quad (8)$$

sustituyendo las ecuaciones (6), (7) y (8) en la ecuación (1):

$$\frac{1}{4\Delta Z^2} (K_{i+1,m} - K_{i-1,m}) (T_{i+1,m} - T_{i-1,m}) + K_{i,m} \left(\frac{1}{\Delta Z^2} (T_{i+1,m} - 2T_{i,m} + T_{i-1,m}) \right) = \rho_{i,m} C_{p,i,m} \left(\frac{T_{i,m+1} - T_{i,m}}{\Delta t} \right) - \left(\frac{1}{\Delta Z} \right) (I_{i+1/2} - I_{i-1/2}) \quad (9)$$

De esta ecuación (9) es posible conocer la nueva temperatura $T(z, t)$ por lo que despejamos este término, tenemos:

$$T_{i,m+1} = \frac{\Delta t}{\rho_{i,m} C_{p,i,m} \Delta Z^2} \left((K_{i+1,m} - K_{i-1,m}) (T_{i+1,m} - T_{i-1,m}) + K_{i,m} (T_{i+1,m} - 2T_{i,m} + T_{i-1,m}) + (I_{i+1/2} - I_{i-1/2}) \Delta Z \right) + T_{i,m} \quad (10)$$

La capacidad calorífica es considerada constante ya que las variaciones son despreciables en el rango de interés de temperaturas, para el cálculo de $\rho_{i,m}$ y de $k_{i,m}$ utilizamos las siguientes ecuaciones: Tabor y Weinberger (1981).

$$\rho_{i,m} = 999.97 \left(1 - 6.63 \times 10^{-6} (T - 4)^2 \right)$$

$$k_{i,m} = 0.6 \left(1 + 2.81 (T - 20) \times 10^{-3} \right)$$

$$c_{p,i,m} = 4186 \text{ J / kg } ^\circ\text{C}$$

Para la solución numérica de la ecuación (10) es necesario definir las condiciones iniciales de frontera, conocer los valores de $c_{p_{i,m}}$, $\rho_{i,m}$ y $\kappa_{i,m}$ como una función de la temperatura; para que el método tenga solución es necesario que se cumpla el siguiente criterio de convergencia: (Tabor y Weinberger, 1981)

$$\frac{\kappa_{i,m} \Delta t}{\rho_{i,m} c_{p_{i,m}} \Delta^2 Z} < 0.5 \quad (11)$$

2.9. BALANCE DE ENERGÍA PARA DETERMINAR $\delta l / \delta z$ EN LA SUPERFICIE DEL AGUA.

Las condiciones iniciales quedan definidas por la distribución inicial de la temperatura con respecto a la vertical, tenemos que conocer los valores de $T(z,t=0)$; para las condiciones en las fronteras, se considera que el flujo de calor en paredes rígidas es igual con cero y en la superficie del agua queda definida en términos de flujo de calor (Jirka et. al., 1978 y Ryan-Harleman, 1973). Estos flujos consisten de las radiaciones solares que penetran en la superficie del agua, las que salen de ella, el calor que se pierde por evaporación y por convección. La figura 6, indica los diferentes términos de radiación que intervienen para efectuar el balance y poder predecir el régimen térmico. El

nombre de las variables que intervienen en el balance térmico son:

ϕ_s es la radiación solar extraterrestre (onda corta)

ϕ_{st} es la radiación solar incidente que llega a la superficie del agua (onda corta)

ϕ_{sr} es la radiación solar reflejada (onda corta)

ϕ_{sn} es la radiación solar neta que llega a la superficie del agua (onda corta)

ϕ_e es el flujo de calor por evaporación

ϕ_c es el flujo de calor por conducción

ϕ_{br} es la radiación emitida por la superficie del agua (onda larga)

ϕ_a es la radiación atmosférica incidente (onda larga)

ϕ_{an} es la radiación atmosférica neta que penetra en la superficie del agua (onda larga)

ϕ_{ar} = radiación atmosférica reflejada (onda larga)

Es necesario realizar un balance de energía en la superficie del agua que está en contacto con la atmósfera como una función del tiempo.

Existen varios procedimientos de cálculo, la mayoría de ellos combinan los resultados obtenidos con la investigación, con las pruebas de campo y de laboratorio.

Para realizar el balance de energía en la superficie del agua, es necesario apoyarse de la figura 7.

El balance de energía global en la superficie del agua es :

$$(\phi_{st} - \phi_{sr}) + (\phi_a + \phi_{ar}) = \phi_e + \phi_c + \phi_{br} + QN \quad (12)$$

$$\phi_{sn} + \phi_{an} = \phi_e + \phi_c + \phi_{br} + QN \quad (12A)$$

despejando el término QN :

$$QN = \phi_{sn} + \phi_{an} - \phi_e - \phi_c - \phi_{br} \quad (13)$$

donde QN es la energía neta que nos queda en la superficie del agua a través del tiempo como una función de la energía solar incidente ϕ_{st} (y por consiguiente de la energía solar neta que penetra en la superficie del agua ϕ_{sn}), de la energía emitida por la atmósfera ϕ_a (y por consiguiente de la energía neta emitida por la atmósfera que penetra en la

superficie del agua ϕ_{an}), del calor desprendido debido a la evaporación ϕ_e , del calor desprendido por conducción ϕ_c y finalmente de la energía emitida por la superficie del agua hacia la atmósfera ϕ_{br} . La energía recibida por el agua (ϕ_{an} y ϕ_{an}) proviene de la radiación de onda corta del sol ϕ_s y de la onda larga de la atmósfera ϕ_a . La primera depende de la latitud del lugar, de la fecha y hora del día, su intensidad se ve afectada por la nubosidad y la humedad del lugar; la segunda depende primordialmente de la temperatura del aire y en forma secundaria de la nubosidad en el instante.

Al encontrarse el agua a una cierta temperatura, radia energía hacia el espacio, la intensidad depende de la temperatura absoluta del agua a la cuarta potencia y del coeficiente de emisividad.

Al existir una diferencia de temperatura entre la superficie del agua y el aire, ambos en contacto, existirá una transferencia de calor del más caliente al más frío a dicha diferencia de temperatura. La constante de proporcionalidad está asociada con la velocidad del viento sobre el agua.

Finalmente debido al gradiente de presiones de vapor entre la superficie del agua y el aire circundante, se produce la evaporación. La razón de la evaporación depende de éste gradiente de presiones y es proporcional de cierta forma

a la velocidad del viento.

Las ecuaciones para el cálculo de los flujos de calor fueron las desarrolladas por Ryan y Harleman(1973) y transformadas al sistema métrico por Hiriart y Pereyra (1980) :

$$\phi_{br} = 5.44 \cdot 10^{-8} \cdot (T_s + 273.3)^4 \quad (14)$$

$$\phi_c = 4.96 \cdot W \cdot (T_s - T_a) \quad (15)$$

$$\phi_e = 4.96 \cdot W \cdot (e_s - e_a) \quad (16)$$

$$\phi_a = e \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (17)$$

$$\phi_s = \frac{I_0}{R^2} \cdot \text{sen} \alpha \quad (18)$$

$$\phi_{st} = \phi_s \cdot (1 - 0.65 \cdot C^2) \quad (19)$$

La energía ϕ_s al penetrar a la atmosfera, tiene contacto con los gases de la atmósfera siendo éstos principalmente vapor de agua, bioxido de carbono, ozono y los gases formados por el aire que al llegar a la superficie del agua se reduce a ϕ_{st} dada por la ecuación (19).

$$\phi_{an} = 0.511 \cdot 10^{-12} \cdot (T_a + 273.3)^6 \cdot (1 + 0.17 \cdot C^2) \quad (20)$$

$$\phi_{sn} = \phi_{st} - \phi_{an} \quad (21)$$

donde ϕ_{sr} es la energía de onda corta que se refleja, es función de ϕ_{st} se obtiene de la siguiente relación: (Ryan y Harleman, 1973)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ϕ_{sr}/ϕ_{st} (%)	9	7	7	6	6	6	6	6	7	7	9	10

donde t_s es la temperatura de saturación del agua, w es la velocidad del viento, t_a es la temperatura del aire, c es la nubosidad (fracción del cielo cubierto por nubes), e_s y e_a son las presiones de vapor del agua y del aire. Para el cálculo de las dos últimas variables las siguientes fórmulas son útiles:

$$e_s = 162.9 \cdot 10^6 \exp(-4157 / (T_s + 239)) \quad (22)$$

$$e_a = (H/100) \cdot 162.9 \cdot 10^6 \exp(-4157 / (T_a + 239)) \quad (23)$$

donde H es la humedad relativa en (%), medida a dos metros sobre el nivel del agua.

Para realizar los cálculos anteriores es necesario obtener los datos meteorológicos de la estación meteorológica más cercana al lago ó presa. En el último de los casos, de no existir éstos datos, no se comete un error muy grande el suponer un valor para la nubosidad de $c = 0.5$; si no existen registros de humedad relativa ni de viento, como es común en muchos lugares, se pueden utilizar las mediciones mensuales

de evaporación del sitio y reemplazar la ecuación (16) por la siguiente expresión:

$$\phi_e = 29.4 * E \quad (24)$$

donde E (mm / día) es la evaporación promedio mensual del lugar, ésta expresión ha sido comprobada experimentalmente por Urquidi (1979) con excelentes resultados cuando se trata de un balance semanal ó mensual de energía. En la ecuación (15) cuando no se conoce el viento, se puede utilizar un valor aproximado de 5 m s^{-1} , el error cometido por ésta aproximación es muy pequeña, ya que el calor perdido por convección representa alrededor del 1% del calor total perdido por el agua.

Se utilizaron las relaciones obtenidas por (Ryan y Harlem, 1973) sus formulaciones se basan en principios termodinámicos y metereológicos conteniendo un gran número de parámetros que nos permiten realizar los cálculos mediante la información obtenida a través de las estaciones climatológicas y metereológicas que casi siempre se localizan cerca de los lagos y de las presas.

La radiación solar extraterrestre emitida ϕ_s está en función del día del año y del horario s ; se calcula por la siguiente expresión: (James P. Tood y Herbert B. Ellis, 1982)

$$\phi_s = (I_0^2) \sin \alpha \quad (25)$$

$$\sin \alpha = \sin(L) \sin(\delta) + \cos(L) \cos(\delta) \cos(H) \quad (26)$$

donde I_0 es la constante solar, R es la relación entre la distancia real tierra-sol y la distancia media tierra-sol, L es la latitud del lugar sobre la superficie de la tierra, δ es el ángulo de declinación solar y H es el horario solar del día N .

$$I_0 = 1968 \text{ W} / \text{MT}^2$$

$$R = 1 + 0.17 \cos\left(360 \frac{186 - N}{360}\right) \quad (27)$$

Para calcular el horario solar al amanecer y al atardecer (cuando el sol aparece en el amanecer y cuando el sol se oculta en el horizonte), nos valemos de los siguientes conceptos (Solar energy handbook, 1989).

El tiempo local o tiempo de reloj, cuando el mediodía solar ocurre, diferirá de las 12:00 horas del mediodía debido a efectos severos, los cuales son introducidos en la siguiente expresión:

$$t_{gn} = 12:00 + 4(Y - Y_0) + t_c \quad (28)$$

donde Y es la longitud del meridiano local en grados, Y_0 es la longitud del meridiano estándar en grados, t_c es la

ecuación del tiempo en minutos y t_{sn} es el tiempo cuando el mediodía solar ocurre en minutos.

La ecuación del tiempo puede ser representada por la siguiente fórmula:

$$t_c = 9.9 \sin(2Y) + 7.35 \sin(Y - 13^\circ) \quad (29)$$

donde $y = 360 / 365 (N + 80)$ es el ángulo anual en grados y N es el número del día del año. El mediodía solar es el tiempo del día cuando el sol tiene un ángulo de elevación por encima del horizonte y cuando su ángulo azimutal es cero.

El tiempo local al amanecer y al atardecer puede ser obtenido adicionando y restando el ángulo horario H_s de la ecuación (27), H_s es obtenido de la siguiente ecuación:

$$\cos(H_s) = \tan(\delta) \tan(L) \quad (30)$$

donde H_s es el ángulo horario entre el mediodía solar y el amanecer ó el atardecer, δ es el ángulo de declinación solar L es la latitud del lugar, finalmente:

$$t_{sr} = t_{sn} - H_s / 15 \quad (31)$$

$$t_{ss} = t_{sn} + H_s / 15 \quad (32)$$

donde t_{sr} es el horario al amanecer y t_{ss} es el horario al atardecer en horas.

Para el cálculo de δ , L , h , y α , es necesario tener en cuenta los siguientes conceptos (Tood y Ellis, 1982):

1. Angulo de declinación solar (δ). (ver figura 8)
Es definido como el ángulo en un punto del ecuador de la tierra al medio día solar entre los rayos del sol y la línea vertical del punto (zenith). El ángulo de declinación solar cambia continuamente a través del año y de los días, esto es porque el eje de rotación de la tierra se inclina cuando más 23.5° con respecto a la normal del plano de la órbita de la tierra alrededor del sol. Los dos puntos de oposición en la órbita del ángulo de declinación solar son a) 23.5° norte (en el solsticio de verano) y b) 23.5° sur (en el solsticio de invierno). Esto es ilustrado en la Figura 9 tanto para el equinoccio de primavera como el de otoño, el ángulo de declinación solar es 0° . El ángulo de declinación solar es calculado para cualquier día del año con la siguiente expresión:

$$\delta = 23.45 * \sin\left(360 \frac{(284 + N)}{365}\right) \quad (33)$$

donde:

N es cualquier día del año iniciando con el 1o de Enero, por ejemplo el 14 de Mayo corresponde al día 134.

2. La latitud (L) sobre la superficie de la tierra. La

localización de la latitud sobre la superficie de la tierra es medida en grados norte ó sur a partir del ecuador de la tierra. El ecuador es 0° latitud y los dos polos son 90° norte y sur.

3. El ángulo solar (H). El ángulo del día solar H es expresado en grados, en horas y minutos donde 1 hora es igual a 15° . El ángulo horario es una medición de la posición rotacional de la tierra sobre el eje de rotación de la tierra, es medido de este a oeste del mediodía solar local (también denominado medio día alto) y tiene un valor de 0° , cada hora son 15° longitud, con signo positivo (+) por la mañana y con signo negativo (-) por la tarde ; por ejemplo $h = + 15^{\circ}$ para las 11a.m. y -37.5° para las 2.30 p.m.. El ángulo horario solar de la salida y puesta del sol varía con la estación del año (declinación solar) y la latitud . Estos valores pueden ser obtenidos para cualquier día del año directamente de un planisferio.

4. - Angulo de altitud solar. El ángulo de altitud solar (α) es medido desde el plano horizontal local (en un punto de interés sobre cualquier punto de la tierra). El ángulo de altitud solar es un factor en la evaluación, absorción y dispersión de la energía en la atmósfera. El ángulo complementario (medido por la línea vertical) es llamado ángulo zenith (Z). Estos ángulos son ilustrados en la figura 10;

α es evaluado a partir de la ecuación (26).

2.4. ECUACION DE INTENSIDAD DE LA RADIACION SOLAR COMO UNA FUNCION DE LA PROFUNDIDAD.

Con los conceptos y ecuaciones anteriores es posible conocer el término Q_N con la ecuación (13). Para el cálculo de la intensidad de la radiación solar con la profundidad requiere apoyarse en la siguiente relación (Dakey Harleman, 1969):

$$\phi_z = (1-\beta)\phi_{sn} \exp(-\eta z) \quad (34)$$

donde β es una fracción de ϕ_{sn} de onda larga que se absorbe y la remanente $(1-\beta)$ de onda corta que penetra y se absorbe internamente, los parámetros η y β pueden obtenerse haciendo mediciones de campo, si ésto no es posible η puede estimarse aproximando mediante la profundidad de la transparencia del agua medida con el disco sechi y utilizando la siguiente relación (Ryan y Harleman, 1973):

$$\eta = \frac{1.7}{Z_d} \quad (35)$$

Se ha observado que el valor del parámetro β varía entre 0.4 y 0.5 los experimentos de laboratorio de Snider y Viskanta sugieren un valor de $\beta = 0.55$ (Jirka et. al.1978).

Se utilizó un valor de $\eta = 0.75$ (valor tomado de la referencia Subrata, Sengupta y Lee, 1981).

2.5. INFLUENCIA DEL VIENTO SOBRE LA ZONA DE MEZCLADO.

Una aproximación numérica iterativa en el cual se obtiene el calentamiento y el mezclado a un tiempo dado es llevada al cabo por Jirka y Harleman (1971). Durante un intervalo de tiempo dado, la energía potencial de la columna de agua es alterada por el cambio de la densidad debido al calentamiento o al enfriamiento y al ajuste del perfil de densidades debido a la entrada del viento en la capa o zona de mezclado, esto puede ser expresado como:

$$\frac{d(PE)}{dt} = \frac{d(PE)^h}{dt} + \frac{d(PE)^e}{dt} \quad (36)$$

La ecuación anterior debe ser introducida a la ecuación (1) y (1A) con la finalidad de realizar el ajuste del modelo. El subíndice h se refiere al calentamiento y e a la entrada de energía debido al viento. Al utilizar las ecuaciones (1) a la (34) se puede conocer el cambio $d(PE)^h/dt$.

Experimentos sobre la velocidad de entrada de viento sobre las capas inferiores con turbulencia en las capas superiores en ausencia de calentamiento o enfriamiento, Turner, 1968; Kato y Phillips (1969) indican que el cambio

de la energía potencial es igual a la velocidad de trabajo del esfuerzo de corte debido al viento o bien:

$$\frac{dPE^o}{dt} = \rho_a u^3 A \quad (37)$$

donde ρ_a es la densidad del aire y u es la velocidad de corte del viento. Esta ecuación es denominada Regla del mezclado del viento y es aplicada al perfil de temperaturas calculado por la ecuación (1) y (1A).

Conceptualmente el procedimiento iterativo calentamiento-mezclado es como sigue:

1. Utilizar las ecuaciones (1) ó (1A) hasta la (38) para conocer el perfil térmico debido al calentamiento, conociendo QZ de calentamiento.
2. Calcular el perfil térmico utilizando la regla del mezclado, ésta debe ser utilizada solamente para la zona de mezclado, su profundidad es calculada por la siguiente expresión:
(Jirka y Harleman, 1978):

$$\frac{h_s}{H} = 0.3 \quad (38)$$

donde h_s es la profundidad de la zona de mezclado y H es la profundidad total del lago o presa. Lo anterior permite conocer QZ de mezclado utilizando la ecuación (1) ó (1A).

3. Se procede a verificar si QZ de calentamiento es igual a QZ de mezclado, si son iguales se termina el proceso iterativo, si no son iguales se continúa con el siguiente paso.

4. Se obtiene un nuevo valor de QZ promediando QZ de calentamiento con QZ de mezclado y se introduce nuevamente en la ecuación (1) ó (1A).

2.6. PROCEDIMIENTO GENERAL PARA LLEVAR A CABO LA SIMULACION

Para el cálculo de $\tau_{i,m+1}$ utilizamos la figura 11 y las ecuaciones (10) hasta la (34).

Para determinar $\tau_{1,m+1}$ es necesario calcular :

$$I_{i+1/2} - I_{i-1/2} = QN - \phi_{z|z=0.1\text{mts}} \quad (39)$$

$\phi_{z|z=0.1\text{mts}}$ es calculada por la ecuación (34) y QN por la ecuación (13).

La ecuación (39) se debe utilizar solamente para calcular $\tau_{1,m+1}$, hemos supuesto un valor de 0.1 m de profundidad para ésta zona; para el cálculo de $\tau_{i,m+1}$ es necesario sustituir la ecuación (43) en la ecuación (10).

Para el cálculo de $\tau_{i,m+1}$ nos basamos en la figura 11 y de las ecuaciones (10) y (34) solamente. Para calcular:

$$I_{i+1/2} - I_{i-1/2} = \phi_{z|i+1/2} - \phi_{z|i-1/2} \quad (40)$$

donde $\phi_{z|i+1/2}$ y $\phi_{z|i-1/2}$ se utiliza la ecuación (34) y se sustituyen en la ecuación (10) para conocer los valores de $\tau_{i,m+1}$ desde $\tau_{2,m+1}$ hasta $\tau_{n,m+1}$.

La siguiente etapa es utilizar el programa de computadora con la finalidad de poder realizar la simulación del modelo.





CAPITULO III. PROGRAMA DE COMPUTO QUE PERMITE
SIMULAR EL MODELO DE DIFUSION
TERMICA.

3.1. PROGRAMA DE COMPUTO




```

C:TEMP.BAS      Line 23      Col 1      Insert Indent Tab
100 DIM T(25),T1(25),T2(25),PRF(25),PRF1(25)
200 DIM Q(25),Q20(25),DGUA(25),KTER(25)
210 REM
220 REM
1000 PRINT " DAME LOS SIGUIENTES DATOS METEREOLÓGICOS Y CLIMATOLÓGICOS "
1010 PRINT " DE LA PRESA EN ESTUDIO"
1020 INPUT " DAME LA LONGITUD DEL MERIDIANO ESTANDARD, EN GRADOS = ";LMS
1030 INPUT " DAME LA LONGITUD DEL MERIDIANO LOCAL, EN GRADOS = ";LML
1040 INPUT " DAME LA LATITUD DEL LUGAR, EN GRADOS = ";LLA
1050 INPUT " DAME LA ALTURA DE LA PRESA SOBRE EL NIVEL DEL MAR, MTS =";ZZ
1060 INPUT " DAME LA PROFUNDIDAD INICIAL MEDIA DE LA PRESA, MTS =";ZM
1070 INPUT " DAME LA PROFUNDIDAD ACTUAL MEDIA DE LA PRESA, MTS =";PTC
1080 INPUT " DAME LA TEMPERATURA AMBIENTE PROMEDIO DEL PERIODO, oC =";TAIRE
1090 INPUT " DAME LA EVAPORACION EN MM/DIA =";E
1100 INPUT " DAME EL VALOR DEL COEFICIENTE DE EXTINCION, ADIM =";EC
1110 INPUT " DAME EL VALOR DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO,MTS/SEG =";U
1120 INPUT " DAME LA FRACCION DE CIELO CUBIERTO POR NUBES,ADIM =";C
1140 INPUT " DAME LA FRACCION DE ENERGIA SOLAR REFLEJADA, ADIM =";FFF
1148 INPUT " DAME EL NUMERO DE TEMPERATURAS A DETERMINAR =";II
1149 INPUT " DAME EL VALOR DEL INCREMENTO DE PROFUNDIDAD =";IDP
1150 INPUT " ES EL PERIODO DE LOS MAS LLUVIOSOS ? ;NO,NN=0;SI,NN=1";NN
1155 INPUT " DAME EL VALOR DEL DIA INICIAL Y FINAL DEL PERIODO =";D,DF
1156 PRINT " DAME EL VALOR DE LAS TEMPERATURAS INICIALES"
1157 FOR I=1 TO II+1

```

```

C:TEMP.BAS      Line 47      Col 1      Insert Indent Tab
1158 PRINT "EL VALOR INICIAL DE T("I") ES =":INPUT T(I)
1159 NEXT I
1165 BE=.4:CSOLAR=1370:PI=3.1416:PII=PI/180:PIII=2*PI/365
1170 CP=4185:PI12=PI/12:KAIRE=.03
1213 FOR I=1 TO II+1
1214 PRF(I)=IDP
1216 NEXT I
1220 FOR I=1 TO II+1
1230 D1GUA=6.63E-06
1240 D2GUA=((T(I)-4)^2)
1250 DGUA(I)=999.97*(1-D1GUA*D2GUA)
1260 KTER(I)=0.6*(1+.00281*(T(I)-20))
1270 NEXT I
1280 REM
1290 REM
3000 GOSUB 5000
3010 FOR JJ=13 TO 36 STEP 1
3020 IF JJ=24 THEN D=D+1:GOSUB 5000
3025 TM=13.9*SIN(PI*D/365)+7.6
3026 IF JJ>=13 AND JJ<=14 THEN TAIRE=6.5*(1+SIN((.9444+JJ/9)*PI))+TM:GOTO 3070
3030 IF JJ>23 AND JJ<=29 THEN TAIRE=6.5*(1+COS(PI*((JJ-24)+10)/15))+TM:GOTO 30
3035 IF JJ>29 AND JJ<=36 THEN TAIRE=6.5*(1+SIN((.9444+(JJ-24)/9)*PI))+TM:GOTO
3040 IF JJ>15 AND JJ<=23 THEN TAIRE=6.5*(1+COS((JJ-14)*PI/15))+TM:GOTO 3070
3070 HHH=(JJ-12)*PI12

```

fig. 11A. Programa de computadora que nos sirve para determinar la difusión térmica en lagos y presas.

```

C:TEMP.BAS      Line 71      Col 1      Insert Indent Tab
3080 TCR=3600
3085 IF JJ > HAT AND JJ < (HAM+24) THEN QSOL=0:GOTO 3112
3090 ALFAX=ALFA+(BETA*COS(HHH))
3095 CSOL=CSOLAR/R^2
3100 FSOL=CSOL*ALFAX
3110 QSOL1=(FSOL-FFF*FSOL)
3111 QSOL=QSOL1*(1-0.65*C^2)*TCR
3112 FFATM=(TAIRE+273)^6
3113 FF1ATM=(1+.17*C^2)
3114 QATM=(5.11E-13*FF1ATM*FFATM)*TCR
3115 QEVAP=(29.4*E)*TCR
3116 QCONV=(4.96*U*(T(1)-TAIRE))*TCR
3118 FAGUA1=(T(1)+273)^4
3119 QAGUA=(5.44E-08*FAGUA1)*TCR
3130 QN=QSOL+QATM-QEVAP-QCONV-QAGUA
3180 PRF2=IDP/2
3190 FOR I=1 TO II+1
3195 R1=TCR/(DGUA(I)*CP*(PRF(I)^2))
3125 IF I=1 THEN R(2)=.25*(KTER(2)-KAIRE)*(T(2)-TAIRE):R3=KTER(1)*(T(2)-2*T(1)
3230 IF I=II+1 THEN R(2)=0:R3=KTER(II)*(-T(II)+T(II-1)):GOTO 3260
3235 R2=.25*(KTER(I+1)-KTER(I-1))*(T(I+1)-T(I-1))
3240 R3=KTER(I)*(T(I+1)-2*T(I)+T(I-1))
3260 PRF1=PRF2:PRF2=PRF1+PRF(I):PRF1(I)=PRF1+(IDP/2)
3270 Q1=EXP(-EC*PRF1)

```

```

C:TEMP.BAS      Line 95      Col 1      Insert Indent Tab
3275 Q2=EXP(-EC*PRF2)
3280 Q3=Q1-Q2
3290 Q20(I)=QSOL*(1-BE)*Q3
3300 T1(I)=(R1*(R2+R3))+Q20(I)/(DGUA(I)*CP*PRF(I))+T(I)
3310 IF NN=1 THEN GOTO 3450
3320 RCT=DGUA(I)*CP*(T1(I)-T(I))/3600
3330 DKT=(R2+R3)/(PRF(I)^2)
3340 FIZ=Q20(I)/(PRF(I)*3600)
3350 PEH=DKT-RCT+FIZ
3360 PEW=.5*1.1774*(U^2)
3370 P=(PTC*.3)+IDP
3380 IF PRF1(I) > P THEN PEW=0
3390 PET=PEW+PEH
3400 T2(I)=(3600*(DKT+FIZ+PET)/(DGUA(I)*CP))+T(I)
3410 Q(I)=(DGUA(I)*CP*(T2(I)-T(I)))-(((R2+R3)*3600)/PRF(I)^2)
3420 IF ABS(T2(I)-T1(I)) <= .01 THEN GOTO 3470
3430 Q20(I)=(Q20(I)+Q(I))/2
3440 GOTO 3300
3450 T2(I)=T1(I)
3460 Q(I)=Q20(I)
3470 NEXT I
3480 REM
3490 REM
3500 FOR M=1 TO II

```

```

C:TEMP.BAS      Line 119   Col 1   Insert Indent Tab
3510 T(M)=T2(M)
3511 NEXT M
3512 TT1=T(1)
3513 TT2=T(1)
3514 FOR I=1 TO II+1
3515 IF TT2 >= T(I+1) THEN GOTO 3519
3516 TT1=TT1+T(I+1)
3617 TT2=TT1/(I+1)
3518 NEXT I
3519 FOR IK=1 TO I
3520 T(IK)=TT2
3521 NEXT IK
3522 T(II+1)=T2(II):Q(II+1)=Q(II)
3524 PRF1(II+2)=ZM
3530 IF JJ >= 24 THEN KK=JJ-24 ELSE KK=JJ
3626 REM
3630 PRINT "RESULTADOS DEL DIA #";D,"HORA ";KK
3640 PRINT "EL MERIDIANO ESTANDARD,LOCAL Y LA LATITUD ESTAN EN RADIANES "
3650 PRINT "LONGITUD DEL MERIDIANO ESTANDARD,LOCAL Y LATITUD ";LMS,LML,LLA
3660 PRINT "ALTURA SOBRE EL NIVEL DEL MAR ";ZZ
3670 PRINT "LA DISTANCIA RELATIVA TIERRA-SOL ES ";R
3680 PRINT "EL HORARIO AL AMANECER ES ";HAM
3690 PRINT "EL HORARIO AL ATARDECER ES ";HAT
3700 PRINT "LOS VALORES DE LOS FLUJOS DE CALOR SON "

```

```

C:TEMP.BAS      Line 143   Col 1   Insert Indent Tab
3710 PRINT "QSOL";QSOL,"QATM";QATM,"QEVAP";QEVAP,"QCONV";QCONV,
3720 PRINT "QAGUA";QAGUA,"QN";Q(1)
3730 PRINT "RESULTADOS PARA EL DIA #";D,"HORA ";KK
3740 PRINT "PROF EN MTS","TEMP EN oC",,"CALOR EN J/HR-MT2"
3750 FOR I=1 TO II+1
3760 PRINT PRF1(I),"T("I)";T(I),"Q20("I)";Q(I)
3770 NEXT I
3775 NEXT JJ
3785 IF D <= DF-1 THEN GOTO 3010
4020 PRINT " RESULTADOS DEL DIA FINAL "
4030 PRINT "DIA #";DF,"HORA";KK
4040 PRINT "PROFUNDIDAD","TEMPERATURA"
4050 FOR I=1 TO II+1
4060 PRINT PRF1(I),T(I)
4070 NEXT I
4080 INPUT "CONTINUA CON OTRA ETAPA ? ;ND,YY=0;SI,YY=1";YY
4090 IF YY=0 THEN 6000
4100 INPUT "DAME LA NUEVA PROFUNDIDAD MEDIA ACTUAL DE LA PRESA,MTS ";PTC
4110 INPUT "DAME EL NUEVO VALOR DE LA TEMP. AMBIENTE PROMEDIO, oC";TAIRE
4115 INPUT "DAME EL NUEVO VALOR DE LA EVAPORACION, MM/DIA ";E
4120 INPUT "DAME EL NUEVO VALOR DEL COEFICIENTE DE EXTINCION, ADIM ";EC
4125 INPUT "DAME EL NUEVO VALOR DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO, MTS/S ";U
4128 INPUT "EL NUEVO VALOR DE LA FRACCION DE CIELO CUBIERTO POR NUBES ES";C
4130 INPUT "DAME EL NUEVO VALOR DE LA ENERGIA DEL SOL REFLEJADA, ADIM";FFF

```

```
C:TEMP.BAS      Line 167   Col 1   Insert Indent Tab
4140 INPUT "ES EL PERIODO DE LOS MAS LLUVIOSOS ?;NO,NN=0;SI,NN=1";NN
4145 INPUT "DAME EL NUEVO DIA FINAL";DF
4150 GOTO 3010
5000 DD=23.45*PII*SIN(PIII*(285+D))
5010 Y=PIII*(D+80)
5020 TC=(9.9*SIN(2*Y)+7.3*SIN(Y-(13*PII)))/15*PII
5030 TSN=12+4.0*((LMS-LML)*PII)+TC
5040 COSH=TAN(DD)*TAN(LLA*PII)
5050 H=(ATN(COSH/SQR(1-COSH^2)))/(15*PII)
5060 HAM=(TSN/2)-H
5070 HAT=H-(TSN/2)
5080 HAM=TSN-HAM
5090 HAT=TSN-HAT
5100 R1=(2*PI*(180-D))/365
5110 R2=COS(R1)
5120 R=1+.17*R2
5130 ALFA=SIN(DD)*SIN(LLA*PII)
5140 BETA=COS(LLA*PII)*COS(DD)
5150 RETURN
6000 END
```





3.2 DIAGRAMA DE FLUJO DEL PROGRAMA DE COMPUTO.

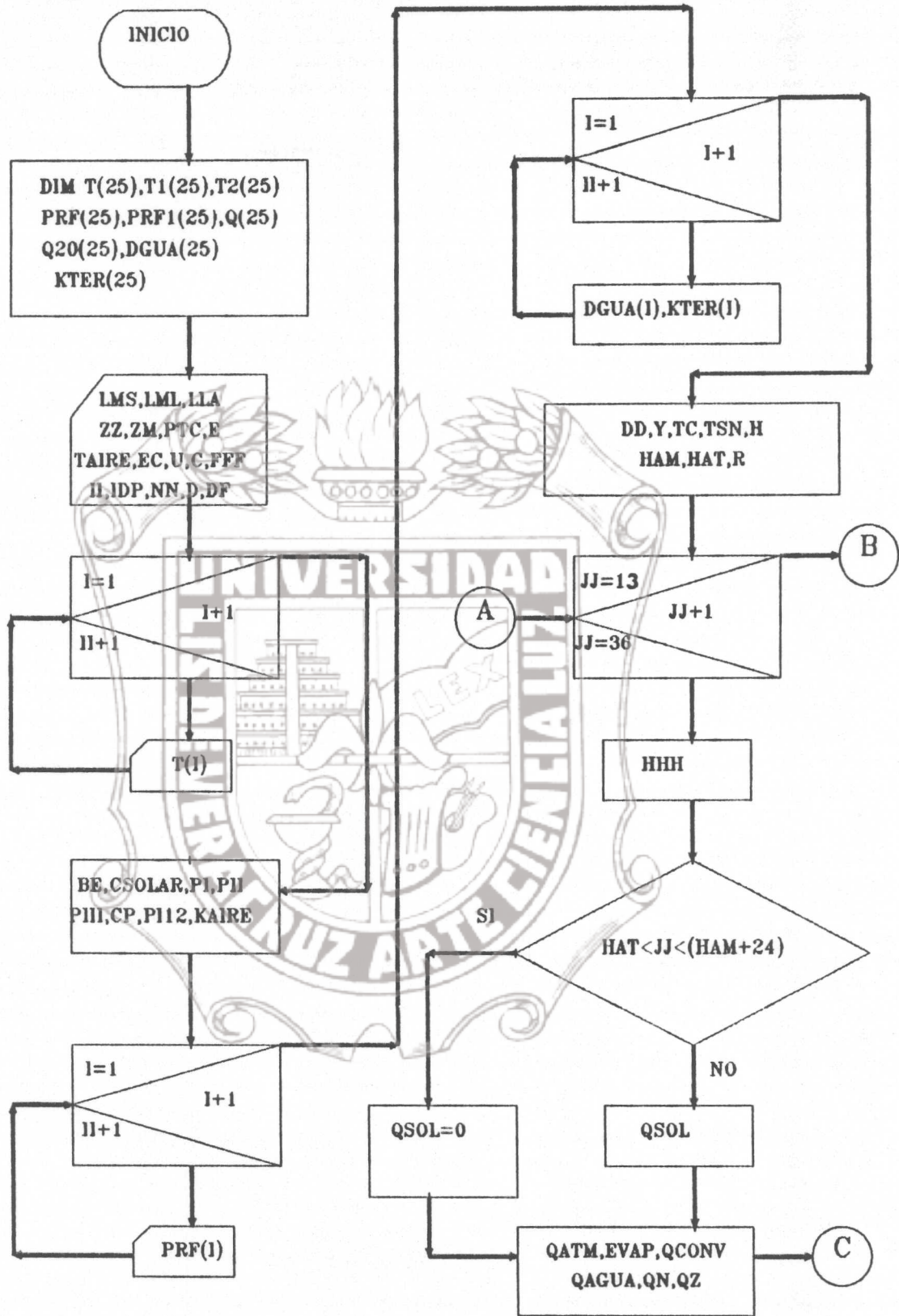
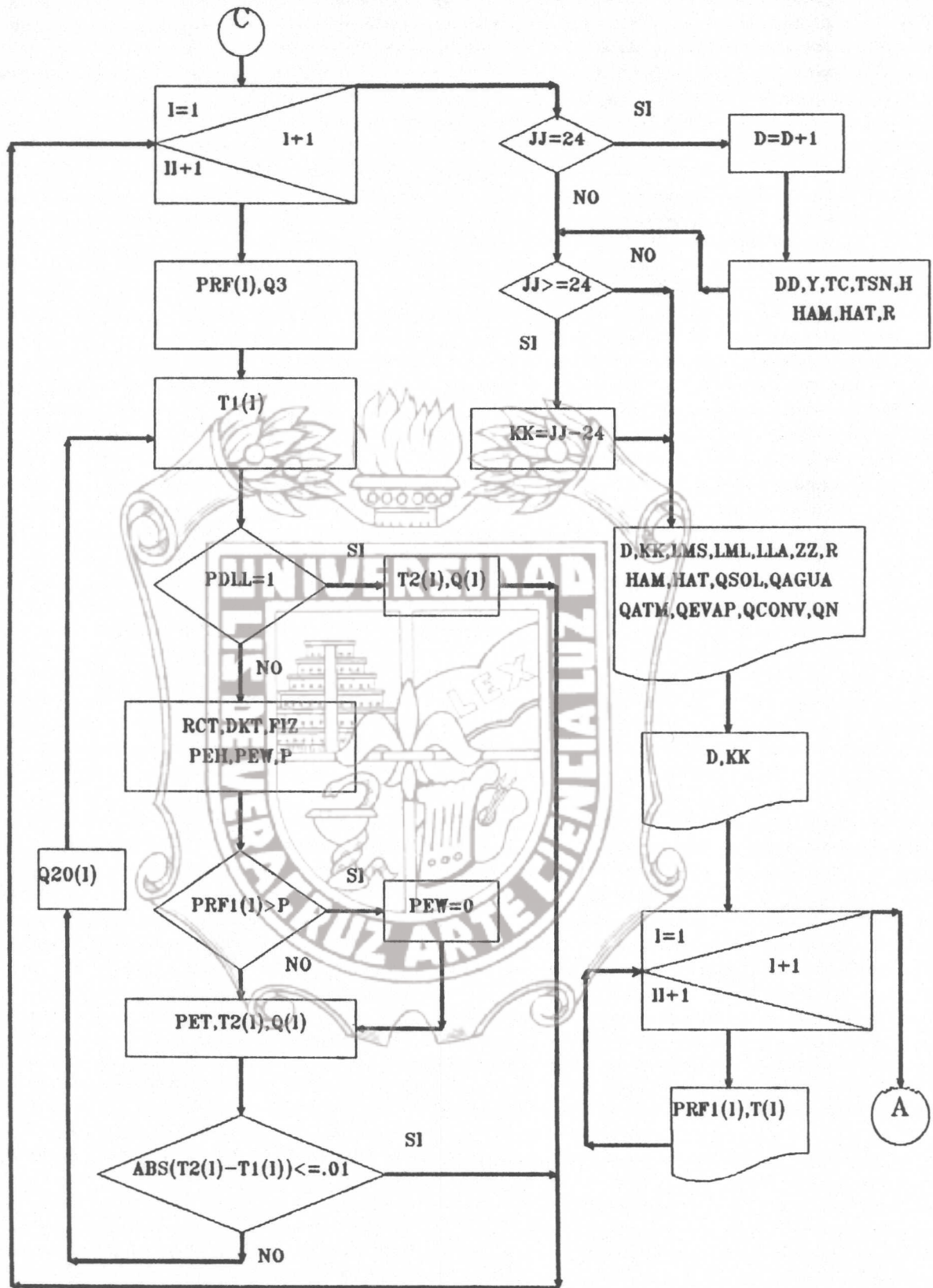
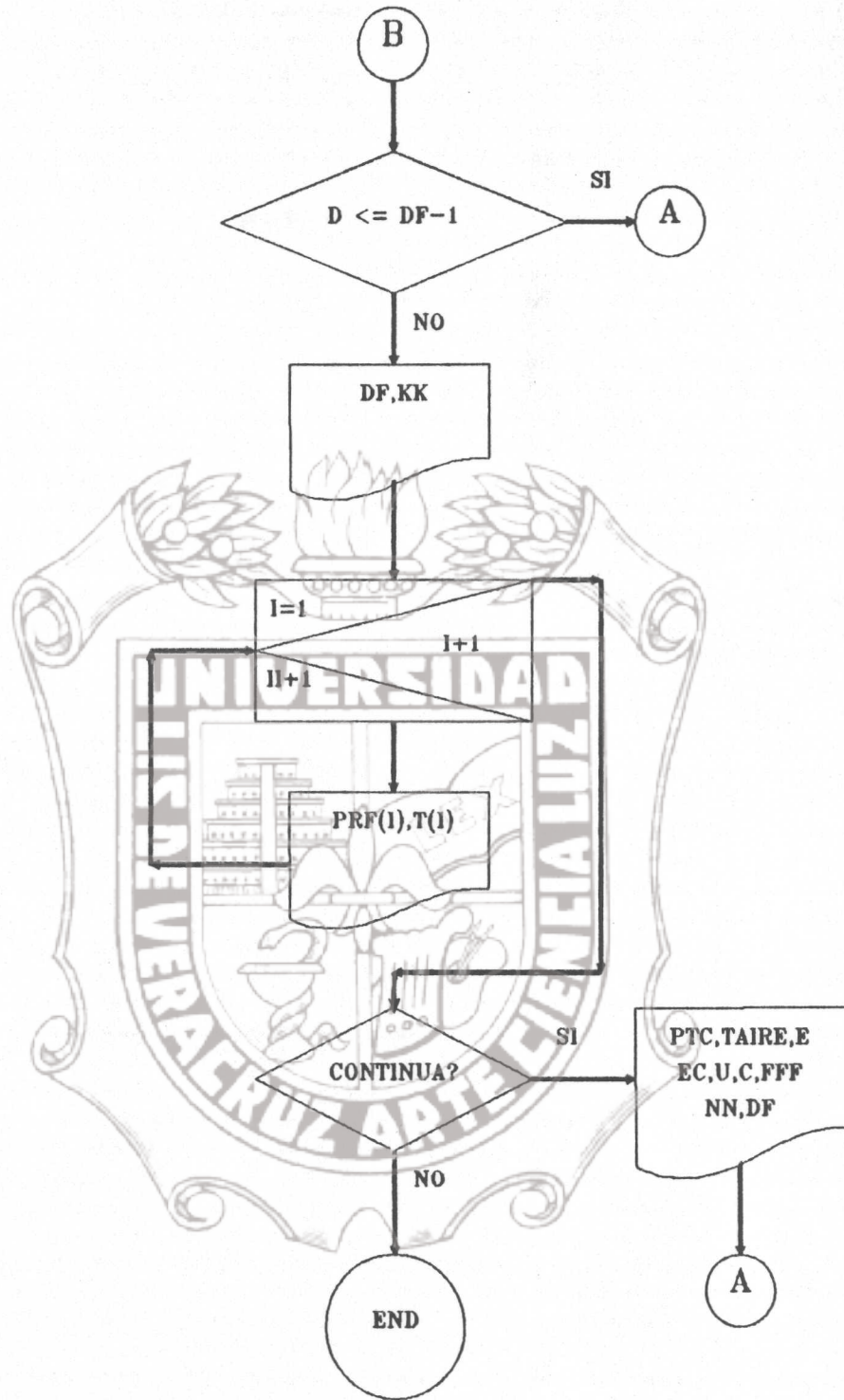


Fig. 11B. Diagrama de flujo del programa de computadora para determinar la difusión térmica en lagos y presas.





9.9 NOMENCLATURA DE LAS PRINCIPALES VARIABLES DEL PROGRAMA DE COMPUTO.

LMS	Longitud del meridiano estándar, grados
LML	Longitud del meridiano local, grados
LLA	Latitud de la localidad, grados
ZZ	Altura de la presa sobre el nivel del mar, m
ZM	Profundidad media de la presa, m
PTC	Profundidad actual media de la presa, m
TAIRE	Temperatura ambiente promedio, °C
EC	Coefficiente de extinción, s ⁻¹
U	Velocidad del viento, m seg ⁻¹
C	Fracción del cielo cubierto por nubes, adim.
FFF	Fracción de energía solar reflejada, adim
II	Número de temperaturas a determinar
IDP	Incremento de profundidad, m
PDLL	Periodo de lluvia, adim
D	Día de inicio para la simulación
DF	Día final donde termina la simulación
BE	Porción de intensidad de radiación solar (ϕ_{sn}) de onda larga que se absorbe en la superficie del agua, adim.
CSOLAR	Constante solar, w m ⁻²
CP	Capacidad calorífica del agua, J kg ⁻¹ °C ⁻¹
T(I)	Vector de temperaturas, °C
PRF(I)	Vector de los incrementos de profundidad, m
DGUAC(I)	Vector de valores de la densidad del agua como una función de la temperatura, kg m ⁻³

- KTERCID) Vector de valores de conductividad térmica del agua como una función de la temperatura, $w m^{-1} c^{\circ}$
- R Relación entre la distancia real tierra-sol y la distancia media tierra-sol, adimensional
- DD Angulo de declinación solar, grados
- Y Angulo anual, grados
- TC Ecuación del tiempo, minutos
- TSN Ecuación del tiempo local cuando el mediodía solar ocurre, minutos
- HAM Horario solar cuando el sol aparece en el amanecer, hr.
- HAT Horario solar cuando el sol desaparece en el horizonte, hr.
- H Horario solar del día N, hr.
- QATM Radiación atmosférica neta que penetra en la superficie del agua, $J hr^{-1} m^{-2}$
- QCONV Flujo de calor que se transmite por convección en la superficie del agua del fluido más caliente al más frío, $J hr^{-1} m^{-2}$
- QEVAP Flujo de calor desprendido por la superficie del agua debido a la evaporación, $J hr^{-1} m^{-2}$
- QAGUA Radiación emitida por la superficie del agua, $J hr^{-1} m^{-2}$
- QN Energía neta que nos queda después de realizar el balance de energía en la superficie del agua, $J hr^{-1} m^{-2}$
- QZ Diferencia de energía entre la superficie del agua y el primer incremento de profundidad, término que se

utiliza para calcular la temperatura de la superficie del agua $T(1)$, $J\ hr^{-1}\ m^{-2}$

- PRF(I) Profundidad de la presa a la temperatura $T(I)$, m
- Q20(I) Diferencia de energía que penetra a la profundidad (i) , en $J\ hr^{-1}\ m^{-2}$
- DKT $\delta\ (K\ (\delta T / \delta Z)) / \delta Z$
- RCT $\rho\ C_p\ (T1(I) - T) / dz$
- FIZ $\delta\ \phi_z / \delta Z$
- PEE $d(PE)^h / dt$, Energía potencial por calentamiento
- PEH $d(PE)^e / dt$, Energía potencial debido al viento
- PET Energía potencial total debido al calentamiento y al viento
- P Profundidad media de la zona de mezclado, m
- T1(I) Vector de temperaturas después del incremento de Δt , que incluye a la energía potencial $d(PE)^h / dt$ debido al calentamiento solamente
- T2(I) Vector de temperaturas después del incremento Δt que incluye a la energía potencial debido al calentamiento $d(PE)^h$ y a la energía potencial suministrada por el viento $d(PE)^e$.



CAPITULO IV. RESULTADOS DEL MODELO DE SIMULACION
DE DIFUSION TERMICA PARA LA PRESA
DE TEMASCAL (TEMASCAL, OAX.).

4.1. DATOS CLIMATOLÓGICOS, GEOGRÁFICOS Y CONDICIONES INICIALES DE LA PRESA TEMASCAL.

Para efectuar la simulación se seleccionó la Presa Miguel Alemán (Temascal) ubicada en el poblado de Temascal, Oaxaca así como para la realización de las pruebas de campo.

Para realizar la simulación es necesario suministrar al programa la siguiente información de la Presa:

(Adalberto Tejeda Mtz., Federico Acevedo y Ernesto Jáuregui 1989)

UBICACION GEOGRAFICA:

Longitud del meridiano estándar 96°
 Longitud oeste del meridiano local $96^{\circ} 24'$
 Latitud norte de la localidad $18^{\circ} 15'$

datos climatológicos que deben ser suministrados al programa mes por mes:

	velocidad del viento, $m s^{-1}$	temp. media del aire en $^{\circ}c$	Evaporación mensual, $mm H_2O$	nubosidad adim. *
ENE	2.3	20	75	-
FEB	2.7	22	100	-
MAR	3.9	24	150	-
ABR	4.2	26	200	-
MAY	3.0	26	200	0.75
JUN	3.4	26	180	0.85
JUL	3.6	26	150	0.95

AGO	3.6	26	150	0.95
SEPT	4.0	25	125	0.80
OCT	2.8	24	100	0.90
NOV	3.2	22	100	0.95
DIC	2.9	20	75	0.95

* Estos datos fueron supuestos

El valor de Δt fué utilizado de una hora y el Δz de 1 m. en virtud de que no existen mediciones de los coeficientes de extinción (EC) ni de la fracción de la radiación solar neta que se absorbe en la superficie del agua (BE), estos datos fueron supuestos.

4.2. RESULTADOS EXPERIMENTALES Y DE LA SIMULACION DEL MODELO DE DIFUSION TERMICA.

Los resultados experimentales y de la simulación se encuentran en los apéndices B y C. El apéndice B nos proporciona los resultados de manera gráfica y el apéndice C en forma de tablas.



CAPITULO V. ALGUNAS APLICACIONES DEL MODELO DE
DIFUSION TERMICA.

5.1 El resultado del régimen térmico en lagos y presas, es un antecedente que se debe tener para realizar cualquier estudio que describa la dinámica de otros parámetros de la calidad del agua, su magnitud controla la rapidez de reproducción y conversión de las especies biológicas ó químicas ; su gradiente es asociado a los cambios de la densidad del agua, afecta también el proceso de dispersión de los compuestos y contaminantes dentro de ésta.

5.2. El epilimnio por ser una zona biótica donde existe un buen mezclado (debido al contacto entre la superficie del agua y las corrientes de aire), es una zona donde existe mayor concentración de oxígeno y por ser una zona que absorbe la mayor cantidad de energía es un lugar adecuado para efectuarse la fotosíntesis dando origen al crecimiento de fitoplankton y zooplankton dando lugar al desarrollo de las especies. Esta zona es la más importante desde el punto de vista biológico ya que es el lugar donde crecen, se desarrollan y mueren la mayoría de las especies; al morir las especies en ésta zona promueven la liberación de los compuestos del fierro , manganeso, sulfuro de hidrógeno, amoníaco, arsénico, níquel y plomo.

Los gases son eliminados del epilimnio debido a que es una zona de mezclado ocasionada por la velocidad del viento y debido a que existen valores máximos de temperatura (el contenido de un gas en el seno de un líquido es inversamente

proporcional a la temperatura); los metales pesados precipitan y van a dar a la zona del hipolimnio.

Por lo anterior el modelo permite conocer la cantidad mínima de agua que pueda tener el epilimnio y nos asegura la calidad del agua contenida en ésta zona permitiendo que pueda ser preusada en las plantas potabilizadoras sin ningun problema.

5.3 Es una herramienta que ayuda a establecer acciones de restauración tal como la aireación artificial técnica que ha sido utilizada en otros países para mejorar la calidad del agua en lagos eutroficados (Mc Queen y Story, 1986).

5.4 En las plantas termoeléctricas es necesario predecir el régimen técnico en presas o lagos a lo largo de todo el año ya que el agua es utilizada como medio de enfriamiento así como para determinar la eficiencia de las turbinas de vapor de la planta (Hiriart y Saavedra, 1980; Urquidi 1979 y Hiriart y Urquidi, 1977).

5.5. En el estudio de la difusión de contaminantes es necesario conocer el término coeficiente de difusión de concentración y éste es función de la temperatura.

CONCLUSIONES

Se puede observar que el modelo de simulación de difusión térmica suministra resultados muy satisfactorios para el 30 de Mayo y el 18 de Junio de 1991 (figuras 13 y 14 , ver Apéndice B) ésto es debido a que hasta la fecha no existe precipitación alguna, lo cual nos indica que la presa ha permanecido sin alteración aparente alguna con respecto a su entorno y los resultados del proceso de simulación debido a ésto, han sido satisfactorios; ésto, se debe a que se ha introducido al modelo $d(PE)^T/dt = d(PE)^h/dt + d(PE)^e/dt$ donde el subíndice T indica la energía potencial total, el subíndice h indica la energía potencial debido al calentamiento y finalmente el subíndice e indica la energía potencial debido a la energía suministrada por la velocidad del viento, quedándo el modelo de difusión térmica e introduciendo la energía potencial total, de la siguiente manera :

$$\delta(k\delta T/\delta z)/\delta z = \rho c_p \delta T/\delta t - \delta I/\delta z - \delta(PE)^h/\delta t - \delta(PE)^e/\delta t$$

Si no se introduce el término $d(PE)^T/dt$ en el modelo, ésta energía necesaria ocasionará una ligera discrepancia entre los resultados de la simulación y los experimentales en la zona de la termoclina tal como se ilustra en la figura 21 para el 30 de Mayo de 1991 (ver Apéndice B). Esto es debido a que en los resultados de la simulación en la figura 21, no

se adicionó el término $d(PE)^T / dt$ al modelo de difusión térmica.

La simulación del modelo de difusión térmica del presente trabajo, fue adicionando al modelo el término $d(PE)^T / dt$, ya que permite obtener mejores valores en la simulación.

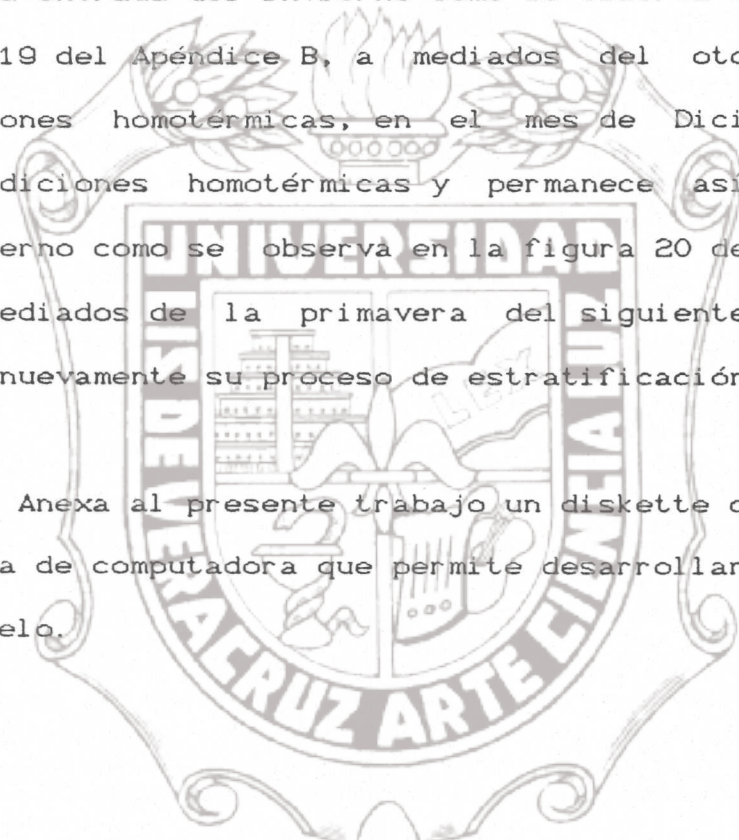
La adición de $d(PE)^e / dt$, energía potencial suministrada por el viento es adicionada al modelo solamente para la zona de mezclado, es decir en la zona del epilimnium.

Para el 15 de Julio de 1991 (ver figura 15 Apéndice B) ha existido gran precipitación ocasionando un ligero enfriamiento en la presa y la zona que se ve afectada ligeramente es la zona de la termoclina y como consecuencia en parte de ésta zona los valores experimentales permanecen ligeramente por debajo de los simulados.

Para el 14 de Agosto de 1991 nuevamente ha existido gran precipitación ocasionando inestabilidad en la presa durante el período de lluvias, originando enfriamiento en la presa, afectando ligeramente los resultados experimentales, pero ahora sobre toda la zona de la termoclina, esto se ilustra en la figura 16 del Apéndice B.

Para el 18 de Septiembre de 1991 ,ha pasado el tiempo de lluvias, ocasionando nuevamente estabilidad, sin ningún cambio aparente y produciendo nuevamente excelentes resultados como se ilustra en la figura 17 del Apéndice B. Permanece así hasta la entrada del invierno como se observa en las figuras 18 y 19 del Apéndice B, a mediados del otoño inicia sus condiciones homotérmicas, en el mes de Diciembre alcanza sus condiciones homotérmicas y permanece así durante todo el invierno como se observa en la figura 20 del Apéndice B. Para mediados de la primavera del siguiente año de 1992 inicia nuevamente su proceso de estratificación térmica .

Se Anexa al presente trabajo un diskette que contiene el programa de computadora que permite desarrollar la simulación del modelo.



Instituto de Ingeniería
Universidad Veracruzana

REFERENCIAS

ALKIS CONSTANTINIDES (1988). "APPLIED NUMERICAL METHODS WITH PERSONAL COMPUTERS ",MC. GRAW HILL BOOK COMPANY E. U. A. 2ND. PRINTER, CHAPTER SIX PP 458-527.

BIRD, R. B. , STEWART, W. E. AND LIGHFOOT, E. N. (1965), " TRANSPORT PHENOMENA ", JHON WILEY & SONS.

CHAPRA C. STEVEN, TECKHOW H. KENNETH (1983). "ENGINEERING APPROACHES FOR LAKES MANAGEMENT, VOL. 2:MECHANISTIC MODELING, E. U. A. , BUTTERWORTH PUBLISHERS,FIRST EDITION , PP 492.

CHARLES R. GOLDMAN (1983). "LIMNOLOGY "MC. GRAW HILL BOOK COMPANY E. U. A. CHAPTER 2, PP. 12-13.

DAKE, J. M. K. AND HARLEMAN, D. R. F. (1975). "THERMICAL IN STAGNANT WATER " WRR, VOL. 10, No. 5.

HAKANSON, L. (1981). "A MANUAL OF LAKE MORPHOMETRY SPRINGER-VERLANG, NEW YORK 78. PP

HIRIART GERARDO L. Y PEREYRA D. (1980). " BALANCE DE ENERGIA AIRE-ATMOSFERA Y ALGUNAS APLICACIONES "IX CONGRESO LATINOAMERICANO DE LA IAHR, VENEZUELA.

HIRIART G. , SAAVEDRA M. (1980). " ESTUDIO DE LA PRESA VILLA VICTORIA COMO FUENTE DE ENFRIAMIENTO PARA PLANTAS TERMoelectricas",INSTITUTO DE INGENIERIA, UNAM-PROY 0101.

HIRIART G. URQUIDI M. , IUSEN A. , PALACIOS L. (1977). "ESTANQUE ARTIFICIAL DE ENFRIAMIENTO PARA LA PLANTA TERMoelectrica RIO ESCONDIDO ",INSTITUTO DE INGENIERIA, UNAM-PROY 7143.

HUBER , W. C. AND HARLEMAN,D. R. F(1968),"LABORATORY AND ANALYTICAL STUDYES OF THERMAL STRATIFICATION OF RESRVOIRS" M. I. T. ,HIDRODYNAMICS LABORATORY TECHNICAL REPORT No 112 OCTOBER

HUTCHINSON, G. EVELIN. (1975) "A TREATISE ON LIMNOLOGY", VOL. 1, PART. 1; GEOGRAPHY AND PHYSICS OF LAKES, E. U. A. JHON WILEY AND SONS. INC.

JAMES P. TOOD, HERBERT B. ELLIS (1982) " APPLIED HEAT TRANSFER " ED. HARPER AND ROW, CHAPTER 7, RADIATION HEAT TRANSFER. , PP 299-387.

JIRKA H. GERARD ET. AL. (1978) " MATHEMATICAL PREDICTIVE MODELS FOR COOLING PONDS AND LAKES ", PART A: MODEL DEVELOPMENT AND DESIGNS CONSIDERATIONS, MASSACHUSETTS INSTITUTE OF TECHNOLOGY, INFORME 238.

KATO, H. AND PHILLIPS , O. M. (1969) " ON THE PENETRATION OF A TURBULENT LAYER INTO STRATIFIED FLUID, J. FLUID MECH. VOL. 37 No 4.

MC. QUEEN, D. J. AND STORY V. A. (1986) "IMPACT OF HYPOLIMNIUM AERATION ON ZOOPLANKTON AND PHITOPLANKTON POPULATIONS ", ENVIRONMENTAL TECHNOLOGY LETTERS, VOL. 7, EUA, PP 31-4 .

OCTAVIO, K. H. JIRKA G. H. AND HARLEMAN D. R. F. (1977) "VERTICAL HEAT TRANSPORT MECHANISMS IN LAKES AND RESERVOIRS" M. I. T., DEPARTAMENT OF CIVIL ENGINEERING R. M. PERSONS LABORATORY FOR WATER RESOURCES AND HIDRODINAMICS, TECHNICAL REPORT. No. 227.

ORLOB, G. AND SELNA, L. G. (1967) "PROGRESS REPORT ON DEVELOPMENT OF MATHEMATICAL MODEL FOR PRODUCTION OF TEMPERATURES IN DEEP RESERVOIRS PHASE 3: CASTLE LAKE INVESTIGATION" WATER RESOURCES ENGINEERING, INC, LAFAYETTE, CALIFORNIA NIA , JANUARY

RYAN P. AND HARLEMAN D. (1973). "AN ANALYTICAL AND EXPERIMENTAL STUDY OF TRANSIENT COOLING BEHAVIOR". MASSACHUSSETTS INSTITUTE TECHNOLOGY, INFORME 161. EUA.

RYAN AND HARLEMAN, D. R. F. (1974), " PREDICTION OF ANNUAL CYCLE OF TEMPERATURE CHANGES IN A STRATIFIED LAKE OR RESERVOIR : MATHEMATICAL MODEL AND USER'S MANUAL", RALPH M. PARSONS LABORATORY FOR WATER RESOURCES AND HYDRODYNAMICS REPORT NO 197 , M. I. T.

RYAN AND HARLEMAN, D. R. F. (1971), " PREDICTION OF ANNUAL CYCLE OF TEMPERATURE CHANGES IN A STRATIFIED LAKE OR RESERVOIR : MATHEMATICAL MODEL AND USER'S MANUAL", RALPH M. PARSONS LABORATORY FOR WATER RESOURCES AND HYDRODYNAMICS REPORT NO 137 , M. I. T.

SNIDER, D. M. AND VISKANTA, R. (1975). " COMBINED CONDUCTION-RADIATION ENERGY TRANSFER IN STAGNANT WATER ", WRR, VOL. 10, No. 5.

SOLAR ENERGY HANDBOOK (1989). THEORY AND APPLICATIONS, SECOND EDITION, AMETEK, INC. CHILTON BOOK COMPANY, RANDOLPH PENNSYLVANIA.

SWEERS, H. E. (1970). "VERTICAL DIFFUSIVITY COEFFICIENT IN THERMOCLINE" , LIMNOLOGY AND OCEANOGRAPHY ,VOL. 15 NO. 2 - MARCH

TABOR HARRY AND WEINBERGER, ZVI (1981). " NONCONVECTING SOLAR POUNDS", SOLAR ENERGY HANDBOOK, KREIDER AND KREITH, EDS., MC. GRAW HILL BOOK CO. EUA.

TEJEDA M. A. F. ACEVEDO Y E. JAUREGUI (1989), " ATLAS CLIMATOLOGICO DEL ESTADO DE VERACRUZ ", TEXTOS UNIVERSITARIOS; UNIVERSIDAD VERACRUZANA, XALAPA, VER., MEXICO, 1A EDICION.

TURNER J. S. (1968) "THE INFLUENCE OF MOLECULAR DIFFUSIVITY ON TURBULENT ENTRAINMENT ACROSS A DENSITY INTERFASE ". J. FLUID MECH., VOL. 33, NO 4.

URQUIDI M. (1979), " PREDICCIÓN DE LA TEMPERATURA DE LAGUNA VERDE ". COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD.

VICTORICA ALMEIDA JORGE L. (1988) "MODELO NUMERICO PARA ANALIZAR EL REGIMEN TERMICO EN LAS PRESAS". INGENIERIA HIDRAULICA EN MEXICO, ENERO-ABRIL DE 1988.

SIMBOLOGIA DEL PRESENTE TRABAJO.

v	Volumen del lago ó presa; M^{-3}, KM^3
z	Profundidad de la presa; m
ZMAX	Profundidad máxima de la presa; m
k	Conductividad térmica del agua; $W M^{-1} O K^{-1}$
ρ	Densidad del agua; $KG M^{-3}$
C_p	Capacidad calorífica del agua; $4186 J KG^{-1} O C^{-1}$
H (z,T)	Calor absorbido por el lago o presa; $W M^{-2}$
I (z,T)	Intensidad de la radiación solar que penetra a la profundidad z; $W M^{-2}$
T	Temperatura del agua ; $O C$
$K_{i+1,m}$	Conductividad térmica del agua a la profundidad i+1 al tiempo m; $W M^{-1} O K^{-1}$
$k_{i,m}$	Conductividad térmica del agua a la profundidad i, al tiempo m; $W M^{-1} O K^{-1}$
$K_{i-1,m}$	Conductividad térmica del agua a la profundidad i-1, al tiempo m; $W M^{-1} O K^{-1}$
$T_{i+1,m}$	Temperatura del agua a la profundidad i+1 , al tiempo m; $O C$
$T_{i-1,m}$	Temperatura del agua a la profundidad i-1, al tiempo m; $O C$
$T_{i,m}$	Temperatura del agua a la profundidad i , al tiempo m; $O C$
Δz	Incremento de profundidad, m
ρ	Densidad del agua a la profundidad i,m ,

	al tiempo m ; KG M^{-3}
c_p	Capacidad calorífica del agua a la profundidad i , al tiempo m ; $\text{J KG}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$
Δt	Incremento de tiempo; HR
$T_{i,m+1}$	Nuevo valor de la temperatura del agua a la profundidad i , al tiempo $m+1$ (después del incremen- to de tiempo); $^\circ\text{C}$
$I_{i+1/2}$	Intensidad de radiación solar a la profundidad $i+1/2$; W M^{-2}
$I_{i-1/2}$	Intensidad de radiación solar a la profundidad $i-1/2$; W M^{-2}
ϕ_s	Intensidad solar extraterrestre que depende del día del año, de la localidad y del horario solar; W M^{-2}
ϕ_{sr}	Radiación solar reflejada (onda corta); W M^{-2}
ϕ_{sn}	Radiación solar neta que penetra en la superficie del agua (onda corta); W M^{-2}
ϕ_e	Flujo de calor desprendido por la superficie del agua debido a la evaporación; W M^{-2}
ϕ_c	Flujo de calor por conducción que se transmite en la superficie del agua del fluido más caliente al más frío; W M^{-2}
ϕ_{br}	Radiación emitida por la superficie del agua (onda larga); W M^{-2}
ϕ_a	Radiación solar emitida por la atmósfera hacia el agua (onda larga); W M^{-2}
PI	3.1416, adimensional

ϕ_{an}	Radiación atmosférica neta que penetra en la superficie del agua (onda larga); $w m^{-2}$
ϕ_{ar}	Radiación solar atmosférica reflejada. $w m^{-2}$
q_n	Energía neta que nos queda en la superficie del agua a través del tiempo después de realizar el balance de energía en la superficie del agua; $w m^{-2}$
t_a	Temperatura del aire, $^{\circ}c$
c	Fracción del cielo cubierto por las nubes, adim.
t_s	Temperatura de saturación de la superficie del agua, $^{\circ}c$
w	Velocidad del viento, $m seg^{-1}$
e_s	Presión de vapor del agua en la superficie del agua; $mm hg.$
e_a	Presión de vapor del aire en la superficie del agua, $mm hg.$
H	Humedad relativa del aire en %
t_a	Temperatura del aire, $^{\circ}c$
ϕ_{st}	Radiación solar que llega a la superficie del agua sin penetrarla; $w m^{-2}$
R	Relación entre la distancia real tierra-sol y la distancia media tierra-sol; adimensional
α	Angulo de altitud solar; GRADOS O RADIANTES
I_0	Constante solar 1968 $w m^{-2}$
L	Latitud del lugar sobre la superficie de la tierra; GRADOS O RADIANTES
δ	Angulo de declinación solar, GRADOS O RADIANTES

H	Angulo horario solar; HORAS O RADIANES
T_{SR}	Horario solar cuando el sol aparece en el amanecer; HORAS O RADIANES
T_{SS}	Horario solar cuando el sol se oculta en el horizonte; HORAS O RADIANES
T_{SN}	Horario local cuando el mediodia solar ocurre, HR.
TC	Ecuación del tiempo, HR.
y	ángulo anual, GRADOS.
z	ángulo zenith, GRADOS O RADIANES
ϕ_z	Intensidad de la radiación solar a la profundidad z; $W M^{-2}$
β	Porción de intensidad de radiación solar (ϕ_{sn}) de onda larga que se absorbe en la superficie del agua; adimensional, parámetro que oscila entre 0.4 y 0.5
$(1 - \beta)$	Porción de intensidad de radiación solar (ϕ_{sn}) de onda corta que penetra y se absorbe internamente; adimensional
η	Coefficiente de extinción; M^{-1}
$\phi_z _{z=0.1MTS}$	intensidad de radiación solar a la profundidad z=0.1 metros en la zona convectiva; $W M^{-2}$
$T_{1,m+1}$	Nuevo valor de la temperatura 1 de la superficie del agua después del incremento de tiempo; $^{\circ}C$
$T_{2,m+1}$	Nuevo valor de la temperatura 2, después del incremento de tiempo; $^{\circ}C$
ϵ	emitancia promedio de la atmósfera, adimensional
σ	constante de Stefan-Boltzmann, adimensional

APENDICE

APENDICE A. (FIGURAS DEL PRESENTE TRABAJO)



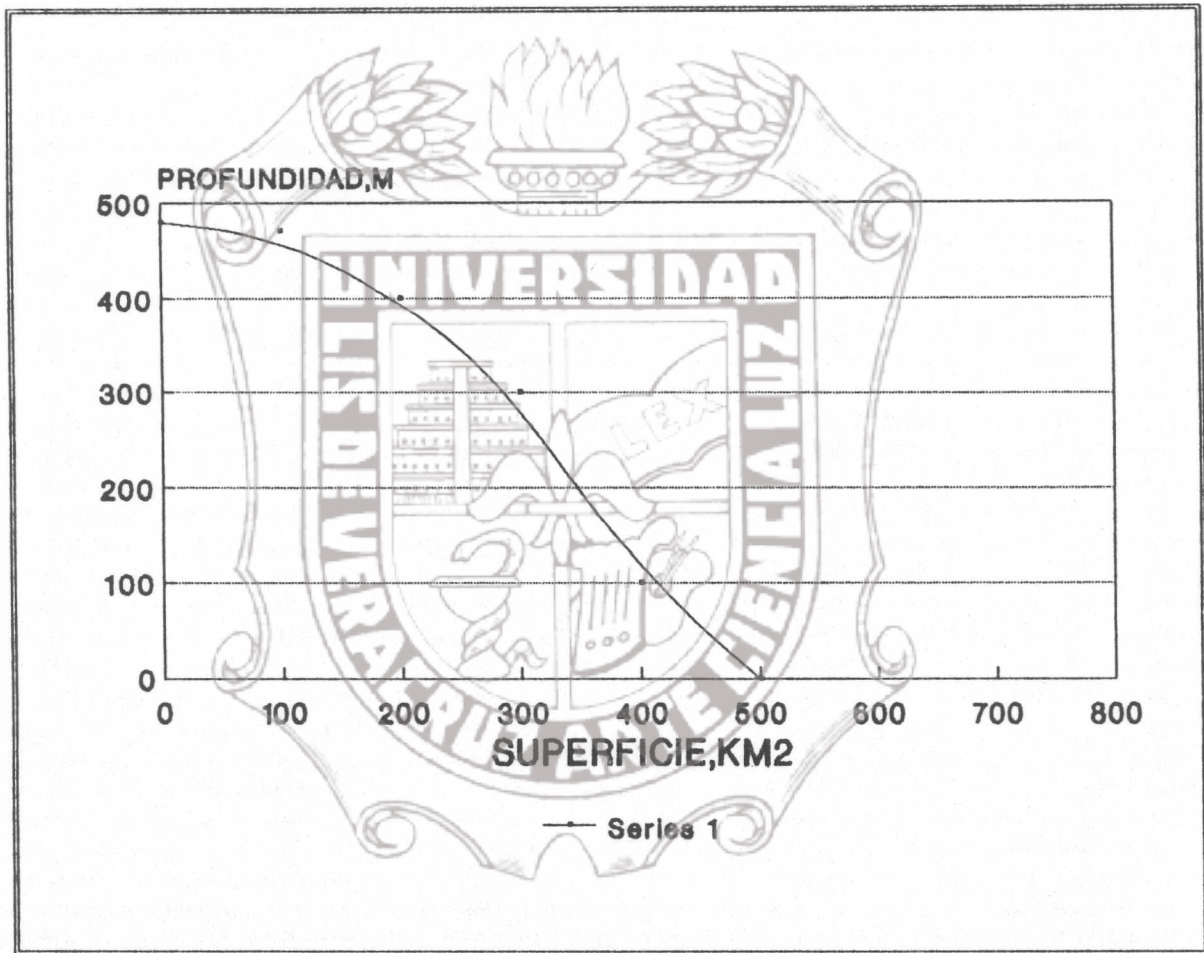


Fig. 1. Relación existente entre la superficie y la profundidad para el Lago Tahoe, California medido con un planímetro por Hakanson (1981).

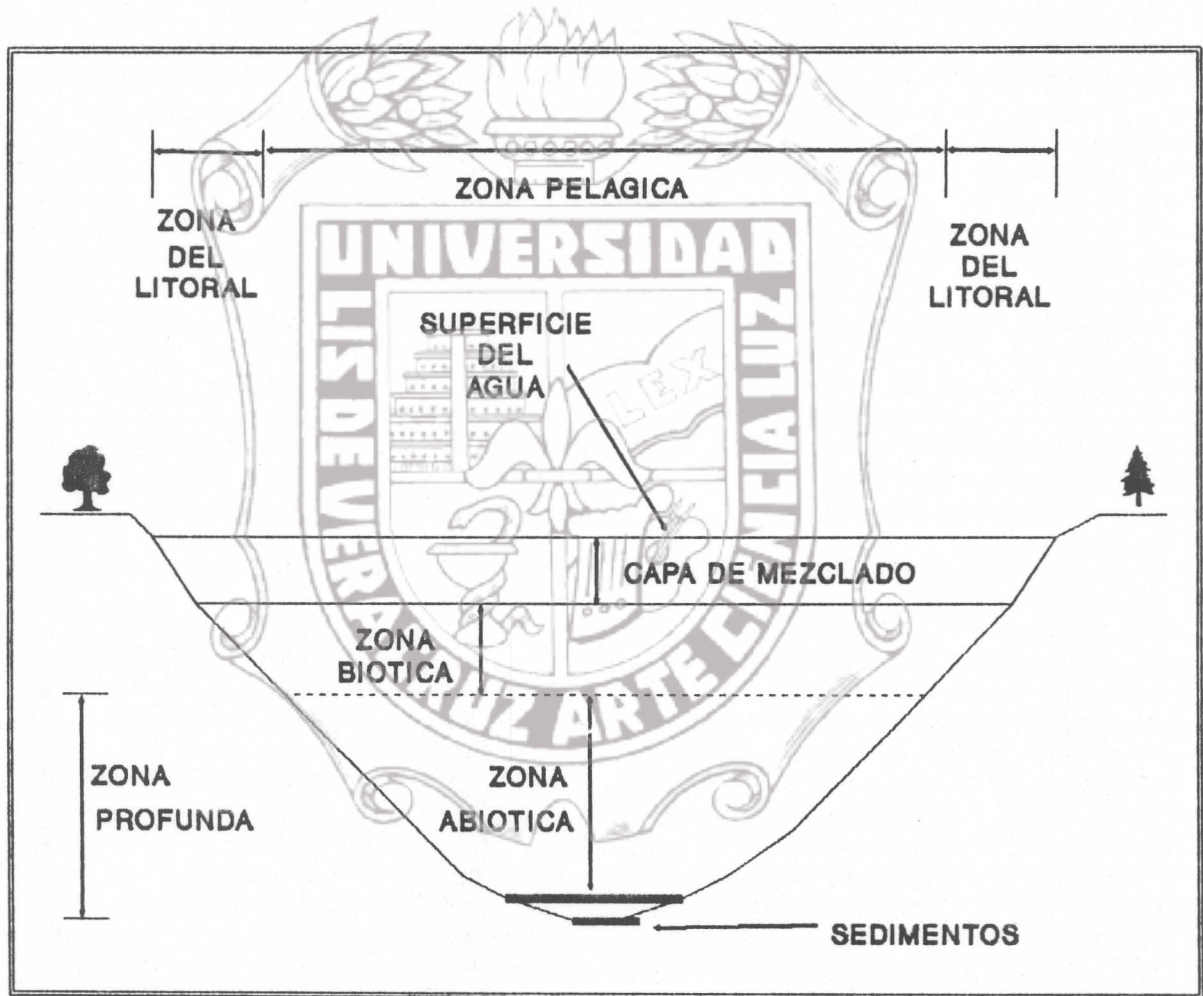


Fig. 2. Representación gráfica de las principales zonas en los lagos durante el verano, especificadas por Goldman (1983).

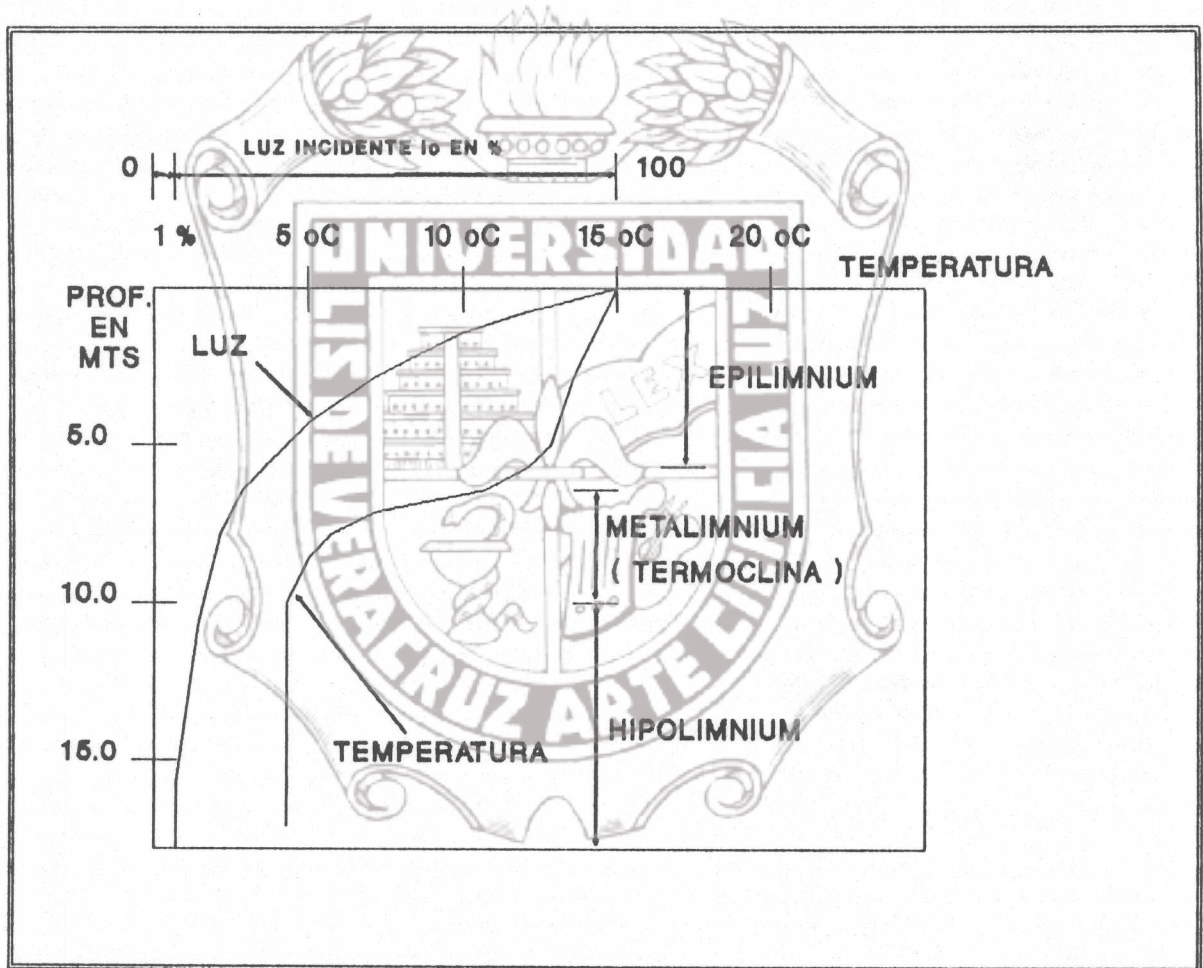


Fig. 3. Estructura térmica y óptica de un lago con profundidad durante el período de estratificación térmica durante el verano de acuerdo a Goldman. (1983).

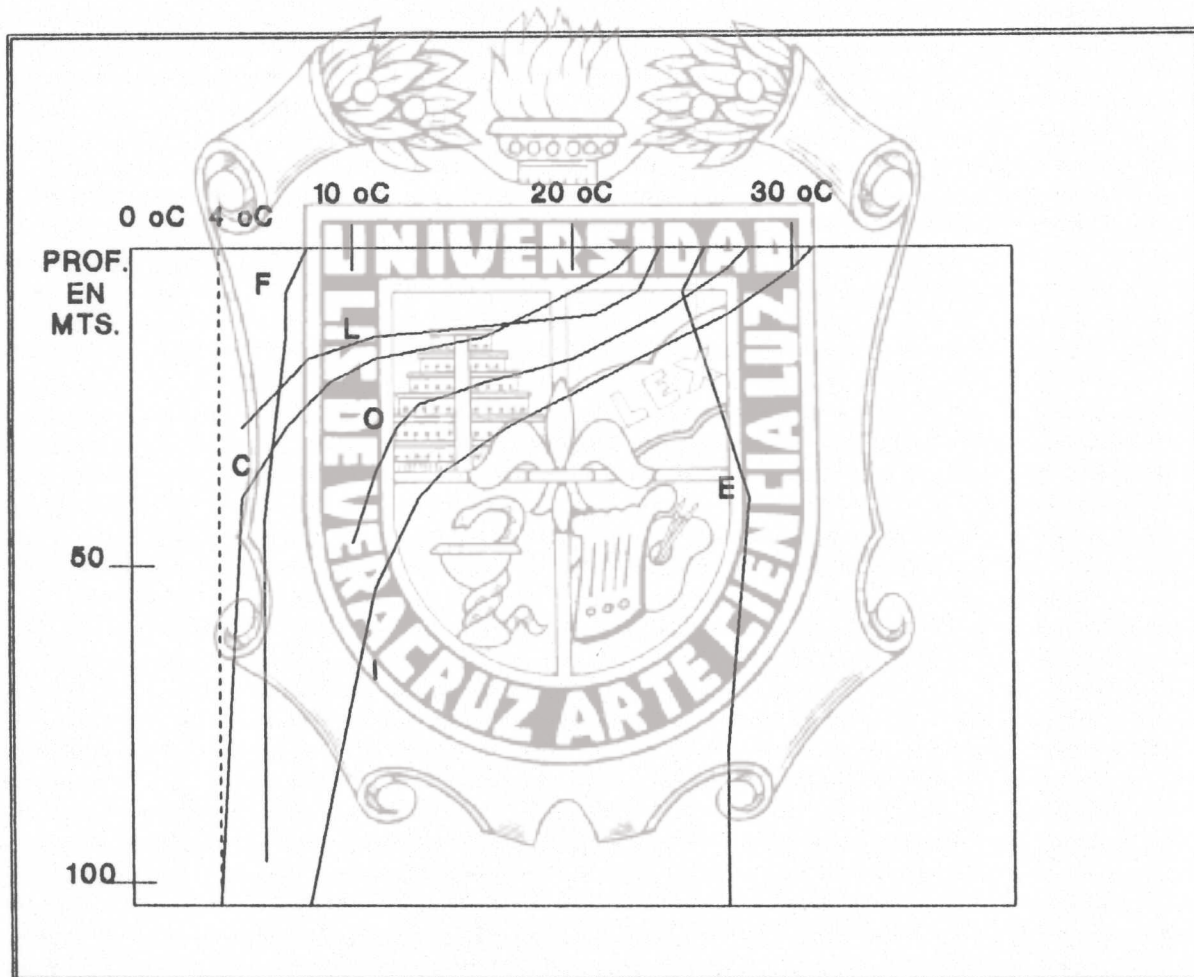


Fig. 4. Curvas de temperatura en lo alto de la estratificación térmica del verano. F, Lago Flakvatn, Noruega, un Lago dimíctico subpolar; C, Lago Cayuga, New York, un Lago dimíctico; I, lago Ikedako, Japón, un Lago monomíctico (subtropical); E, Lago Edward, Uganda, un Lago oligomíctico tendiendo a ser un Lago meromíctico; L, Lago Linsley y Q el lago Quassapaug son Lagos dimícticos.

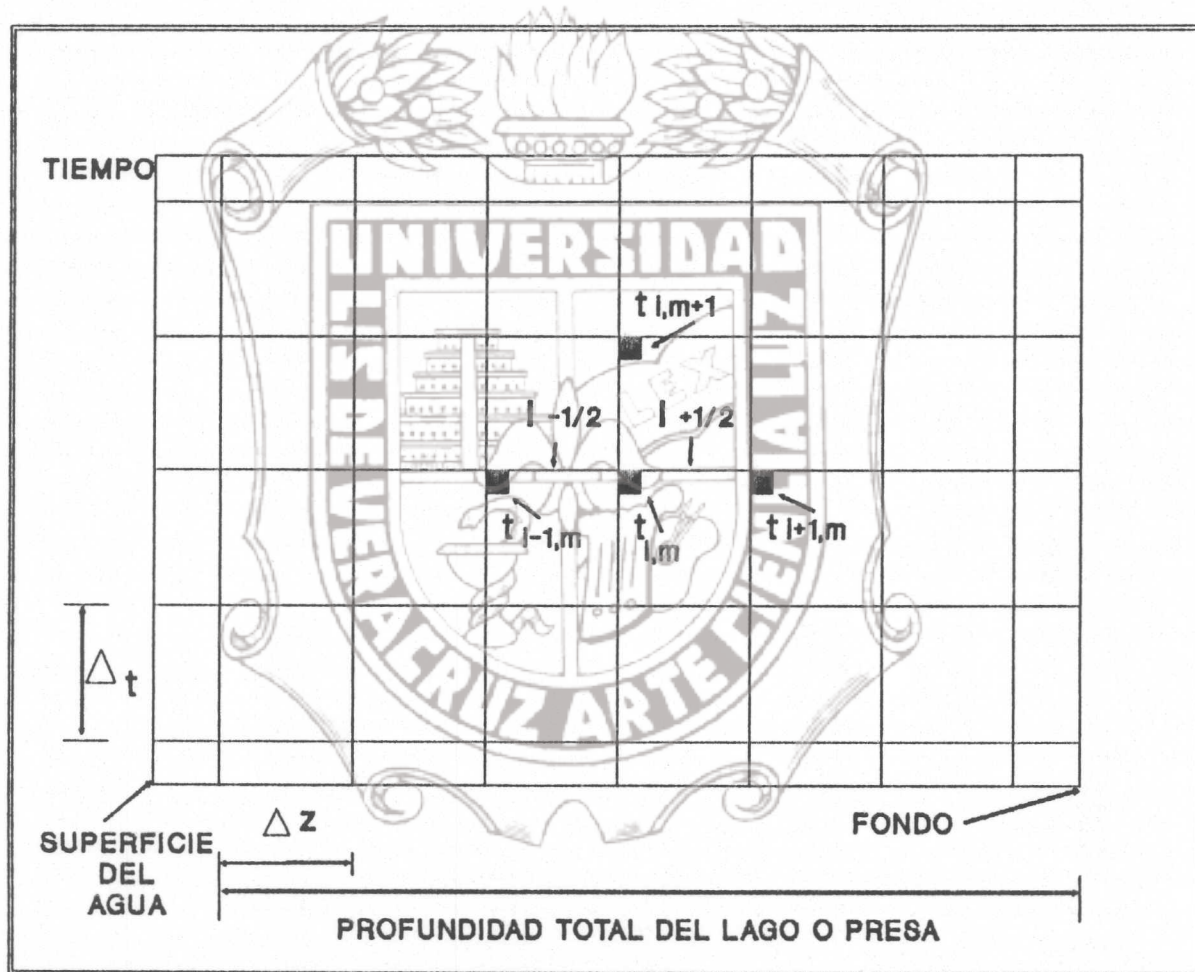


Fig. 5. Representación gráfica del perfil térmico en términos de diferencias finitas como una función de la profundidad y del tiempo (Constantinides, 1986).

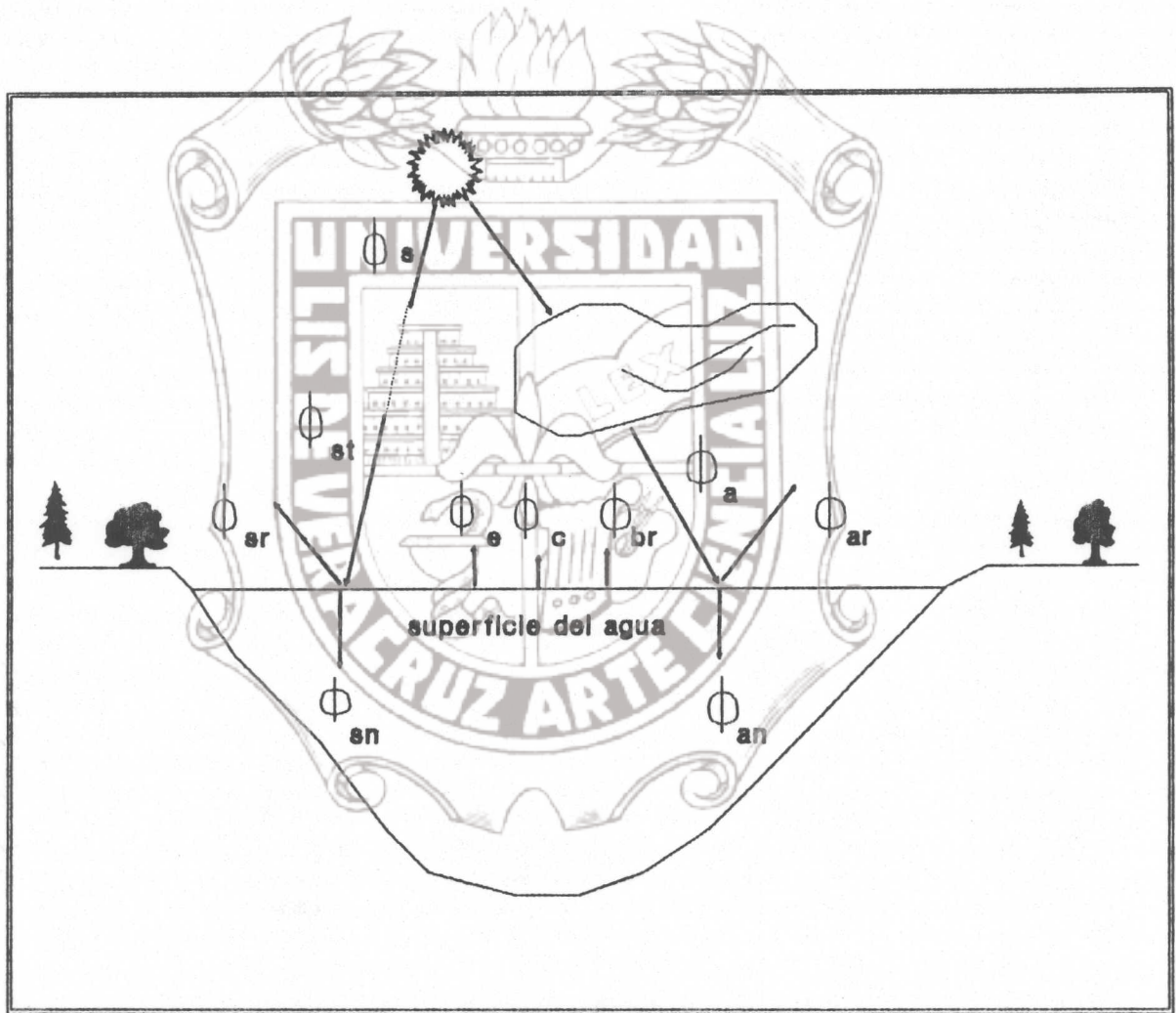


Fig. 6. Representación de las principales variables que intervienen en el balance de energía y el régimen térmico en Lagos y Presas (Jirka et. al., 1978).

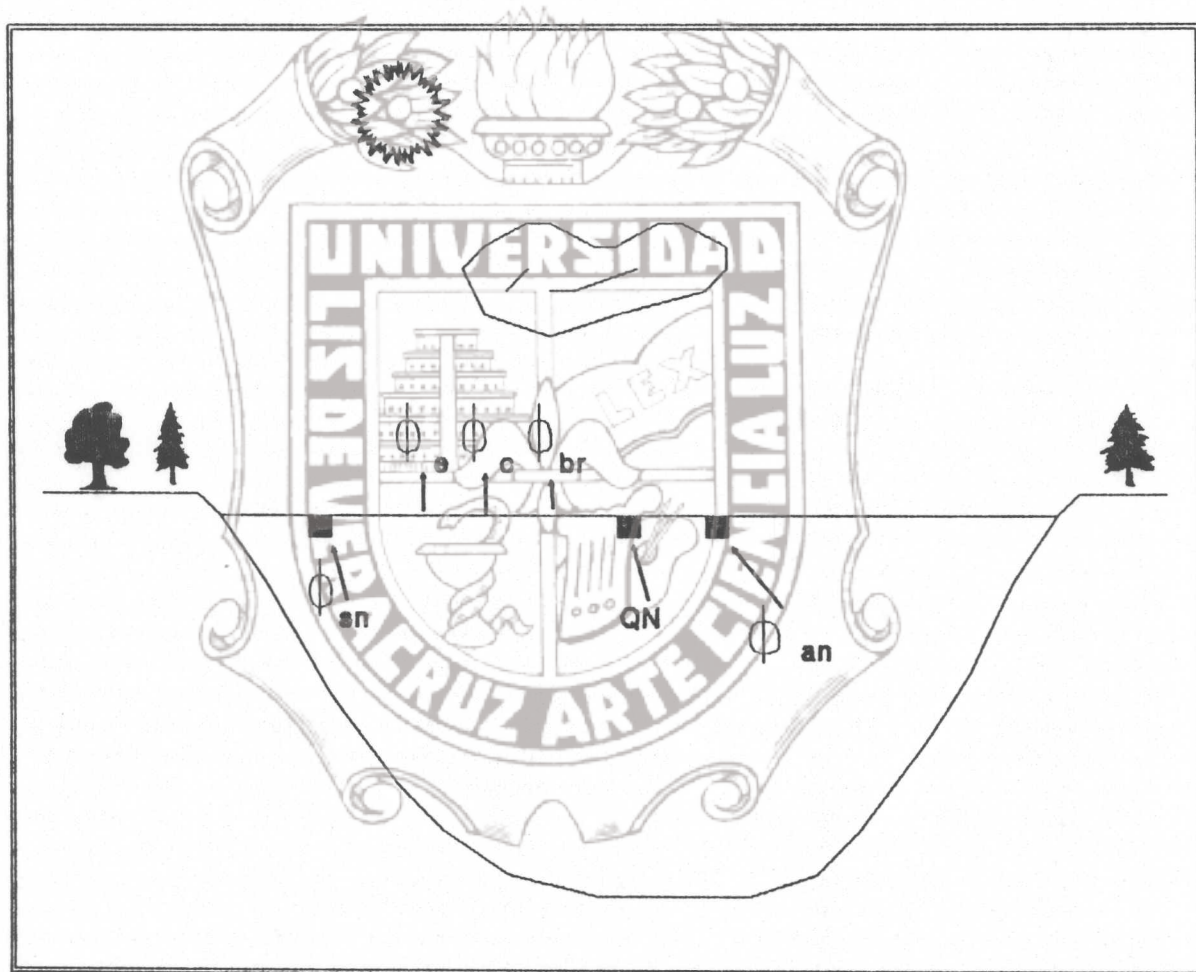


Fig. 7. Representación gráfica del balance de energía para determinar la cantidad de energía neta que queda en la superficie del agua (Jirka et. al., 1978; Ryan y Harleman, 1973).

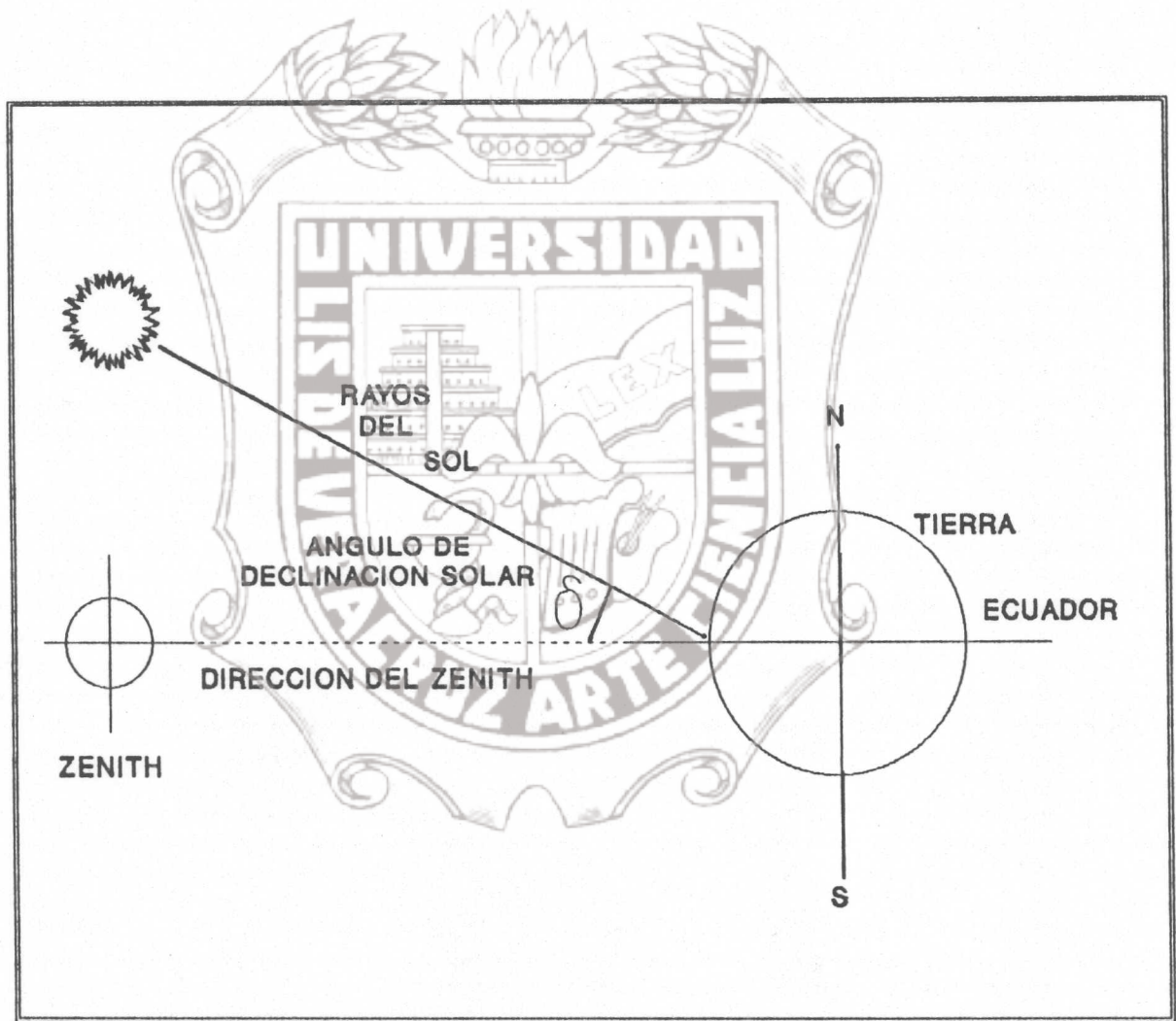


Fig. 8. Representación gráfica del ángulo de declinación solar y el zenith.

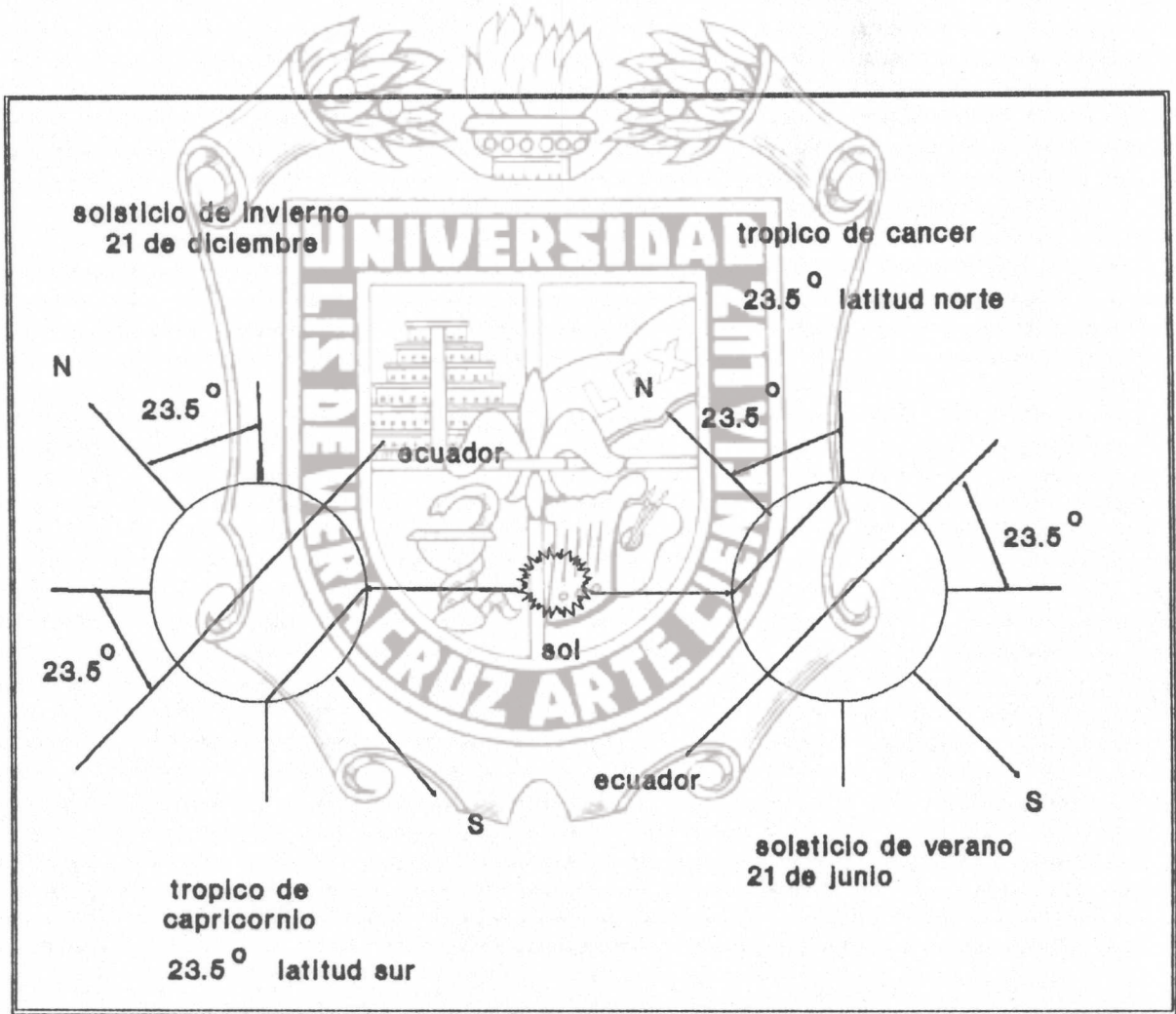


Fig. 9. Representación gráfica del solsticio de verano con un ángulo de declinación de 23.5° sur.

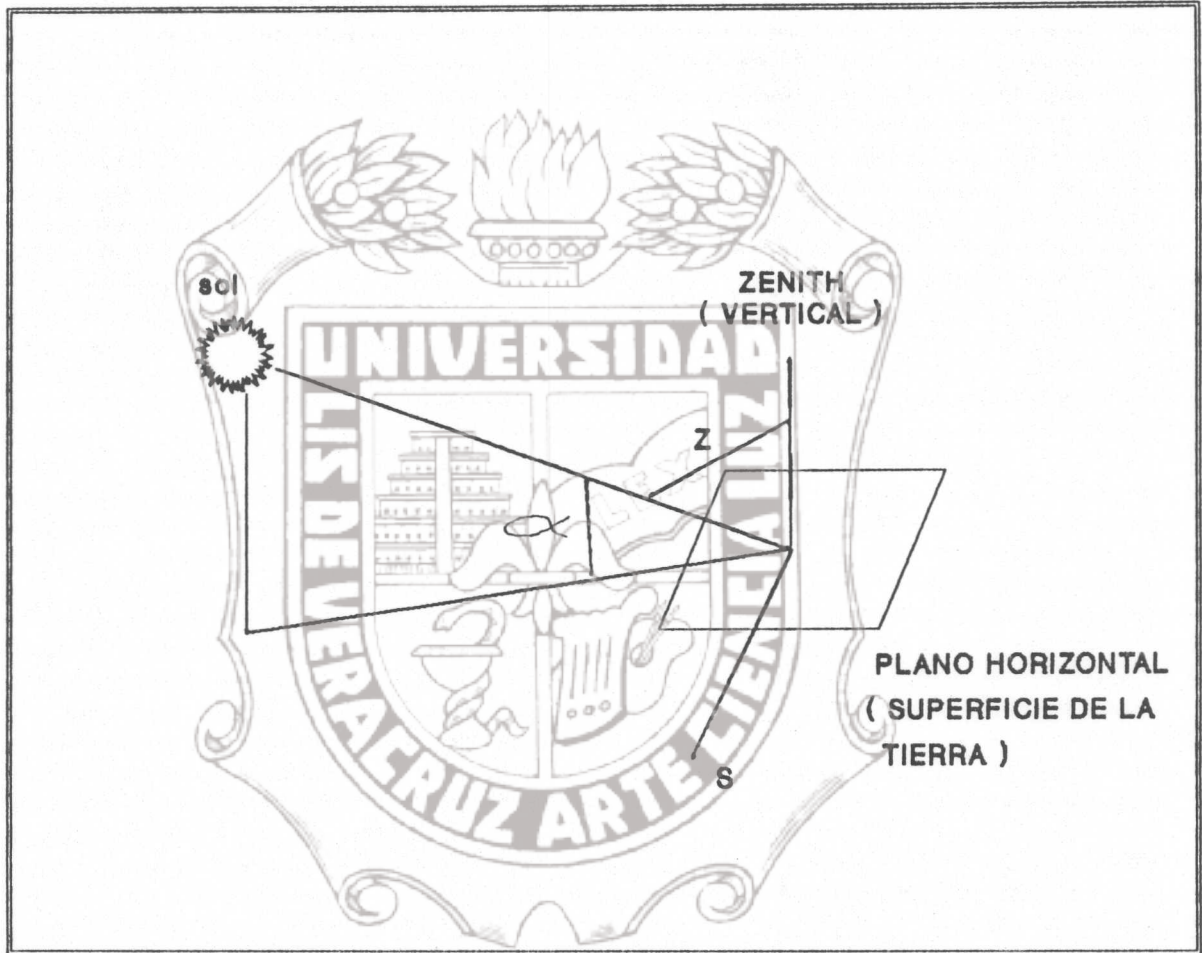


Fig. 10. Representación gráfica del ángulo de altitud solar (α) y el ángulo zenith (Z).

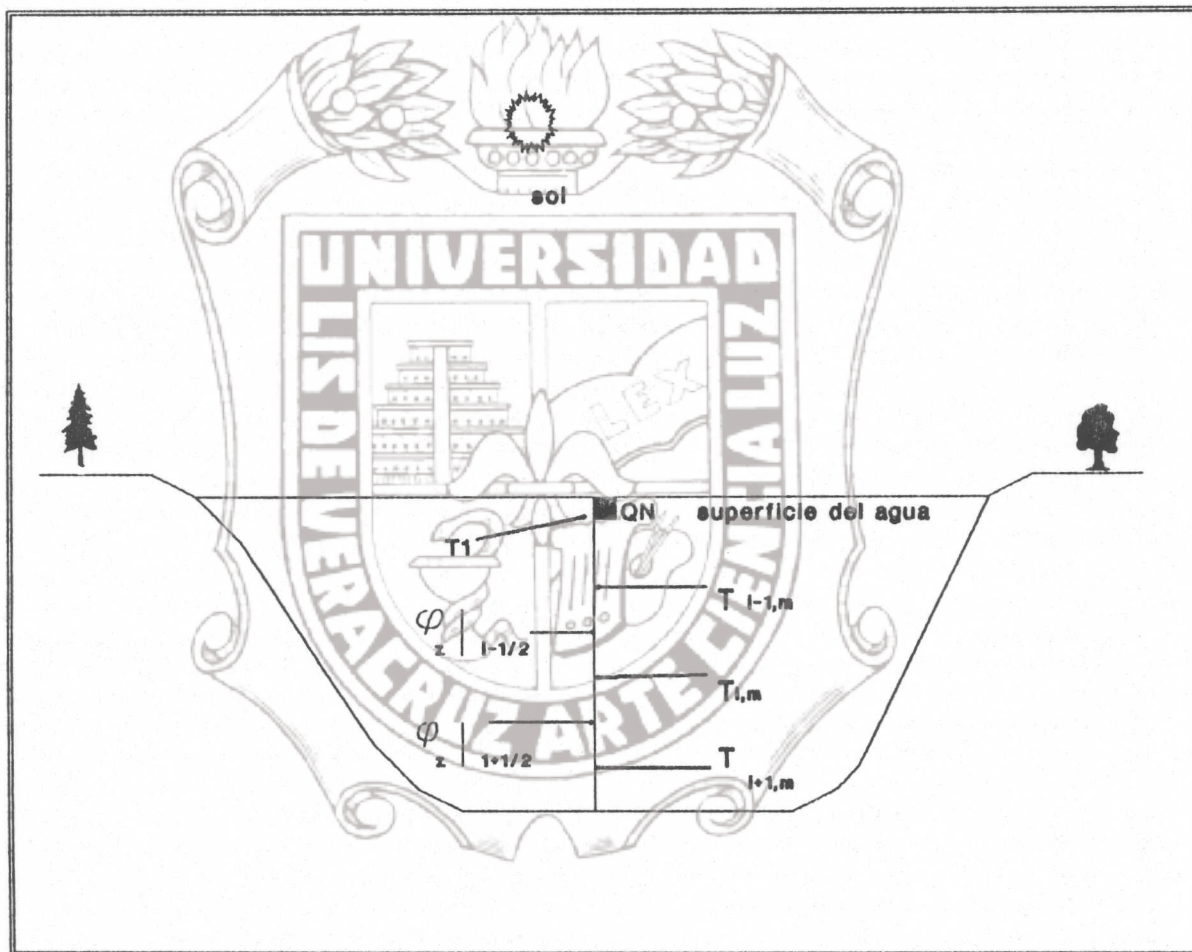


Fig. 11. Representación gráfica que sirve para calcular los términos QN , $\phi_z|_{z=0}$ y $\phi_z|_{z=z}$ para conocer $T_{l,m+1}$.



APENDICE B. RESULTADOS DE LA SIMULACION EN GRAFICAS

MEDIDO

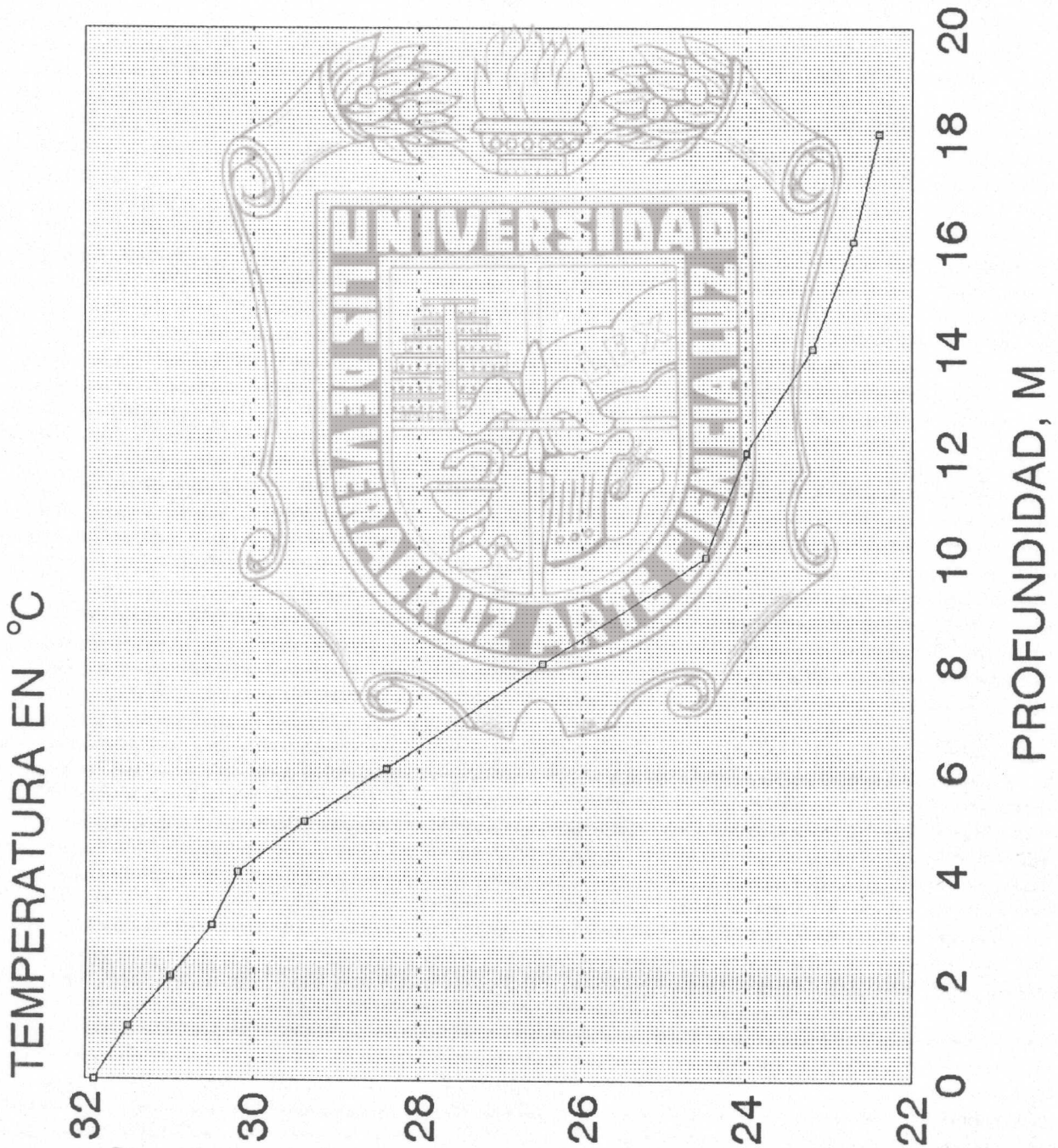


Fig.12 Condiciones iniciales del régimen térmico de la Presa Miguel Alemán (temascal, Oaxaca) para el 14 de Mayo de 1991.

Fig.12 Grafica para el 14 de Mayo de 1991

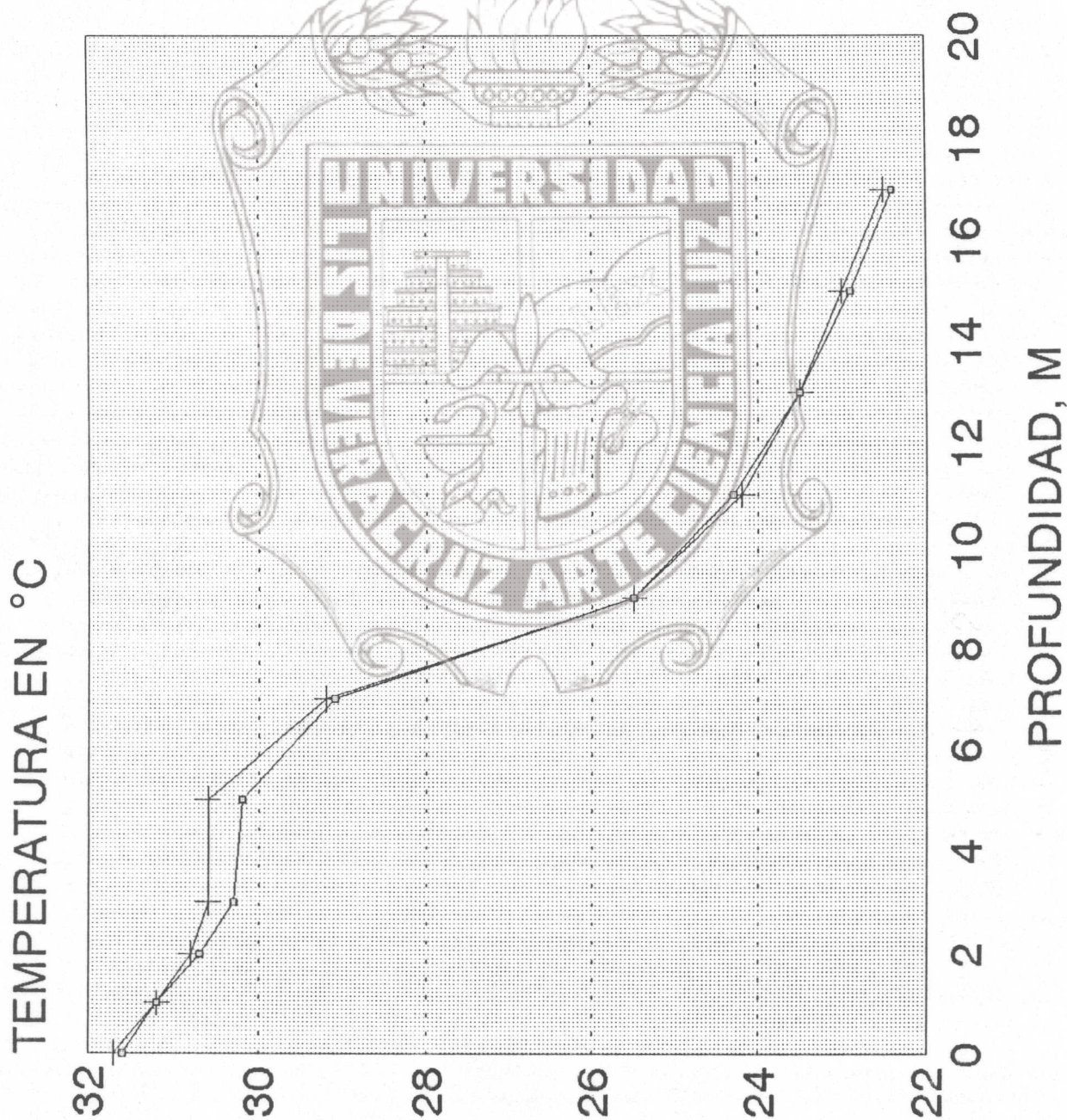


Fig. 13. Régimen térmico experimental y simulado para el día 30 de Mayo de 1991.

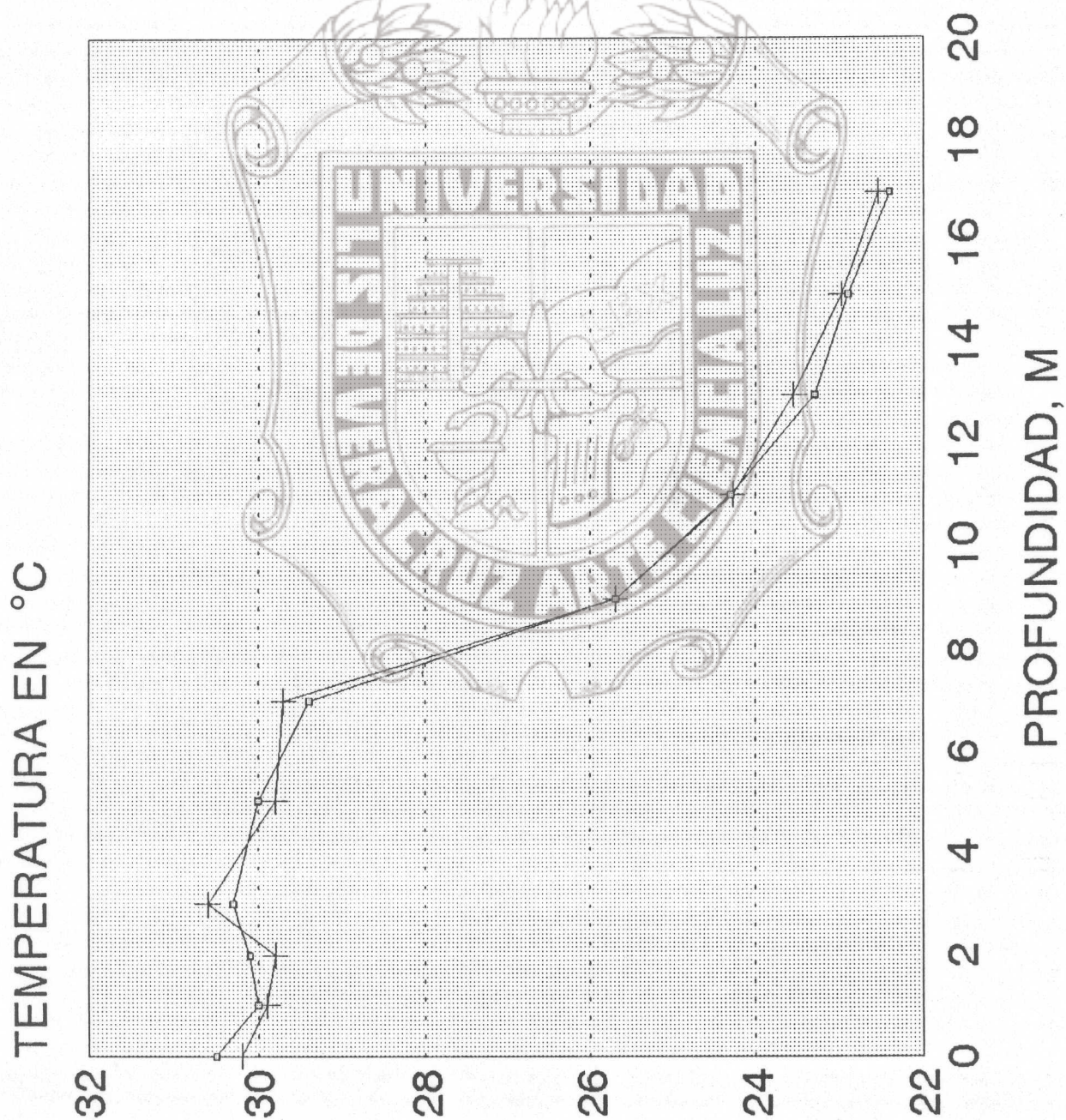


Fig. 14. Régimen térmico experimental y simulado para el día 18 de Junio de 1991.

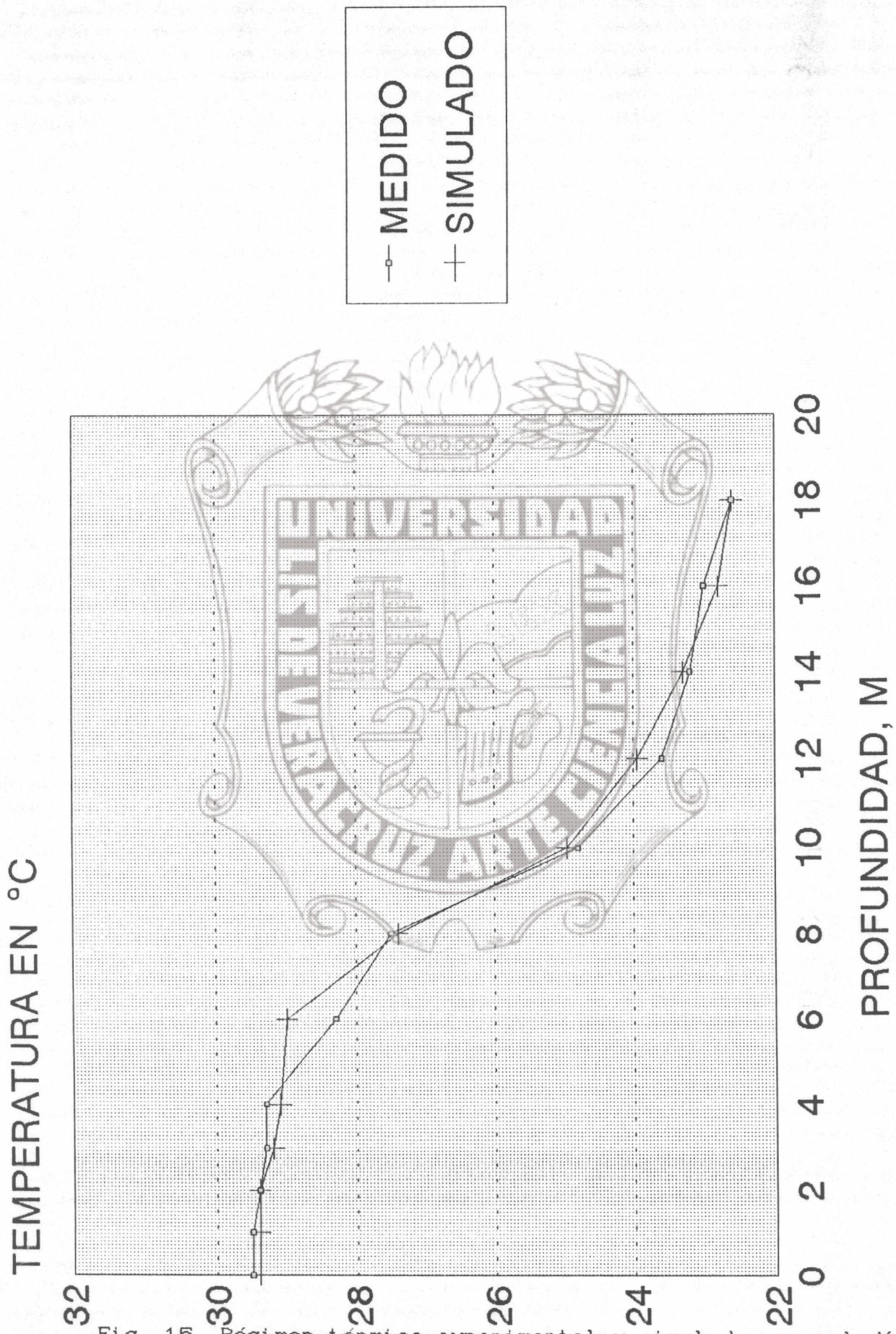


Fig. 15. Régimen térmico experimental y simulado para el día 15 de Julio de 1991.

Fig. 15 Grafica para el 15 de Julio de 1991

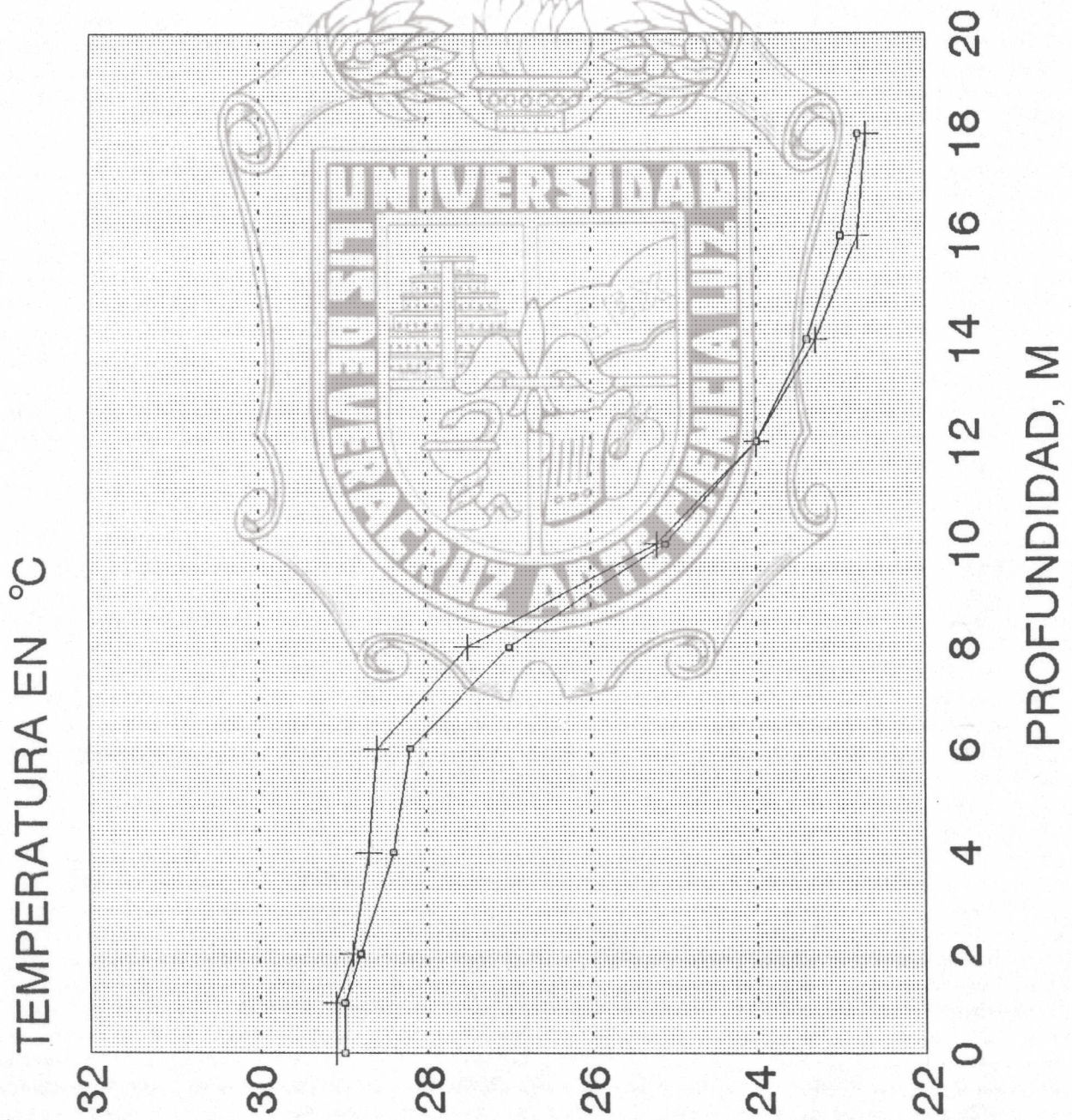


Fig. 16. Régimen térmico experimental y simulado para el día 14 de Agosto de 1991. Autor: M. B. Alberto Pedro Vorandi Medina. Colaboradores: Estanislao Ferman García, M. B. Enrique Rodríguez Magaña.

Fig. 16 Grafica para el 14 Agosto de 1991

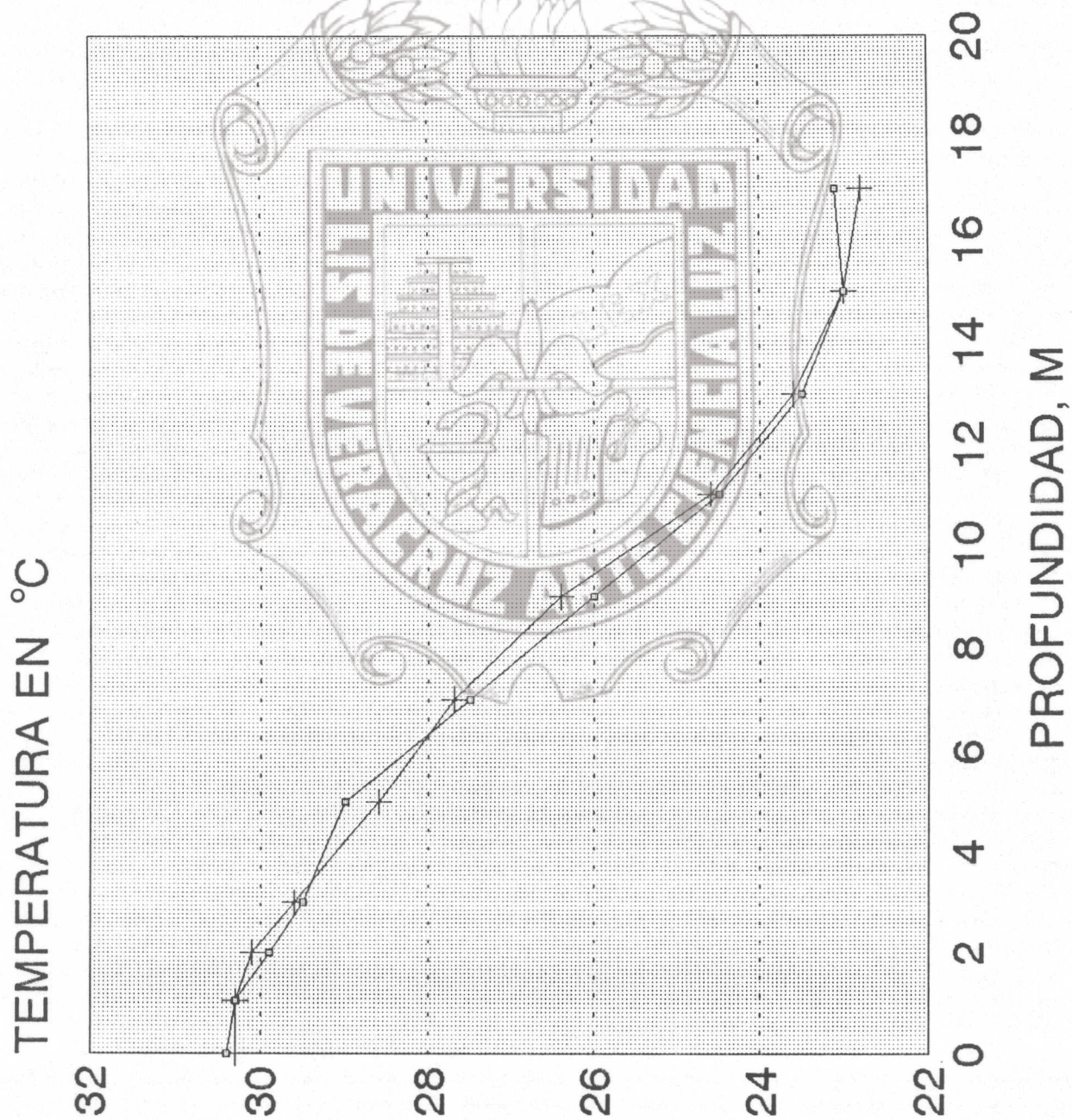


Fig. 17. Régimen térmico experimental y simulado para el día 18 de Sept. de 1991.

Fig. 17 Grafica para el 18 de Septiembre de 1991

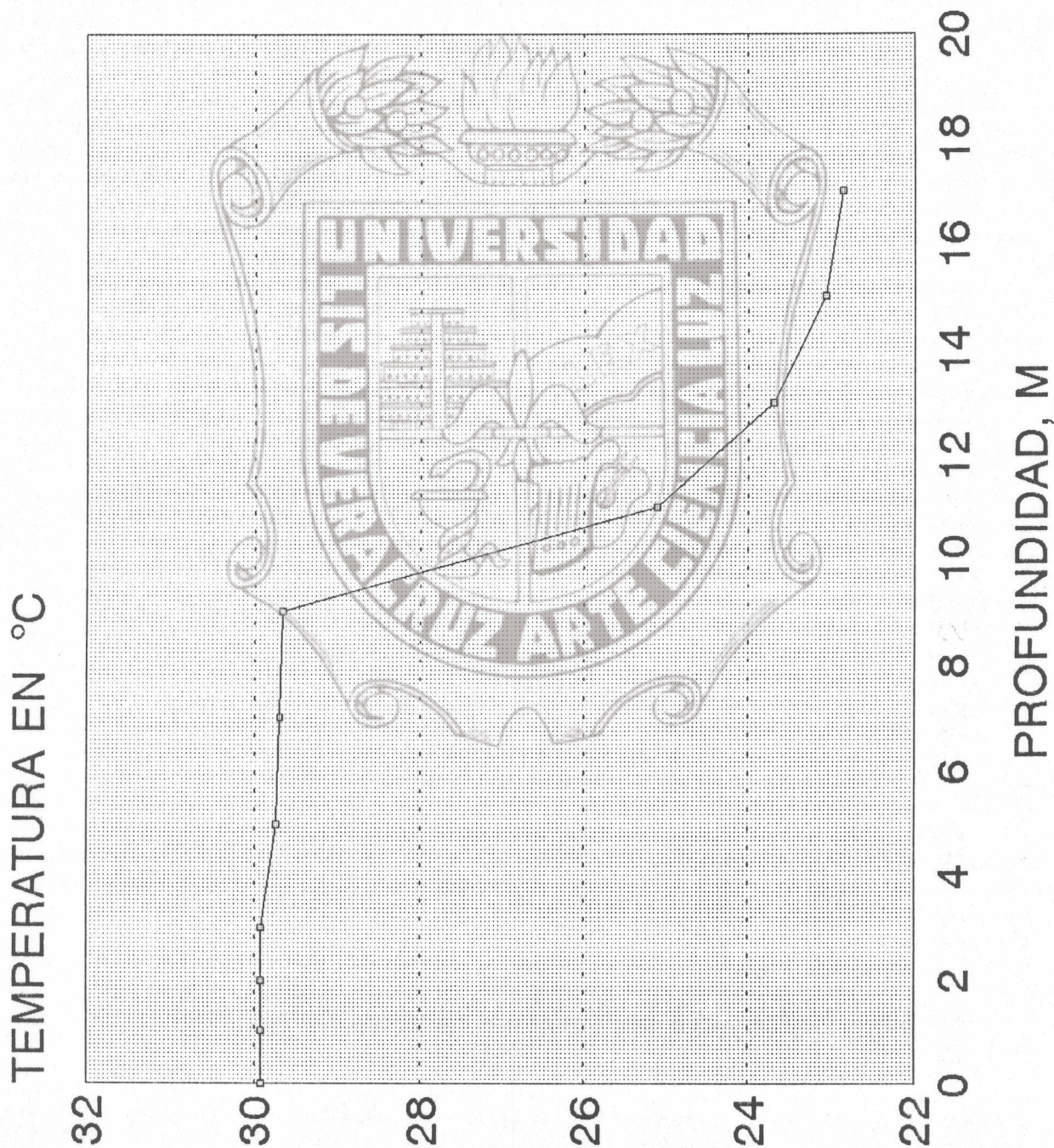


Fig. 18. Régimen térmico simulado para el día 14 de octubre de 1991.

Responsable M. Sc. Alberto Pedro Lorandi Medina

Colaboradores: Estanislao Ferman Garcia

M. Sc. Enrique Rodriguez Magaña

Fig. 18 Grafica para el 14 de octubre de 1991

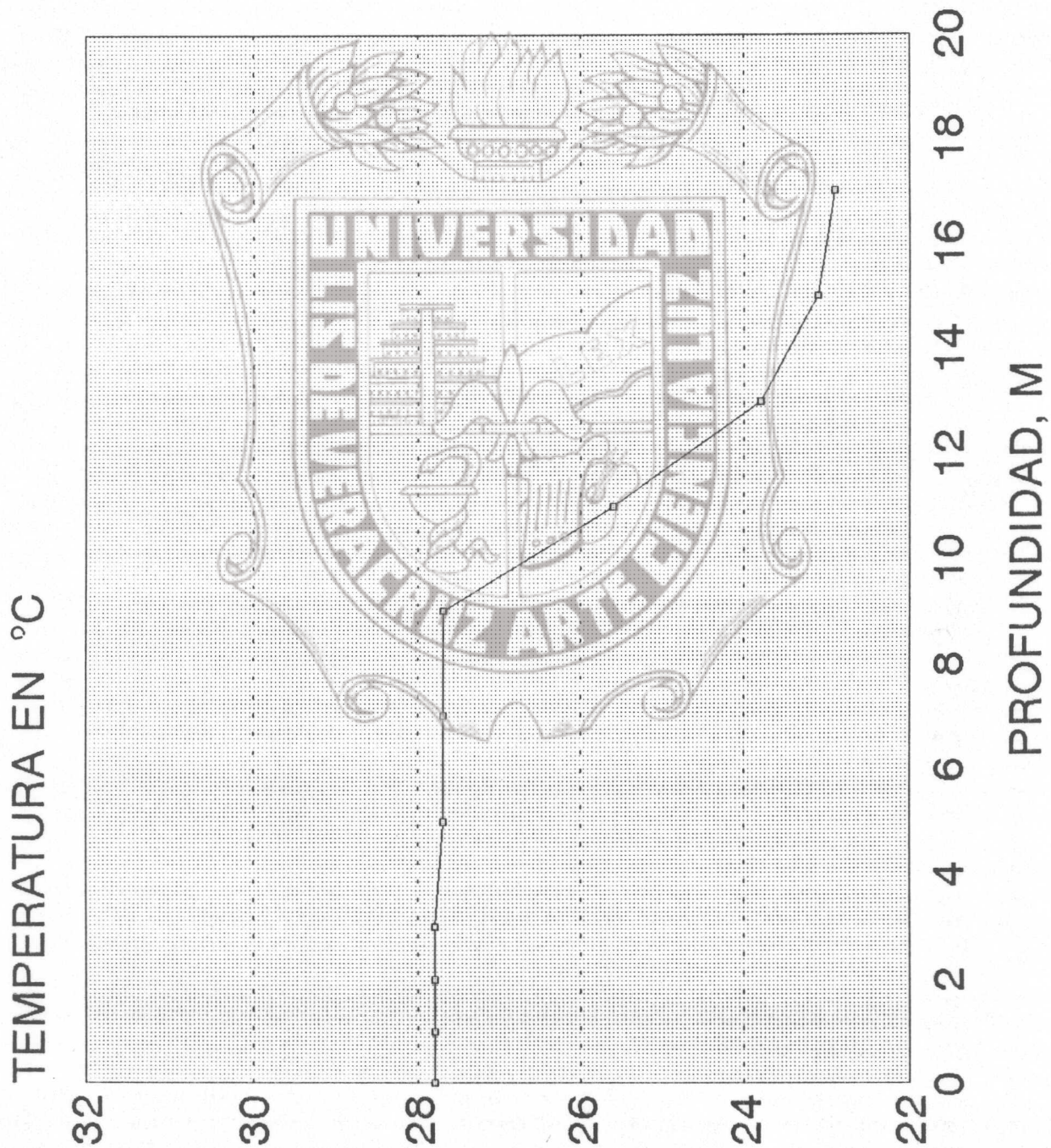


Fig. 19. Régimen térmico simulado para el día 16 de Noviembre de 1991.
Responsable M. Sc. Alberto Pedro Lorandi Medina
Colaboradores: Estanislao Ferman Garcia
M. Sc. Enrique Rodriguez Magaña

Fig. 19 Grafica para el 16 de Noviembre de 1991

TEMPERATURA EN °C

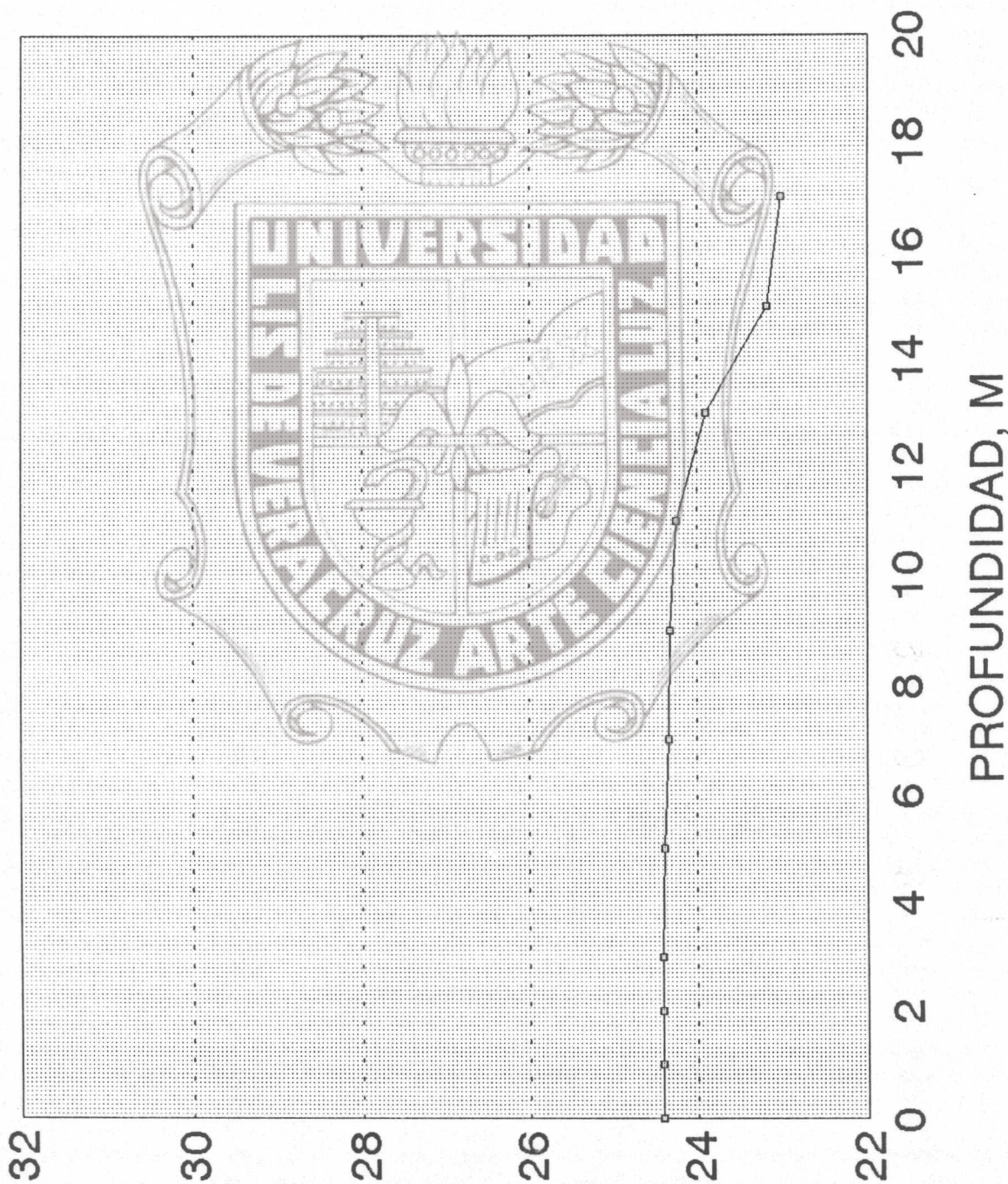


Fig. 20. Régimen térmico simulado para el día 31 de Diciembre de 1991

Fig.20 Grafica para el 31 de Diciembre de 1991

—●—	Series 1
—+—	Series 2

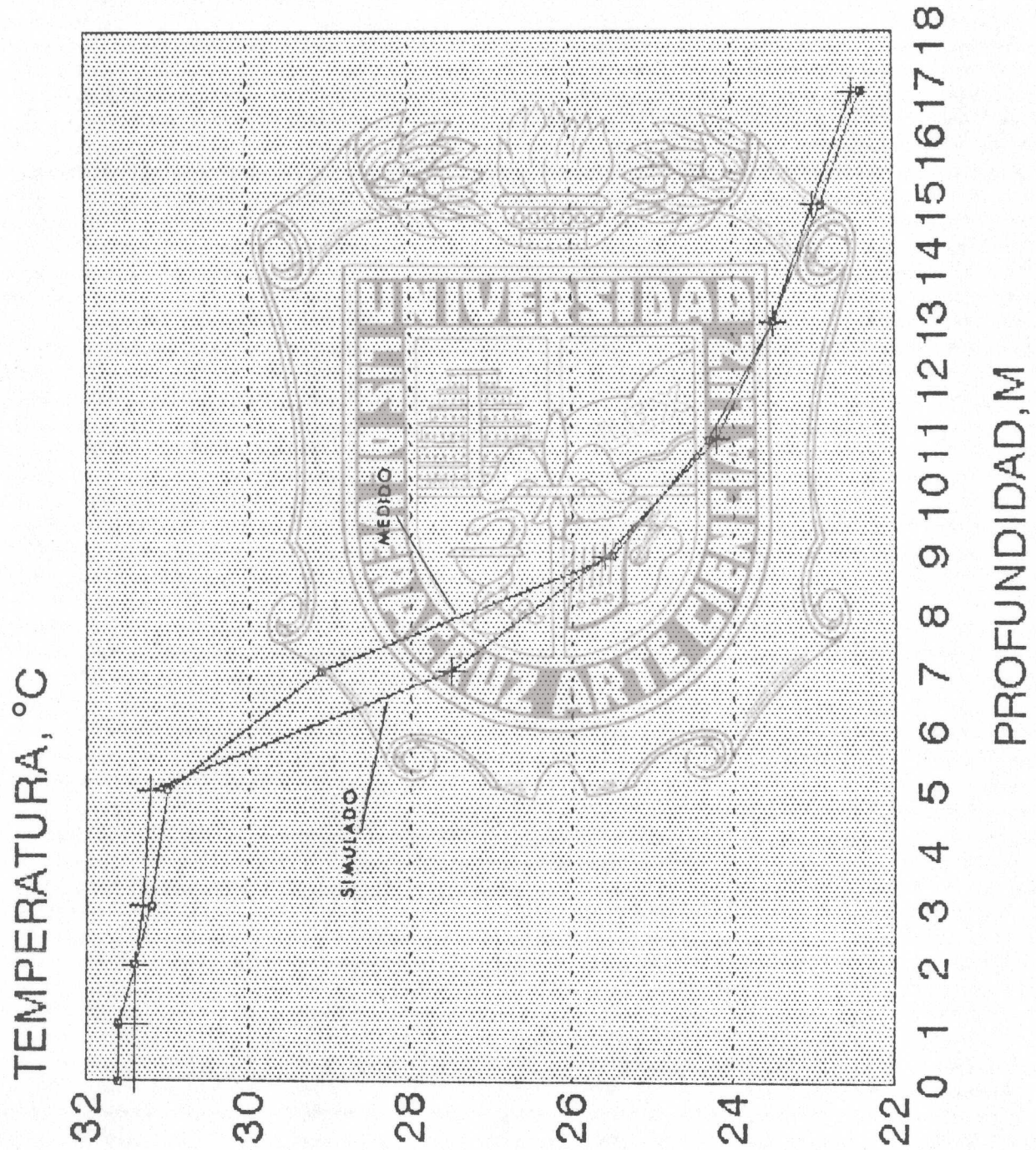


Fig. 21. Representación gráfica del régimen térmico para el 30 de Mayo de 1991 sin la adición del término dC_{PE} / dt al modelo de difusión.

FIG 21 GRAFICA PARA EL 30 DE MAYO DE 1991



APENDICE C. RESULTADOS DE LA SIMULACION EN TABLAS

Tabla No 1.- Condiciones iniciales de Temperatura

Profundidad (Mts)	Temperatura oC
0	31.9
1	31.7
2	31.7
3	30.9
4	30.2*
5	29.4
6	28.5*
7	27.5
8	26.5*
9	25.5
10	24.5*
11	24.2
12	24.0*
13	23.5
14	23.2*
15	23.0
16	22.7*
17	22.4
18	22.4*

* Estos valores fueron supuestos .

Tabla No 2.- Régimen térmico medido y simulado
para el 30 de Mayo (150) de 1991

Profundidad (Metros)	Medido	Simulado
0	31.6	32.06
1	31.6	31.44
2	31.4	31.21
3	31.2	31.10
4		31.04
5	31.0	31.02
6		30.57
7	29.1	29.29
8		26.73
9	25.5	25.56
10		24.64
11	24.3	24.23
12		23.96
13	23.5	23.53
14		23.219
15	22.9	22.980
16		22.7
17	22.4	22.45
18		22.45

TA = 26 oC
 U = 3.0 m/s
 EC = 0.75
 C = 0.75
 HH = 20 mts
 E = 6.45
 Lluvioso ? = No

Tabla No 3.- Régimen térmico para el 18 de Junio (169) de 1991 , medido y simulado.

Profundidad (Metros)	Medido	Simulado
0	31.1	31.689
1	31.1	31.219
2	30.9	31.043
3	30.7	30.959
4		30.917
5	30.8	30.895
6		30.880
7	29.4	29.273
8		27.067
9	25.7	25.687
10		24.767
11	24.3	24.275
12		23.94
13	23.3	23.56
14		23.24
15	22.9	22.98
16		22.72
17	22.4	22.508
18		22.508

TA = 26 oC
 U = 3.4 m/s
 EC = 0.75
 C = 0.85
 HH = 19
 E = 6.0
 Lluvioso ? = No

Instituto de Ingeniería
 Universidad Veracruzana

Tabla No 4.- Régimen térmico medido y simulado
para el 15 de Julio (196) de 1991

Profundidad (Metros)	Medido	Simulado
0	29.5	30.2659
1	29.5	29.73
2	29.4	29.59
3	29.3	29.52
4	29.3	29.488
5		29.47
6	28.3	29.46
7		29.05
8	27.5	27.33
9		25.89
10	24.8	24.92
11		24.34
12	23.6	23.94
13		23.579
14	23.2	23.258
15		22.986
16	23.0	22.742
17		22.572
18	22.6	22.572

TA = 26 °C
 U = 3.6 m/s
 EC = 0.75
 C = 0.95
 HH = 28
 E = 4.28
 Lluvioso ? = Si

Tabla No 5.- Régimen térmico para el 14 de agosto
(226) de 1991

Profundidad (Metros)	Medido	Simulado
0	29.0	29.237
1	29.0	28.682
2	28.8	28.532
3		28.460
4	28.4	28.424
5		28.406
6	28.2	28.394
7		28.390
8	27.0	27.419
9		26.091
10	25.1	25.082
11		24.423
12	24.0	23.968
13		23.548
14	23.4	23.277
15		23.000
16	23.0	22.77
17		22.63
18	22.8	22.63

TA = 26 °C
 U = 3.6 m/s
 EC = 0.75
 C = 0.95
 HH = 30
 E = 4.84
 Lluvioso ? = Si

Tabla No 6.- Régimen térmico para el 18 de Septiembre (261) de 1991 .-

Profundidad (Metros)	Medido	Simulado
0	30.4	30.868
1	30.3	30.056
2	29.9	29.82
3	29.5	29.70
4		29.643
5	29.0	29.613
6		29.166
7	27.5	28.478
8		27.467
9	26.0	26.275
10		25.261
11	24.5	24.534
12		24.022
13	23.5	23.628
14		23.300
15	23.0	23.026
16		22.812
17	23.1	22.688
18		22.688

TA = 25 oC
 U = 4 m/s
 EC = 0.75
 C = 0.80
 HH = 30
 E = 4.166
 Lluvioso ? = Si

Instituto de Ingeniería
 Universidad Veracruzana

Tabla No 7.- Resultados de la simulación para el 14 de octubre (287) de 1991.-

Profundidad (Mts)	Simulado
0	30.166
1	29.497
2	29.232
3	29.197
4	29.145
5	29.12
6	29.10
7	28.609
8	27.536
9	26.379
10	25.373
11	24.615
12	24.068
13	23.654
14	23.320
15	23.047
16	22.84
17	22.727
18	22.727

TA = 24 °C
 EC = 0.75
 U = 2.9
 C = 0.9
 HH = 30
 E = 3.226
 Lluvioso ? = Si

Tabla No 8.- Resultados de la simulación para el 16 de Noviembre (320) de 1991.-

Profundidad (Mts)	Simulado
0	28.000
1	27.588
2	27.426
3	27.339
4	27.298
5	27.279
6	27.269
7	27.265
8	27.263
9	27.259
10	25.848
11	24.771
12	24.138
13	23.693
14	23.349
15	23.077
16	22.878
17	22.772
18	22.772

TA = 22 oC
 EC = 0.75
 U = 3.2
 C = 0.95
 HH = 28
 E = 3.333
 Lluvioso ? = No

Tabla No 9.- Resultados de la simulación para el 31 de Diciembre (365) de 1991.-

Profundidad (Mts)	Simulado
0	25.10
1	24.667
2	24.667
3	24.393
4	24.348
5	24.327
6	24.317
7	24.312
8	24.310
9	24.309
10	24.291
11	24.290
12	24.232
13	23.763
14	23.397
15	23.122
16	22.930
17	22.830
18	22.830

TA = 20 °C
 EC = 0.75
 U = 2.9
 C = 0.95
 HH = 27
 E = 2.42
 Lluvioso ? = No

Instituto de Ingeniería
 Universidad Veracruzana