

00361.

15

2ej.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

BALANCE DE RADIACION EN EL PARQUE NACIONAL
"DESIERTO DE LOS LEONES" D.F.

TESIS DE MAESTRIA

Biol. IRMA PATRICIA RODEA CASTRO

FACULTAD DE CIENCIAS

1987.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

BALANCE DE RADIACION SOLAR EN EL PARQUE NACIONAL "DESIERTO DE LOS LEONES" D.F.

INTRODUCCION

Objetivos

Cap. I Importancia de los bosques.

Cap. II. Importancia del microclima.

 Sistema Tierra Atmósfera.

 Cascáda de Energía.

 Balance de Radiación.

 Balance de Energía.

 Balance de Agua.

 Producción Primaria. (Considerando el modelo de Lieth y el
 modelo basado en el índice de aridez
 de Budyko).

Cap. III Algunas consideraciones topoclimáticas.

 Definición del potencial de radiación solar directa.

 Radiación sobre una superficie horizontal.

 Radiación sobre una superficie inclinada.

Cap. IV Area de Estudio.

Metología

Resultados y Condiciones

Referencias

Apendice.

I N T R O D U C C I O N . -

La superficie total de los Parques Nacionales en México, es de 772 887 has., que corresponden al 0.39% de la superficie total del territorio.

Sobre la extensión de los Parques Nacionales se contempla la siguiente relación: 14 Parques con una superficie de 6 a 14 has.; 11 con una superficie de 294 a 968 has. y 15 con una extensión de 1080 a 6022 has.. Debe notarse que los primeros 25 parques tienen una superficie menor a 1000 has., estando fuera de la mínima superficie que se recomienda para declarar un Parque Nacional (Unión Internacional para la Conservación de la Naturaleza y los Recursos Naturales). Se afirma que la vegetación de los Parques Nacionales tiene un deterioro manifiesto y que en 33 parques, es decir en el 57.8%, la vegetación presenta una fuerte alteración; en el 35.2% ésta es regular y en el 7% es mínima (Vargas, 1984).

En particular, la situación actual del bosque en el Parque Nacional "Desierto de los Leones" es de interés, debido a la condición fitosanitaria que presenta la vegetación. Al respecto, el Instituto Nacional de Unvestigaciones Forestales (1983) publicó un informe en el cual se cita que un alto porcentaje de árboles está dañado por plagas y enfermedades. Asimismo, se menciona el grado de deforestación de la zona. Ante tales hechos, se han orientado las políticas de manejo para la conservación de la zona, contemplándose diversos aspectos del ecosistema y entre ellos el estudio del microclima, objeto del presente trabajo.

El microclima de un bosque se caracteriza por una particular subdivisión de la energía incidente y el reciclaje de la materia, es to está en función de las poblaciones vegetales así como de los mi--

croorganismos y fauna asociada. Los flujos resultantes son variables y tienen una influencia sobre el clima regional, estos efectos se ven modificados por las extensiones de los cuerpos de agua, de los espacios cultivados y pastoreados así como por la cercanía de las ciudades (FAO, 1980; OKE, 1978).

La importancia de las áreas verdes dentro de una zona urbana es elemental, ya que éstas intervienen en la disminución de la contaminación y del ruido; asimismo, actúan como cinturones de protección al flujo del viento, ya que la configuración de una zona urbana puede producir tolvaneras de considerable magnitud.

En el presente trabajo, se estudió únicamente a la radiación por ser un factor primordial, además de constituir su análisis cuantitativo y cualitativo una primera etapa de estudios de este tipo.

Con base en lo anterior, se formularon los siguientes objetivos:

- * Determinar el potencial de radiación solar directa (PRSD) - considerando la inclinación de las pendientes y sus orientaciones.

- * Observar la relación existente entre el (PRSD) y las áreas afectadas.

- * Calcular el balance de radiación y el índice de aridez.

- * Evaluar la producción primaria vegetal, mediante dos modelos de producción uno con base en el índice de aridez de Budyko y otro en la precipitación y compararla con la producción real esperada de un bosque.

I. - I M P O R T A N C I A D E L O S B O S Q U E S .

La Tierra está cubierta por un mosaico de ecosistemas, los cuales están conectados e influenciados uno con otro en una variedad de formas. Los ecosistemas forestales ocupan una posición prominente, siendo los bosques tropicales extensiones de aprox. 2 billones de has. y los bosques templados 1.8 billones de has., (Smith, 1981).

La producción primaria anual de la Tierra se sitúa entre 120 y 160×10^9 tons. de materia orgánica seca (Woodwell, 1970; Lieth y Box, 1972). Los cultivos agrícolas representan el 5% de esta producción, los bosques el 45%, las otras cubiertas vegetales el 13% y el fitopláncton el 37% aprox.; los bosques al tener una producción elevada, sin duda desempeñan un papel importante entre otros como reguladores eficaces del dióxido de carbono en la atmósfera.

En los últimos años el hombre ha reducido a un tercio la superficie original de los bosques tropicales húmedos; tal reducción prosigue a ritmo acelerado en el sureste de Asia, en Africa Occidental y en gran parte de América Latina, se estima que de 30 a 50 millones de has. año de superficie de bosque, es destruido por la agricultura intinerante y sedentaria. Conviene mencionar que en la zona tropical las variaciones climáticas condicionan en gran manera diversos acontecimientos que tienen lugar en otros puntos del globo, siendo el equilibrio del conjunto bastante delicado (FAO, 1982).

Las regiones tropicales que representan el 40% de la superficie total terrestre, contribuyen con el 58% del volumen de agua del ciclo hídrico del globo.

La influencia ejercida por los bosques sobre el equilibrio hídrico, debe estar subordinada a los valores continentales de precipitación, evaporación y oscurecimiento. Al respecto Salati y Vose

(1984), en un estudio acerca del ciclo de agua en la cuenca del Amazonas mencionan como el motivo principal del desequilibrio de éste a la deforestación, pues ellos reportan que al menos 2.3 millones de has. de bosque son destruidos cada año en el Amazonas brasileño. En el caso de México la deforestación alcanza la cifra de 400 000 has. anuales, equivalente a 1000 has. diarias (García, 1978).

Es reconocido que el aclareo de bosques tropicales reduce la tasa de infiltración de agua y generalmente incrementa el escurrimiento; en Guatemala el río Motagua en los últimos 30 años fué reducido en volumen en más de un 50%, después de la pérdida de un 65% de bosque natural. Los ciclos hidrológicos y de energía están ligados, la energía absorbida para un bosque y un terreno descubierto de vegetación, es devuelta a la atmósfera como calor latente y sensible; el calor sensible es el resultado del enfriamiento de la cubierta del terreno por el paso del aire y la transferencia de calor a partir de la superficie caliente directamente de la atmósfera de la Tierra; el calor latente es derivado a partir de la energía perdida por la hoja, suelo u otras superficies cuando el agua es vaporizada a través de evapotranspiración. La remoción del bosque por otra vegetación afecta inevitablemente el balance de calor atmosférico, porque con este cambio, el albedo se incrementa; este efecto es aún más drástico en zonas deforestadas.

Observándose en un bosque virgen en Guatemala que sólo un 4% de la radiación solar alcanza la superficie del suelo, en cambio con suelos aclareados es hasta 25 veces mayor (Salati, 1984).

En Ghana, el aclareamiento del bosque condujo a incrementar las temperaturas máximas del suelo a una profundidad de 7.5 cm. desde 27° hasta 38° (Salati, 1984).

La exposición del bosque en forma crónica a los contaminantes

atmosféricos, puede conducir a una reducción de la productividad y -
 la biomasa (alterando la composición de las especies o bien a la es-
 tructura de la comunidad) a incrementar el daño por insectos o por -
 enfermedades microbianas y a incrementar la mortalidad. Asimismo, la
 precipitación ácida, causa cambios en las características del suelo
 y contribuye al deterioro de la cubierta vegetal, las cuales condu--
 cen a un decremento en la capacidad productiva, debido a la erosión
 del suelo (Dochinger, 1975).

Es así que el incremento en la acidez de la precipitación --
 causa severos efectos sobre los ecosistemas terrestres v acuáticos -
 (Galloway, 1978).

Por lo anterior podemos comprender da enorme importancia que
 tiene el conservar los bosques, por las funciones que desempeñan, se
 pueden mencionar entre las más importantes:

- La protección de los cultivos contra la aridez, los flujos
del viento y las radiaciones.
- Conservación de los suelos y de las aguas.
- Mejoramiento del régimen térmico en los establecimientos -
humanos.
- Mejoramiento en las condiciones atmosféricas en las zonas -
urbanas contribuyendo a la salud de los habitantes,

II - I M P O R T A N C I A D E L M I C R O C L I M A .

El microclima es el clima en el cual viven las plantas y los animales y esta comprendido en la escala horizontal de espacio de unos milímetros hasta 1Km , y en la escala vertical de los 10mm. a 1 Km. (Oke, 1978)

En pocos centímetros de la superficie existen cambios drásticos en el suelo o en el aire, como el caso de la humedad con la elevación que es más grande cerca de la superficie, es así que grandes cantidades de energía , son intercambiadas en la superficie en los procesos de evaporación y condensación (Rosenberg, 1974).

El estudio de los intercambios de energía representa un medio para evaluar, los efectos a nivel local de un determinado tipo de cobertura vegetal o de ocupación del suelo. Las condiciones locales de la superficie terrestre, así como las propiedades aerodinámicas y ópticas de la vegetación y las del régimen de radiación solar, determinan las características particulares del equilibrio hídrico y de radiación, así como las propiedades térmicas e hidrológicas individuales.

SISTEMA TIERRA - ATMÓSFERA

El sistema Tierra - Atmósfera es un sistema cerrado, el cual no permite intercambio de masa, pero si de energía con el exterior. La energía de entrada al sistema , es la radiación emitida por el sol y transferida en forma de ondas electromagnéticas, éstas están caracterizadas por su longitud de onda; en el intervalo de 0.15 - 3.0 μm está comprendida la radiación en onda corta y en el intervalo de 3.0 a 100 μm la radiación en onda larga, quedando comprendida la radiación fotosintéticamente activa, en una pequeña fracción desde 0.3 a 0.7 μm .

Un diagrama de la cascada de energía anual de este sistema es presentado en la figura 1; sobre bases anuales en la superficie exterior de la atmósfera, la entrada promedio de radiación solar (\bar{K} ext) es aproximadamente $338 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ($29,2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$); en la figura todos los flujos son representados como porcentajes de éste valor.

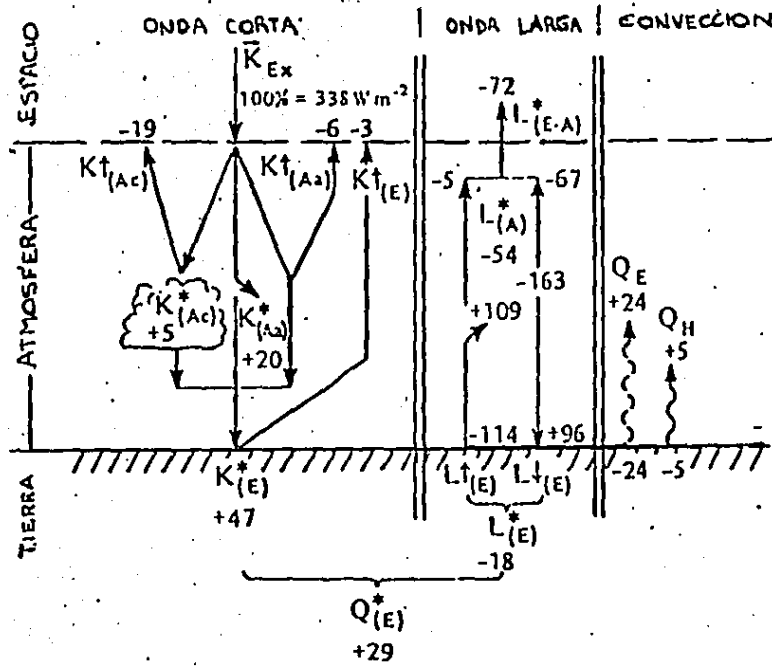


Figura 1. El lado izquierdo muestra el balance de radiación de onda corta y el lado derecho el balance de radiación de onda larga.

La radiación de onda corta entrante (\bar{K}_{ext}), encuentra nubes y otros constituyentes atmosféricos, tales como vapor de agua, cristales de sal, partículas de polvo y varios gases. Las nubes reflejan cerca del 19% de \bar{K}_{ext} hacia el espacio (K^{\dagger}_{Ac}) y absorben cerca de un 5% (K^*_{Ac}), los constituyentes atmosféricos dispersan y reflejan cerca de un 6% al espacio (K^{\dagger}_{Aa}) y absorben cerca de un 20% (K^*_{Aa}); lo restante del flujo original es transmitido a la superficie de la Tierra en donde aproximadamente un 3% es reflejado al espacio (K^{\dagger}_{E}) y el restante 47% es absorbido (K^*_{E}).

En suma la radiación solar entrante está dispuesta en la siguiente manera:

$$\bar{K}_{ext} = K_{(Ac)} + K^{\dagger}_{(Aa)} + K^*_{(Ac)} + K^*_{(Aa)} + K^{\dagger}_{E} + K^*_{E} \quad (ec. 1)$$

$$100 = 19 + 6 + 5 + 20 + 3 + 47$$

Reflexión atmosférica	Absorción atmosférica	Reflexión de la Tierra	Absorción de la Tierra	
--------------------------	--------------------------	------------------------------	------------------------------	--

Es así que el 28% de la radiación que entra al sistema Tierra - Atmósfera es reflejada al espacio y no participa más en la cascada de energía; sólo un 25% de la entrante es absorbida por la atmósfera, la cual es semitransparente a la radiación

en onda corta y consecuentemente no es suficientemente calentada. Casi la mitad, el 47% de la radiación entrante es absorbida en la superficie de la Tierra. Así una cantidad considerable de energía es convertida de radiación a energía térmica, la cual calienta la superficie.

La superficie de la Tierra emite radiación en onda larga de acuerdo con la ley de Stefan - Boltzmann, la cual establece que la radiación emitida por un cuerpo negro, es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura absoluta

$$I = \sigma T^4 \quad (\text{ec. 2})$$

en donde:

I = Intensidad de energía emitida por la superficie

T = Temperatura en °K de la superficie

$\sigma = 1.17 \times 10^{-7} \text{ cal.cm}^{-2} \text{ día}^{-1} \text{ °K}^{-4}$ constante de Stefan - Boltzmann.

De la radiación neta en onda corta K^*e equivalente al 47% de K_{ext} que recibe la superficie de la Tierra, ésta experimenta una pérdida de radiación neta en onda larga (L^*e) de 18% (porque esta emite 114% a la atmósfera, pero sólo recibe 96%). Así el balance de radiación para la Tierra (Q^*e) es positivo y representa 29% (47-18) de la entrada original de K_{ext} . En el caso de la atmósfera esta gana 25% como K^*A , pero pierde 54% como L^*A (porque aunque esta absorbe un 109% a partir de la superficie y se escapa directamente a través de la ventana de Simpson un 5% del 114% original, esta emite 163% del cual un 67% va hacia el espacio y un 96% regresa a la superficie) De modo que el balance de radiación total neta de la atmósfera es -29% (25-54) y para la Tierra es de 29% (47-18) (Oke, 1978).

La radiación total neta Q^* es importante por ser la energía disponible para varios procesos, de tal manera que el balance de energía esta dado por:

$$Q^* = Q_H + Q_E \quad (\text{ec. 3})$$

en donde:

$$Q_E = \text{calor latente}$$

$$Q_H = \text{calor sensible}$$

A nivel macroclimático, esta ecuación explica como la energía se intercambia en los continentes y océanos, donde vastas cantidades de vapor son cedidas o extraídas de la atmósfera. A nivel microclimático se debe considerar la energía que se transmite al suelo por procesos de conducción (Q_G) la energía usada en la fotosíntesis (P) y la energía que se acumula en la superficie (ΔQ), quedando en los términos siguientes el balance de energía

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G + P + \Delta Q \quad (\text{ec. 3a})$$

Para el balance de radiación (Q^*), puede expresarse mediante la siguiente ecuación:

$$Q^* = K^* + L^*$$

o sea

$$Q^* = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow \quad (\text{ec. 4})$$

en donde:

K^* = radiación neta de onda corta;

L^* = radiación neta de onda larga.

$K\downarrow(\uparrow)$ = radiación solar global en onda corta de entrada (salida).

$L\downarrow(\uparrow)$ = radiación terrestre en onda larga de entrada (salida).

La razón entre la energía de onda corta reflejada por una superficie ($K\uparrow$) y la energía de entrada ($K\downarrow$) es llamada albedo (α), este depende de la coloración, rugosidad y humedad de la superficie; el albedo es importante porque nos da información de que cantidad de la radiación entrante es absorbida por una superficie (Tabla I) (Rosenberg, 1974).

Tabla I. Albedo en diferentes superficies naturales

Nieve fresca.....	0.80 - 0.95
Suelo seco arenoso.....	0.25 - 0.45
Suelo seco arcilloso.....	0.20 - 0.35
Mayoría de los cultivos....	0.20 - 0.30
Bosque deciduo.....	0.15 - 0.20
Bosque de Coníferas.....	0.10 - 0.15

Monteith(1975); menciona que los bajos albedos del bosque son probablemente debidos a la orientación de las hojas y a la profundidad del dosel que mejoran la absorción. Stanhill (1970) ; sostiene que el valor del albedo está en razón inversa a la altura del dosel. Anderson (1966), en uno de sus estudios sobre la penetración de la luz en un dosel, afirma que la intensidad de la luz decrece exponencialmente con el índice de área foliar y está dada por la ley de Beer

$$I_f = I_0 e^{-kF} \quad (\text{ec. 5})$$

en donde :

- I_0 = intensidad de luz en el tope del dosel
- I_f = intensidad de luz a un nivel arriba del cual hay un índice de área foliar (F).
- k = coeficiente de extinción.

Respecto a la orientación de las hojas Monsi y Saeki (1953), calcularon valores para (k) variando la inclinación del follaje y encontraron que $k=1$ cuando la inclinación de la hoja es de 0°, esto es cuando está en una posición vertical y decrece con el incremento del ángulo.

Kukla y Robinson (1980) ; en relación con el albedo observaron que bajo condiciones de cielo claro, el albedo se incrementa conforme decrece la elevación solar. La radiación no reflejada penetra en la cubierta vegetal; siendo detenida por el dosel o bien, alcanza el suelo pudiendo llegar de dos maneras; directamente por los intersticios de las hojas sin ser modificada en su composición o bien, atravesando el folla-

je, en cuyo caso se produce una absorción parcial y selectiva; por ello la luz bajo el dosel de un bosque es relativamente rica en infrarrojo y pobre en ultravioleta (Pardé, 1978). Al respecto Federer y Tanner (1966); Freyman (1968); reportan que la distribución espectral de luz difusa bajo un dosel de coníferas con respecto a la luz que llega en el tope del dosel, muestra una marcada atenuación en la región azul del espectro (400 - 450 nm), un ligero incremento en el rojo (650 - 700 nm) y un incremento pronunciado en el infrarrojo (700 - 750 nm).

La radiación neta de onda corta puede ser obtenida como:

$$K^* = K\downarrow (1 - \alpha) \quad (\text{ec. 6})$$

Esto es, multiplicando la radiación solar global de entrada por el término $(1 - \alpha)$; los valores del albedo (α) pueden cambiar dentro de un intervalo de 0 - 1, comprendido desde una superficie que absorbe totalmente la radiación, hasta una superficie completamente reflectiva, donde el albedo es igual a 1 (Vitrevich, 1980).

Para estimar el valor de la radiación solar global ($K\downarrow$), se puede utilizar la fórmula de Angström (Deacon, 1969).

$$K\downarrow = K_{ext} \left(a + b \frac{S}{S_0} \right) \quad (\text{ec. 7})$$

donde;

K_{ext} = radiación máxima posible en el tope de la atmósfera.

a y b = coeficientes de regresión que dependen de la localidad y estación del año.

S = horas de insolación observada en un día

S_0 = horas de insolación esperada en un día.
(insolación con cielo despejado).

La componente del balance de radiación en onda larga L^* , queda determinada por la diferencia entre la radiación térmica atmosférica o emisión atmosférica L_{\downarrow} y la radiación terrestre L_{\uparrow} .

$$L^* = L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (\text{ec. 8})$$

y de acuerdo con la ecuación de Brunt (1932); modificada para condiciones variables de nubosidad.

$$L^* = -\sigma T^4 (0.56 - 0.079 \sqrt{e}) \left(0.1 + 0.9 \frac{S}{S_0}\right) \quad (\text{ec. 9})$$

en donde:

e = presión de vapor a 2m. sobre el suelo (en mb).

Pasando nuevamente al balance de energía, la distribución de Q^* determina el sitio principal de calentamiento y transpiración dentro del dosel de la vegetación. En el balance de energía el flujo de calor latente domina, cuando la cantidad de humedad del suelo y la energía son suficientes, incluso en algunas ocasiones Q_E excede a Q^* como sucede en un oasis, esto se explica porque el oasis que es siempre más frío que el aire regional en el cual está inmerso, la atmósfera le suple calor sensible (Oke, 1978).

Una medida para conocer la cantidad de humedad disponible en una superficie es a razón de Bowen dada por:

$$B = \frac{Q_H}{Q_E} \quad (\text{ec. 10})$$

Bowen (1926), reconoció que el flujo de calor hacia el suelo constituye una pequeña fracción de Q^* , cuando la humedad del suelo no es un factor limitante, por lo que considero que Q^* esta comprendido entre el calor latente y el calor sensible. (Rosenberg, 1974). La medida de este cociente en el bosque es importante, en la reforestación y el manejo de las vertientes; las mediciones hechas en bosques caen dentro de dos grupos. Para la mayoría de los bosques independientemente de la especie, la razón de Bowen en el día, en un dosel seco, varia entre 0.1 y 1.5; cuando el dosel está húmedo por la lluvia o el rocío, varia entre 0.4 y 0.7 (Monteith, 1975).

Para la vegetación el agua disponible es uno de los factores críticos en la determinación de la sobrevivencia del desarrollo y la producción (Rosenberg, 1974).

En el balance anual de agua la entrada al sistema es la precipitación y las pérdidas del sistema son la evaporación o evapotranspiración (si existe una cubierta vegetal) el agua de escurrimiento y el drenaje (Oke, 1978). Este balance se puede expresar como:

$$p = E + \Delta r + \Delta S \quad (\text{ec. 11})$$

donde :

- p = precipitación
- E = evaporación o evapotranspiración
- Δr = escurrimiento neto
- ΔS = acumulación neta del suelo.

En un bosque la pérdida principal de agua es por evapotranspiración; durante las lluvias, un bosque decido puede interceptar de un 10% a un 25% de la precipitación anual, y el intervalo para un bosque de coníferas es de un 15% a un 40% (Monteith, 1975). Cerca del 1% de agua tomada por las plantas, es consumida por la actividad metabólica siendo la materia prima en la fijación fotosintética de dióxido de carbono la que conduce a la formación de azúcares (Landsberg, 1975).

PRODUCCION PRIMARIA

La producción primaria es una medida indirecta de la acumulación de energía en un periodo de tiempo específico y una area determinada (Jones, 1979).

Es importante distinguir entre producción primaria bruta (PPB) y producción primaria neta (PPN); la síntesis de moléculas orgánicas a partir del dióxido de carbono del aire se realiza por la absorción de energía solar mediante la clorofila; éstas moléculas que se forman constituyen la producción primariabruta, si a ésta restamos la respiración (R), que es la oxidación de los compuestos de carbono, producidos en la fotosíntesis, liberando energía para la ejecución de trabajos químicos y biológicos en la planta, obtenemos la producción primaria neta (Lemée, 1978), esto es;

$$PPB = PPN + R \quad (\text{ec. 12})$$

Se han diseñado métodos para evaluar la producción primaria neta, la mayoría basados en alguna cantidad indirecta como el método de cosecha en el que se recoge y pesa la cantidad de materia vegetal producida durante un determinado período (Odum, 1971; Wielgolaski, 1975; Billings, 1978).

Se pueden utilizar también métodos fundados en la circulación de átomos radiactivos o en la cantidad de clorofila por metro cuadrado (Billings, 1978).

Otro método empleado es el método aerodinámico, utilizado inicialmente por Bruno Huber en 1952; consiste en establecer el flujo de CO₂ existente entre la cubierta vegetal, el aire y el suelo, por medio de medidas de los gradientes verticales de la concentración de CO₂ a los que se aplica un coeficiente de transferencia, para calcular la ecuación derivada de la ley de Fick:

$$Q_c = -K_c \frac{\Delta c}{\Delta z} \quad (\text{ec. 13})$$

en donde; Q_c es el flujo de CO₂ que atraviesa el nivel z ;

$\frac{\Delta c}{\Delta z}$ = el gradiente de concentración de CO₂ a ese nivel.

4 K_c = coeficiente de difusión turbulenta del CO₂.

Este método es aplicado igualmente para medir los movimientos del aire, los flujos de calor sensible y vapor de agua en la cubierta vegetal, aunque tiene la desventaja de como distinguir dentro del flujo de CO en la superficie del suelo, entre el desprendimiento debido a los organismos heterótrofos endógenos y la respiración de los órganos subterráneos de la planta (Lemée, 1978).

Con un enfoque diferente, algunos investigadores se inclinan por la construcción de modelos donde se consideran tanto la distribución de algunas variables ambientales, como la influencia de las características de la vegetación, en cuanto a la producción.

Con apoyo a la idea de que el ambiente determina en cierta forma las características de las comunidades terrestres, algunos autores sostienen que es posible establecer correlaciones entre valores de variables ambientales y cifras de producción, aquellos valores se obtienen de los registros de las estaciones meteorológicas, que constituyen una fuente importante de información.

Rosenweig (1968); ha señalado que la evapotranspiración real (ER); es decir la cantidad de agua evaporada del suelo y transpirada por la vegetación, se puede utilizar en la predicción de la producción primaria neta, ya que ésta ER expresa simultáneamente la disponibilidad de agua y energía solar. Otros autores como O'Rourke (1981), toman en cuenta la hoja como una unidad de producción primaria, la cual interactúa con el ambiente por intercambio de energía, masa y momentum considerando la influencia climática que actúa sinérgicamente sobre la hoja, así toma en cuenta la temperatura del aire y de la hoja, la radiación el viento y condiciones de humedad, al mismo tiempo; pero principalmente la temperatura de la hoja y la radiación, considera que juegan un papel muy importante.

Lieth(1973), por su parte destaca la importancia de la temperatura media anual y la precipitación anual, como factores ambientales útiles para la determinación de la producción. Los parámetros considerados se combinan para la elaboración del llamado "Modelo de Miami" que se expresa en dos ecuaciones;

$$P = \frac{3000}{1 + e^{1.315 - 0.119T}} \quad (\text{ec. 14})$$

para la temperatura (T) frente a la producción (P) y

$$P = 3000 (1 - e^{-0.000664(N)}) \quad (\text{ec. 15})$$

para la precipitación (N) frente a la producción; (e) es la base de los logaritmos naturales.

Respecto a las ecuaciones (14) y(15), De Garay, observó que la temperatura no es el parámetro más adecuado a utilizar en el cálculo de la producción. En cambio la preci-

pitación y el índice de aridez dan resultados más confiables, siendo este último parámetro más aceptable ya que considera tanto la cantidad de agua como la cantidad de radiación, factores determinantes en los procesos de fotosíntesis

Modelo basado en el Índice de Aridez.

Los esfuerzos para caracterizar las condiciones de humedad a través de un índice, relacionando la posible desecación y precipitación, se han realizado desde la mitad del siglo XIX así, Wesselowski (1857), ha probado que la valoración de la influencia de las precipitaciones sobre la vegetación no se debe dejar de considerar, ya que para la misma cantidad de precipitación no se producen los mismos efectos (Kortüm, 1982).

Budyko (1974) propuso su índice de aridez, que es la relación entre la cantidad de calor y agua de una superficie, considerando para ello, el balance de radiación Q^* , el calor latente (L) y la precipitación total anual (pp), según la siguiente fórmula;

$$IA = Q^* / L pp \quad (\text{ec. 16})$$

Los valores más pequeños del índice corresponden a Tundra, los valores de un intervalo comprendido entre $1/3$ y 1 a la zona de bosque, desde 1 a 2 a la zona de estepa, más de 2 a semidesierto y más de 3 a la zona desértica (Fig. 2).

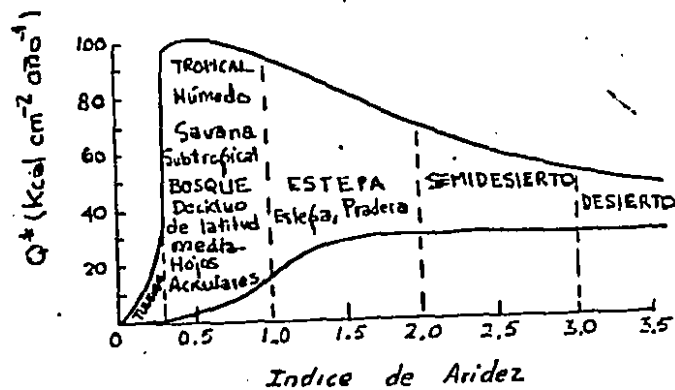


Fig. 2. Diagrama de zonalidad Geobotánica.

Posteriormente Ritter , De Garay y Guzmán (1985) ⁶ tomando en cuenta el índice de aridez de Budyko, encuentran la relación que existe entre éste índice y la producción primaria neta evaluada con los modelos de Lieth y Box y Lieth, para 13 ecosistemas de la República mexicana; la ecuación que las describe es:

$$PN = 2016.0 IA^{-0.83139}$$

(ec. 17)

III. ALGUNAS CONSIDERACIONES TOPOCLIMATICAS .

En una superficie terrestre absolutamente plana y homogénea, además de las zonas climáticas globales, no existen diferencias causadas por radiación. Pero sobre superficies irregulares y sobre diferentes pendientes causan un efecto local, que no se debe despreciar ya que crean diferentes tipos de microclima, lo cual puede dar el tipo de uso de la tierra para agricultura, ganadería y forestal (Morgen, 1957).

La interacción entre vegetación y clima es más marcada en terrenos montañosos que en regiones con superficies planas, de tal manera que diferentes microclimas son encontrados de lado a lado a la misma altura formando un mosaico de climas, la razón de ello está en la condición de la radiación y el efecto del viento (Geiger, 1969)..

La orientación y forma de los valles gobiernan las temperaturas y el flujo de viento. En el caso de los valles que corren en dirección norte-sur y las laderas con pendiente hacia el sur (en el hemisferio norte) generalmente son más calientes al mediodía, y sólo vientos ascendentes (vientos anabáticos) moderan las temperaturas extremas. En valles con dirección oeste-este existe un contraste en la insolación y pendientes sombreadas, las temperaturas dependen de que el sol alcance la parte más baja del valle al mediodía y esto depende de la estación del año.

En la noche las temperaturas son gobernadas por el flujo de aire frío y por el viento descendente (vientos catabáticos), los obstáculos en el valle pueden impedir movimiento de aire frío y causar estancamiento en algunas partes, incrementando el riesgo a una helada. Las bajas temperaturas junto con la humedad de las partes más bajas del valle, causan una alta humedad relativa con una tendencia a la formación de niebla. El incremento de altura causa un incremento de radiación de onda corta la cual se intensifica con la diferente posición de la pendiente, la ocurrencia de valores extremos, en la cantidad de radiación es un hecho significativo para la vida de las plantas que luchan por su existencia, las observaciones que se han hecho sobre bosques, han mostrado que las condiciones para ellos son más favorables en pendientes

soleadas y protegidas del viento, que en pendientes sombreadas expuestas al viento extremoso.

Con algunas ventajas la radiación solar puede calcularse a partir de factores astronómicos básicos. Las modificaciones del potencial de radiación solar directa (PRSD), causadas por la orientación y el ángulo de inclinación pueden ser calculados y subsecuentemente correlacionarse con la distribución de cada especie de plantas, así como el patrón natural de vegetación puede ser investigado (Jeník, 1969).

Los datos de la intensidad de la radiación solar son importantes entre otros para estudios agrícolas, biológicos, hidrológicos, arquitectónicos y de contaminación; sin embargo la radiación solar no es medida rutinariamente, por los altos costos y mantenimiento especializado requerido. Lo anterior ha hecho necesario que la intensidad de radiación solar, sea estimada usando técnicas indirectas en las que el problema es determinar, que porción de la radiación solar incidente en la superficie exterior de la atmósfera es recibida en la superficie de la terrestre (Estrada, 1985).

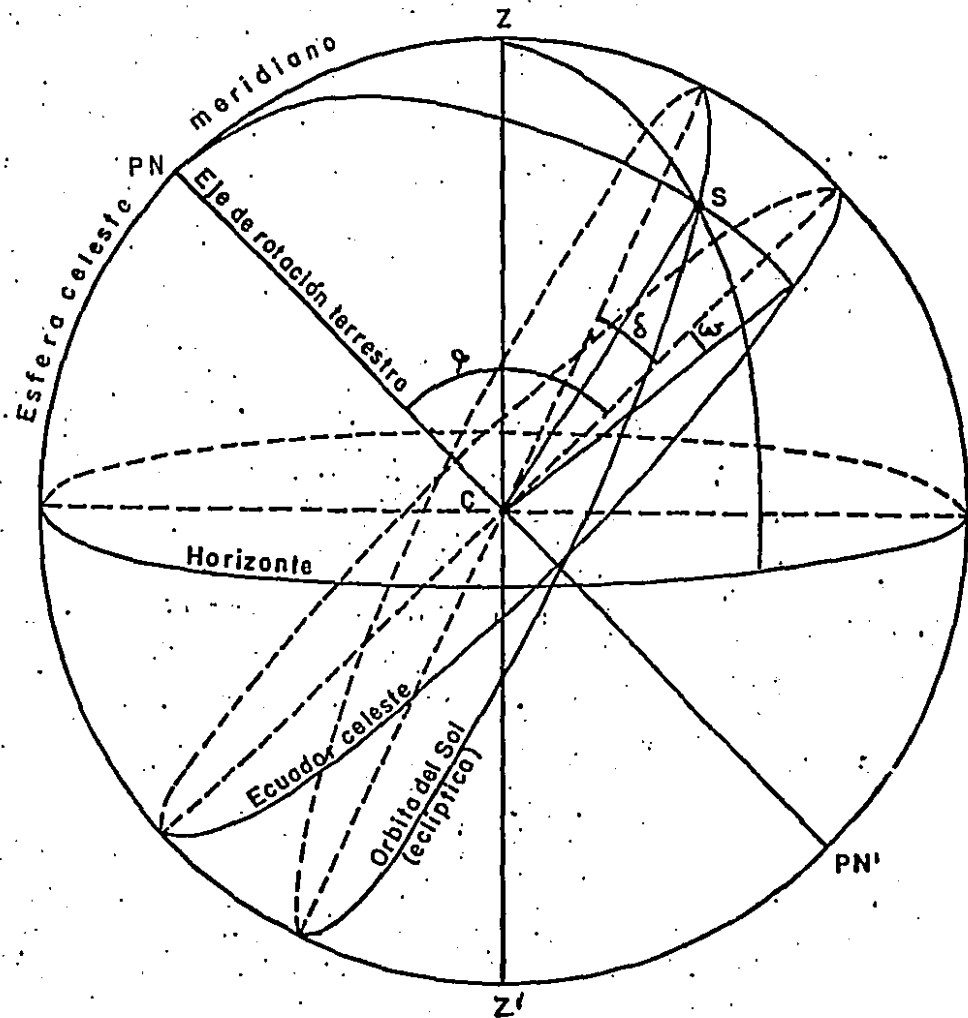
El potencial de radiación solar directa, es la cantidad de radiación que incide en una superficie horizontal en el tope de la atmósfera, esto es, como un factor puramente astronómico, el cual depende de la geometría espacial, así como de otros factores como la declinación (δ), la latitud (φ) y el ángulo solar horario (ω) (Jeník, 1969).

FACTORES ASTRONOMICOS.

Para expresar matemáticamente las reglas que rigen la insolación en la superficie de la Tierra, es necesario describir el movimiento relativo del sol alrededor del planeta considerado, para ello se emplean formulaciones concernientes a la astronomía.

Para ubicar los ángulos que describen la posición del sol, consideremos la esfera celeste (Fig.3), que se define como la esfera infinitamente grande, sobre la cual vemos proyectadas las estrellas y cuyo centro es la Tierra; esta esfera se compone de

FIG. 3 ESFERA CELESTE



$$\varphi = \begin{cases} +90^\circ & \text{Polo Norte} \\ 0^\circ & \text{Ecuador} \\ -90^\circ & \text{Polo Sur} \end{cases}$$

$$\delta = \begin{cases} +23,45^\circ & \text{Solst. verano} \\ 0 & \text{Equinoccios} \\ -23,45^\circ & \text{Solst. invierno} \end{cases}$$

$$\omega = \begin{cases} 0^\circ & \text{medio día} \\ 180^\circ & \text{media noche} \\ 360^\circ & \text{medio día} \end{cases}$$

tres planos .

El plano horizontal con las direcciones norte, sur, este y oeste y precisamente perpendicular a este plano está el cenit (Z) situado arriba y el nadir (Z') situado abajo.

El plano ecuatorial es la prolongación del ecuador terrestre que se corta con la esfera celeste y el eje perpendicular a este plano es el eje de rotación terrestre.

El plano de la eclíptica formado por el movimiento aparente del sol (Morris, 1985)

El ángulo entre el plano de la eclíptica y el plano ecuatorial, es la declinación (δ) definida como la posición del sol al mediodía solar, con respecto al plano del ecuador y varía de $+23.45^\circ$ (en Junio 21) a 0° en los equinoccios (Marzo 21 y Septiembre 24) y a -23.45° (Diciembre 22). Por convención las latitudes al norte del ecuador son positivas y negativas al sur, la misma convención se usa para la declinación (Estrada, 1985).

La longitud terrestre se mide en grados positivos al oeste o al este del meridiano de Greenwich. El ángulo acimutal (γ), es el ángulo medido horizontalmente, entre la proyección de la normal de la superficie y el meridiano local; tiene valores entre $-180^\circ \leq \gamma \leq 180^\circ$ siendo positivo al oeste y negativo al este (Kaempfert, 1942). El ángulo horario (ω) es el desplazamiento angular del sol hacia el oeste o este del meridiano local debido a la rotación de la Tierra, sobre su eje a razón de 15° por hora y cambia 360° por día, la hora del día se especifica por este ángulo, el cual se refiere a la hora local aparente y está dado por la siguiente ecuación (Estrada, 1985).

$$\omega = \cos^{-1} (-\tan \phi \tan \delta) \quad (\text{ec. 18})$$

de donde es posible obtener la longitud del día o las horas de insolación esperadas, So

$$S_o = \frac{2}{15} \cos^{-1} (-\tan \phi \tan \delta) \quad (\text{ec. 19})$$

RADIACIÓN SOLAR SOBRE UNA SUPERFICIE HORIZONTAL Y UN PLANO INCLINADO.

Para conocer la cantidad de radiación que incide en una superficie (AB) es necesario conocer la radiación que incide en una superficie perpendicular (CD) al rayo

incidente (S_i); el coseno del ángulo (θ) formado por el rayo incidente y la perpendicular a la superficie, esto es : $S_T = S_i \cos \theta$, (Fig. 4).

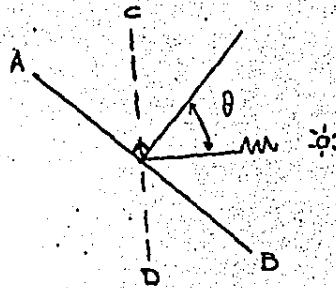


Figura 4. Representación diagramática del ángulo entre la superficie y el rayo incidente de onda corta, respecto a una superficie AB.

Para una superficie horizontal, cuando el ángulo de inclinación (β) es igual a cero; entonces $\theta = \theta_z$ (fig. 5a) y la expresión para obtener el coseno de θ_z está dada por: la fórmula de Millankovitch (1920).

$$\cos \theta_z = \sin \delta \sin \varphi + \cos \delta \cos \varphi \cos w \quad (\text{ec. 20})$$

En el caso de una superficie inclinada, cuando $\beta \neq 0$ entonces $\theta = \theta_T$ (Estrada, 1985) y la expresión para obtener el coseno de θ_T (fig. 5b); está dada por:

$$\begin{aligned} \cos \theta_T = & \sin \delta \sin \varphi \cos \beta - \sin \delta \cos \varphi \sin \beta \cos \gamma \\ & + \cos \delta \cos \varphi \cos \beta \cos w \\ & + \cos \delta \sin \varphi \sin \beta \cos \gamma \\ & + \cos \delta \sin \beta \sin \gamma \sin w \end{aligned} \quad (\text{ec. 21})$$

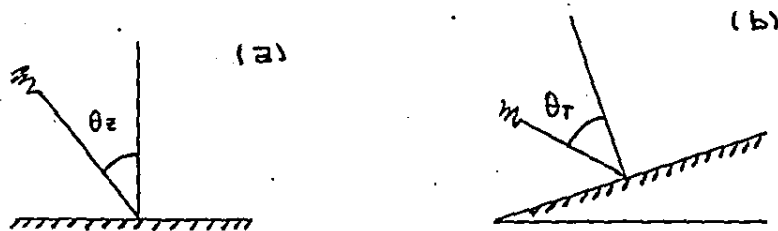


Figura 5. Radiación sobre una superficie horizontal (a) y una superficie inclinada (b).

La razón (R_b) de la radiación solar sobre una superficie inclinada (S_T) a

aquella sobre una superficie horizontal (S_H) está dada en términos de los ángulos y la radiación normal al rayo incidente (S_I) (Duffie, 1974) por:

$$R_b = \frac{S_T}{S_H} = \frac{\cos \theta_T}{\cos \theta_Z} \quad (\text{éc. 22})$$

Este cociente (R_b) indica, si la radiación sobre una pendiente es mayor, igual o menor a la que recibe un plano horizontal y al multiplicarlo por la radiación extra-terrestre (K_{ext}) da el valor del PRSD.

Si se quiere elaborar un plano de radiación solar directa, es necesario contar con un plano de pendientes, y orientaciones y considerar la proyección de la sombra sobre el horizonte. Morgen (1957); propuso un método para considerar esta proyección, sus tablas contienen la pérdida de radiación resultante a partir de la proyección al horizonte para orientaciones sur, este, noreste y norte y para un intervalo de 10° a 90° de inclinación de la pendiente.

IV. AREA DE ESTUDIO.

El Parque Nacional "Desierto de lo Leones" se localiza al suroeste de la zona urbana y se ubica en la Delegación de Cuajimalpa y Alvaro Obregón, entre las coordenadas geográficas $19^{\circ}9'00''$ y $19^{\circ}13'27''$ latitud norte y entre los $99^{\circ}20'00''$ y $99^{\circ}17'40''$ longitud oeste. Su superficie es de 1866 has. y su altitud está entre los 2850 a los 3510m s.n.m. El clima es semifrío subhúmedo C(Wz) según la clasificación de Köppen, modificado por Enriqueta García para la República mexicana (Vargas, 1984) (Fig. 6).

El periodo de mayores temperaturas se presenta de Abril a Junio, sufriendo un decremento en el mes de Septiembre para acentuarse en los meses de Noviembre a Febrero; la temporada húmeda se verifica durante 7 meses iniciándose en Abril hasta Octubre.

GEOLOGIA.

Constituido por rocas volcánicas extrusivas del periodo Terciario Superior (Neógeno). Las emisiones de los volcánes estuvieron constituidas por andesitas de hornblenda e hiperstena la primera vez, actualmente el lugar de los volcánes está ocupado por los Cerros de San Miguel y la Palma. En el Plioceno se presentan emisiones de andesitas y piroclásticos formados por brechas, cenizas y arenas volcánicas.

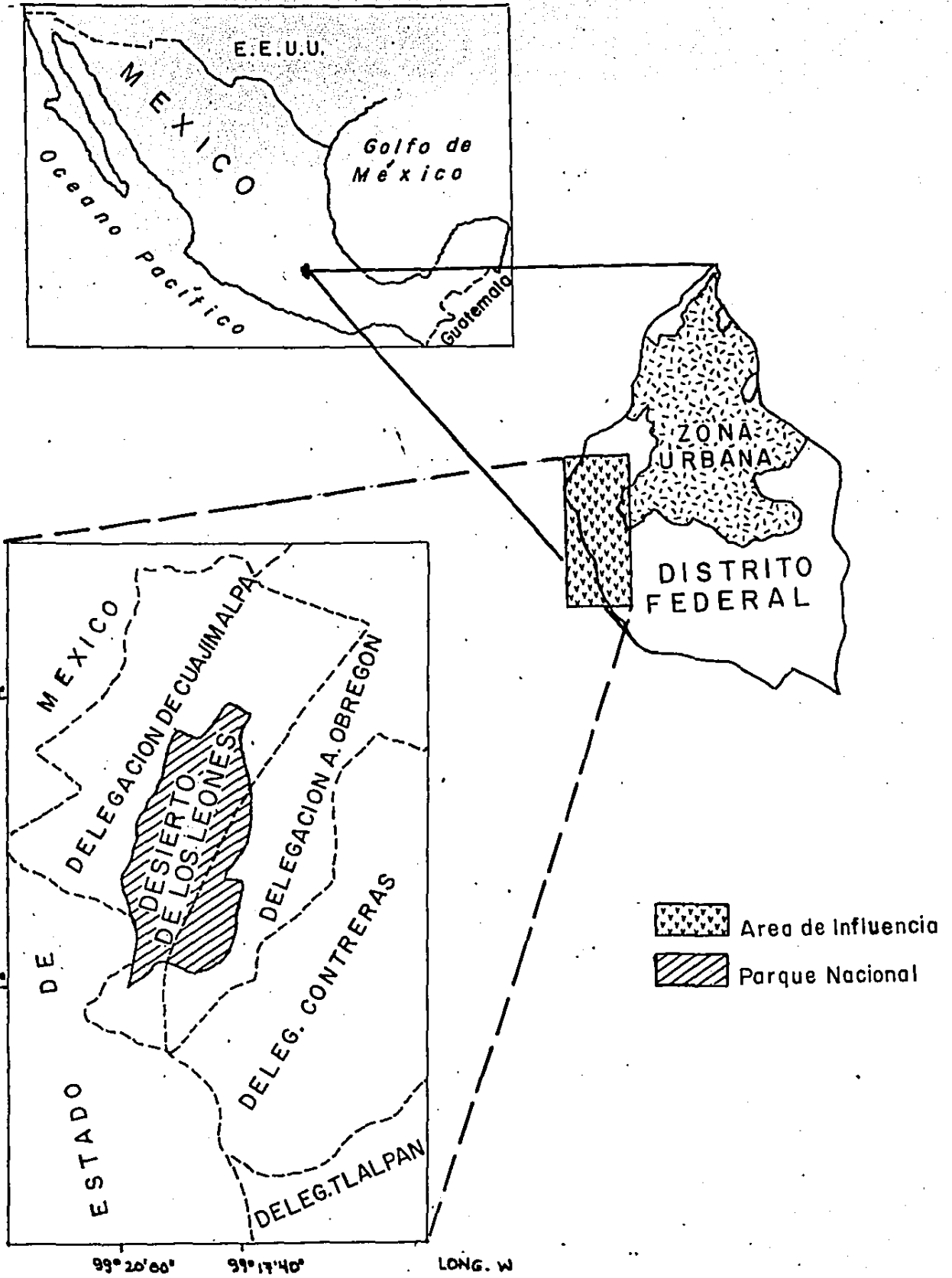
SUELO.

El suelo deriva de rocas volcánicas siendo este de tipo andosol mólico y feosem lúvico, que se caracterizan por ser suelos ácidos, con un pH entre 5 y 7, son ricos en minerales y materia orgánica. La clasificación edáfica utilizada es la de FAO-UNESCO debido a que estudia la morfología del suelo con miras a diagnosticar su manejo y su uso. El uso que se recomienda a estos suelos para su conservación es precisamente el forestal.

TOPOGRAFIA E HIDROLOGIA.

El terreno consta de dos ramales montañosos que parten del Cerro Sn. Miguel; uno de ellos va hacia el noroeste (formado por los Cerros Pretorio, Ixtlahuatongo. Sto.

FIGURA 6.
LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO



Domingo y la Forestal), y el otro hacia el noreste (formado por el Cerro Cruz de Colica y otros localizados fuera de los límites del Parque). Entre uno y otro ramal existe una cañada por la que corre el río Sn. Borja, el cual es el único río perenne con una gran cantidad de afluentes de corriente estacionaria. Zona de manantiales se ubica en la parte sur. (Figs. 7 y 8).

La topografía de la zona provoca que la gravedad sea un factor importante en la evolución del suelo, originando en las partes bajas zonas de depósito, ésta acción de remoción se ve intensificada por las talas.

El material rocoso es sumamente permeable por lo que predomina la infiltración sobre el escurrimiento superficial, se estima que de un 100% de precipitación, un 13% de ésta entrada de agua, se pierde en forma de escurrimiento superficial.

VEGETACION.

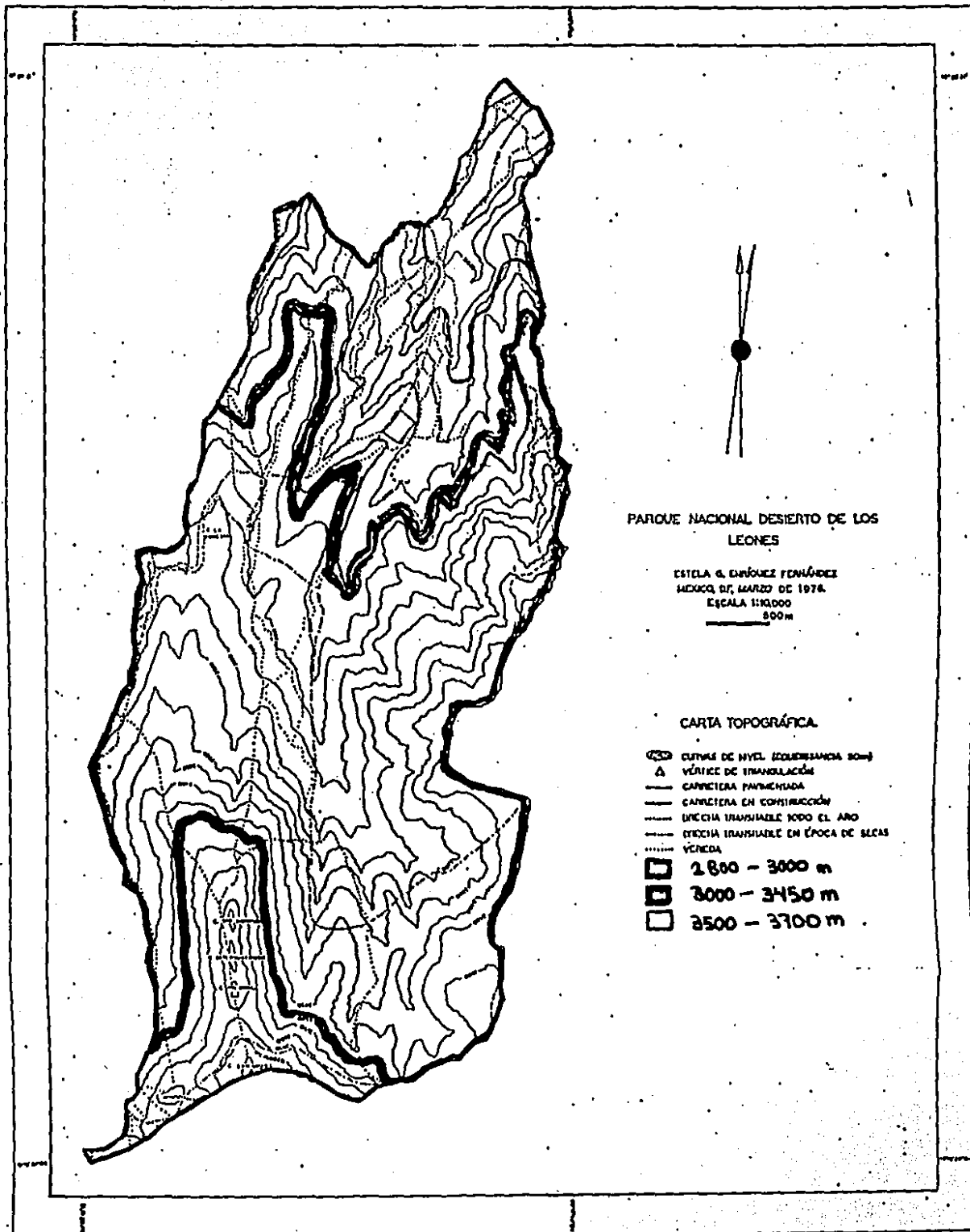
Las zonas que sostienen una vegetación densa, al ser taladas, quedan expuestas a la acción directa de la insolación sobre el suelo, lo que ocasiona una evaporación mayor del agua precipitada. disminuyendo la infiltración y la lixiviación y aumentando el escurrimiento y la erosión de tipo hídrico. Estos cambios provocan un cambio climático de húmedo a subhúmedo, originando una intensificación de los procesos erosivos, que dan como último resultado la degradación y la pérdida del suelo.

La vegetación natural en el Desierto de los Leones, está constituida por cuatro estratos: rasante, herbáceo, arbustivo y arbóreo. de los cuales el último es el predominante por la extensión que ocupa.

Estrato rasante.- Protege al suelo contra la erosión superficial facilitando la infiltración y la lixiviación en el suelo. Cuando este estrato es muy abundante, se ha observado que obstaculiza la germinación de las semillas de Abies religiosa pues origina condiciones de humedad, mayores a las soportadas por éstas.

Estrato herbáceo.- Cuando es muy abundante impide la penetración de luz hasta el rasante, provocando un aumento en la humedad y facilitando la proliferación de este último.

Estrato arbustivo.- Su máxima altura es de 5 metros, si es muy abundante in-



PARQUE NACIONAL DESIERTO DE LOS LEONES

ESTELA G. ESPÍNOZA FERNÁNDEZ
 MÉXICO, D.F., MARZO DE 1976.
 ESCALA 1:10,000
 800m

CARTA TOPOGRÁFICA

- CURVAS DE NIVEL (EQUIDISTANCIA 50m)
- △ VÉRTICE DE TRIANGULACIÓN
- CARRETERA PAVIMENTADA
- - - CARRETERA EN CONSTRUCCIÓN
- LÍNEA TRANSIVABLE TODO EL AÑO
- · - · - LÍNEA TRANSIVABLE EN ÉPOCA DE SECAS
- VÉRTICE
- ▨ 2800 - 3000 m
- ▤ 3000 - 3450 m
- ▥ 3500 - 3700 m

FIGURA 7



PARQUE NACIONAL DESIERTO DE LOS LEONES.

ESTELA G. ENRIQUEZ FIDEZ,
MEXICO, D.F. MARZO DE 1970.
ESCALA 1:10,000
500m

CARTA HIDROLÓGICA

- ~~~~~ RÍO PERENNE (SAN BORJA)
- ~~~~~ RÍO ESTACIONARIO
- ① CAJA DE AGUA "LA CURVA"
- ② PLANTA HIDROELÉCTRICA
- ③ PLANTA DE HIPOCLORITO
- ACUEDUCTO:
- DEL DESIERTO (1):
- LÍNEA PILETAS (a)
- LÍNEA RINCÓN DE SAN MIGUEL (b)
- LÍNEA CAPULINES (c)
- DE LOS LEONES (2)
- MANANTIAL

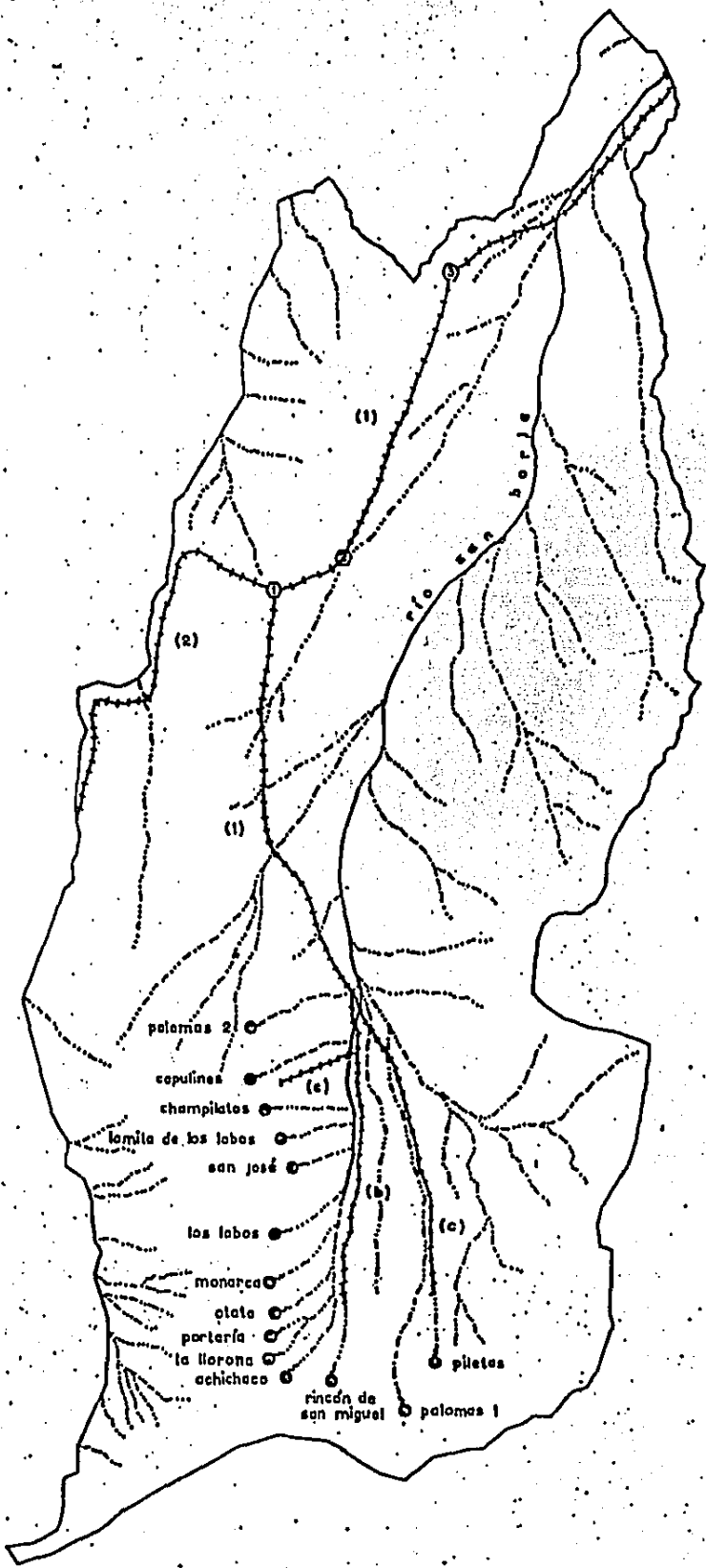


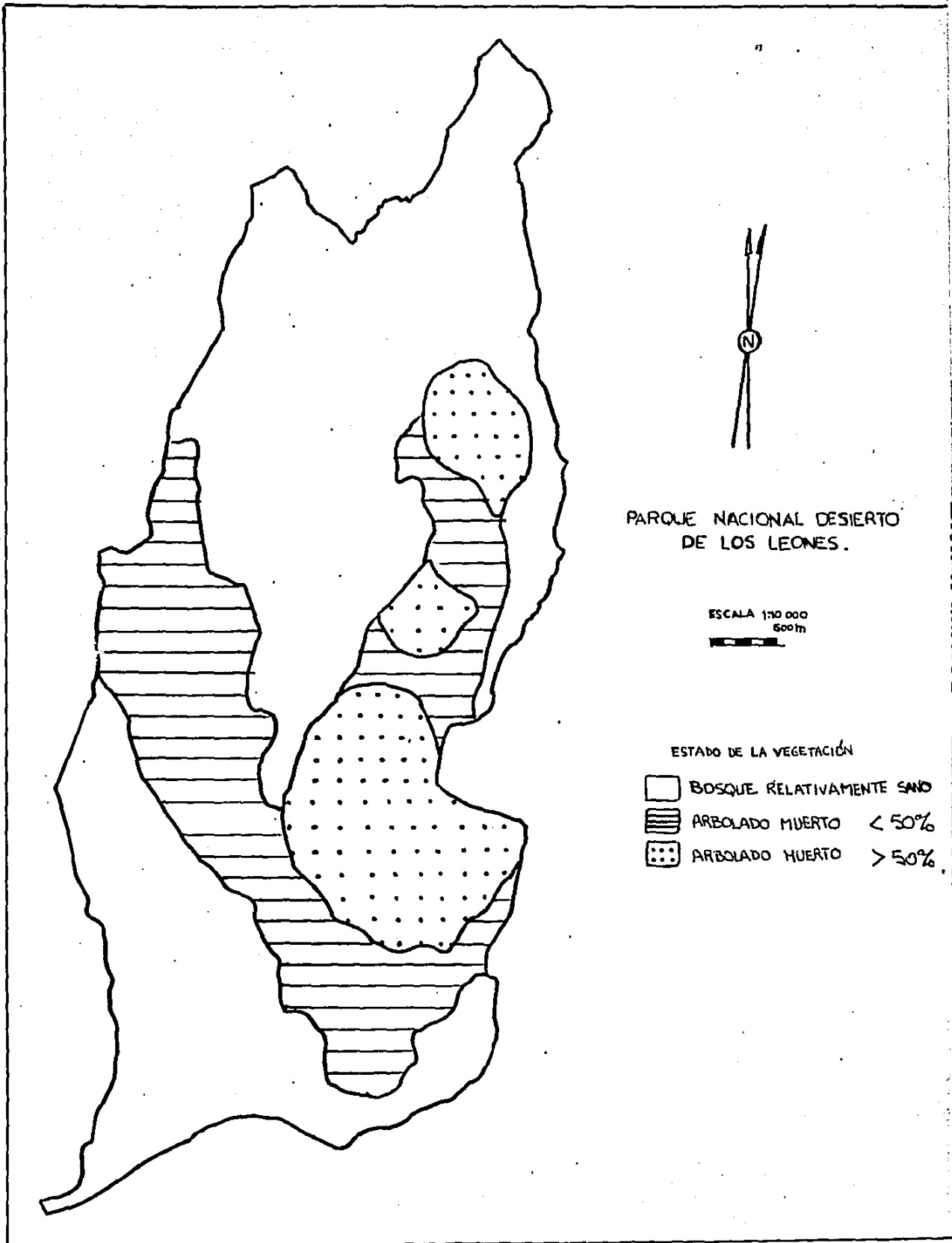
FIGURA 8.

hibe el desarrollo del estrato herbáceo, al impedir la penetración de la luz y evitar el desarrollo fotosintético. Una de las especies más abundantes que integran éste estrato es Baccharis conferta, también llamada "madre del oyamel", pues con su follaje extendido provoca las condiciones necesarias para el crecimiento del árbol mencionado.

Estrato arbóreo .- Constituido básicamente por las especies oyamel (Abies religiosa) y una variedad de pino (Pinus hartwegii). Algunos árboles se encuentran muertos en pie.; esto se debe principalmente a la presencia de plagas, tales como Dendroctonus adjunctus, ya que la hembra adulta de esta especie, perfora múltiples túneles en la zona del floema del árbol para ovopositar sus huevecillos y la presencia de un gran número de túneles, evita la circulación de la savia y con ello, la consecuente muerte del árbol. Este estado de los árboles permite el desarrollo del ciclo biológico de gran variedad de insectos que plagan la madera.

Pinus hartwegii se distribuye a un nivel altitudinal de los 3500m s.n.m. en adelante, cubre prácticamente todo el piso superior de vegetación, aún cuando las condiciones físicas extremas le otorgan una apariencia de subdesarrollo, caracterizada por una corta talla y una ramificación deforme. (Enríquez, 1976).

Actualmente una área de aproximadamente 420 has. está afectada, en esta área las caras de las laderas se encuentran con una orientación hacia el noreste y noroeste, siendo las laderas orientadas hacia el noreste las que presentan más del 50% de individuos muertos (Fig. 9 áreas punteadas); las laderas restantes representan menos del 50% de individuos muertos (áreas rayadas). Se estima que en 1976 el área afectada fue de aproximadamente 60 has., así en 10 años el daño inicial se ha incrementado cerca de siete veces .



PARQUE NACIONAL DESIERTO DE LOS LEONES.

ESCALA 1:100 000
600m

ESTADO DE LA VEGETACIÓN

- BOSQUE RELATIVAMENTE SANO
- ARBOLADO MUERTO < 50%
- ARBOLADO MUERTO > 50%

Fig. 9. Plano del estado de la vegetación del bosque.

M E T O D O L O G I A .

En los capítulos anteriores se presentan algunas ecuaciones que se utilizan para la estimación del balance de radiación y de los potenciales de radiación solar directa (PRSD), considerando la inclinación de las pendientes y orientaciones de las mismas ; también se describen dos modelos climáticos para determinar la producción neta, uno en función del índice de aridez de Budyko(1974) y otro en función de la cantidad de precipitación anual .Para llevar a cabo lo anterior se procedió de la siguiente manera.

En la determinación del balance de radiación , se analizó cada uno de los componentes del balance(ec. 4); para estimar la radiación solar global, se utilizó la ecuación de Angström (ec.7); para los valores de radiación solar extraterrestre o máxima posible (K_{ext}) así como los datos de insolación esperada (S_0), se consultaron las tablas reportadas por Muhlia y Chávez(1977) para Ciudad Universitaria (Tabla II) por ser la localidad mas cercana al Desierto de los Leones.

Debido a la carencia de datos de horas de insolación observada en los registros de la estación meteorológica "Desierto de los Leones" se trabajo con la información proporcionada en los registros consignados para la estación meteorológica de Tacubaya.

Con los valores así obtenidos se procedió a calcular la radiación de onda corta entrante y posteriormente la radiación neta de onda corta, multiplicando la radiación solar global (K_{\downarrow}) por el término $(1-\alpha)$, en donde el albedo toma un valor de 0.20 (Budyko, 1974).

Para el cálculo de la radiación neta de onda larga, se utilizó la ecuación de Brunt(ec.9), modificada para condiciones variables de nubosidad; la temperatura y la humedad relativa del aire, se obtuvieron de la información proporcionada por el Observatorio de Tacubaya, de la estación meteorológica "Desierto de los Leones" La presión real de vapor (e) no se localiza en registros , pero puede calcularse de forma indirecta a partir de la humedad relativa(HR) y la presión de vapor de saturación.

TABLA II

Mes	Día (Klein)	Declinación (Cooper)	S ₀ (en horas)	K _{ext} (en MJ/m ²)	Coeficientes de regresión (x 10 ⁻³)	
					a	b
Enero	17	-20,92	11,0	27,7	294	440
Febrero	16	-12,95	11,4	31,3	385	331
Marzo	16	-2,42	11,9	35,3	222	476
Abril	15	9,41	12,4	38,1	249	488
Mayo	15	18,49	12,9	39,3	432	168
Junio	11	23,09	13,1	39,5	284	458
Julio	17	21,18	13,0	39,3	272	442
Agosto	16	13,45	12,7	38,4	286	432
Septiembre	15	2,22	12,1	36,3	254	472
Octubre	15	-9,6	11,6	32,7	267	452
Noviembre	14	-18,91	11,1	28,7	241	500
Diciembre	10	-23,05	10,9	26,5	348	392

- * Únicamente en el valor de la declinación se tomó en cuenta el día recomendado por Klein
- ** Los valores de (S₀) y (K_{ext}) son para una latitud de 19°00'N
- *** Los coeficientes de regresión fueron calculados para Ciudad Universitaria.

ción (E) considerando para esta última a la temperatura con la siguiente ecuación:

$$e = \frac{HR \times E}{100}$$

teniendo los valores de radiación de onda corta y de onda larga se hizo la suma algebraica obteniendo el balance de radiación, esto es:

$$Q^* = K^* + L^*$$

La radiación fotosintéticamente activa (PAR), fué obtenida tomando en cuenta, que esta comprende un 47% de la K_{\downarrow} como lo reporta Suckling (1975).

Los datos obtenidos del balance de radiación y sus componentes, para los años 1961-1983, se presentan en forma de valores anuales, todos en unidades de $Kcal \cdot cm^{-2}$ en el mes (Tabla III, Fig. 10). Los valores medios mensuales de la humedad relativa y de la horas de insolación observada fueron promediados para cada mes desde 1961 a 1970 y de 1971 a 1983 (figs. 11 y 12): Los valores de la temperatura y evaporación se encuentran en términos de media anual; y la precipitación y producción primaria en términos de total anual (Tabla IVb, figs. 13, 14 y 15). y se designan como:

T = Temperatura en °C

N = Precipitación en mm

E = Evaporación en mm

PPN₁ = Producción primaria neta en $g \cdot cm^{-2} \cdot año^{-1}$ en función del índice de aridez.

PPN₂ = Producción primaria neta en $g \cdot cm^{-2} \cdot año^{-1}$ en función de la precipitación.

En la utilización de la ecuación 15 para los valores de (N) se tomó en términos de precipitación total anual. En el empleo de la ecuación 17, el índice de aridez de Budyko se determinó utilizando la ecuación 16.

AÑOS	K↓	K*	L*	PAR	Q*	Q* TOTAL ANUAL
1961	12,852	10,282	-3,908	6,04	6,373	76,482
1962	12,911	10,329	-4,159	6,06	6,170	74,046
1963	11,982	9,585	-4,025	5,63	5,560	66,728
1964	12,291	9,832	-3,669	5,77	6,163	73,963
1965	11,500	9,200	-3,344	5,4	5,855	70,268
1966	11,703	9,362	-3,456	5,5	5,906	70,877
1967	11,055	8,844	-3,124	5,19	5,720	68,642
1968	11,459	9,167	-3,548	5,38	5,618	67,421
1969	11,440	9,152	-3,158	5,37	5,994	71,929
1970	10,641	8,512	-3,415	5,0	5,097	61,172
1971	12,131	9,705	-3,778	5,7	5,926	71,116
1972	12,510	10,008	-3,896	5,87	6,112	73,349
1973	12,663	10,130	-4,039	5,95	6,091	73,096
1974	12,432	9,946	-4,133	5,84	5,813	69,756
1975	12,609	10,087	-3,959	5,92	6,127	73,535
1976	12,166	9,733	-3,902	5,71	5,831	69,976
1977	12,643	10,114	-3,727	5,94	6,307	76,645
1978	12,499	9,999	-3,772	5,84	6,227	74,731
1979	12,841	10,273	-3,802	6,03	6,471	77,654
1980	12,780	10,224	-3,936	6,0	6,287	75,451
1981	12,418	9,934	-3,854	5,83	6,080	72,961
1982	13,166	10,533	-3,842	6,18	6,690	80,283
1983	13,749	10,999	-3,869	6,46	7,129	85,532

TABLA III. VALORES DEL BALANCE DE RADIACIÓN Y SUS COMPONENTES EN TERMINOS DEL PROMEDIO ANUAL EXCEPTO LA ÚLTIMA COLUMNA.

RADIACION EN ONDA CORTA Y ONDA LARGA
(Kcal. cm⁻²)

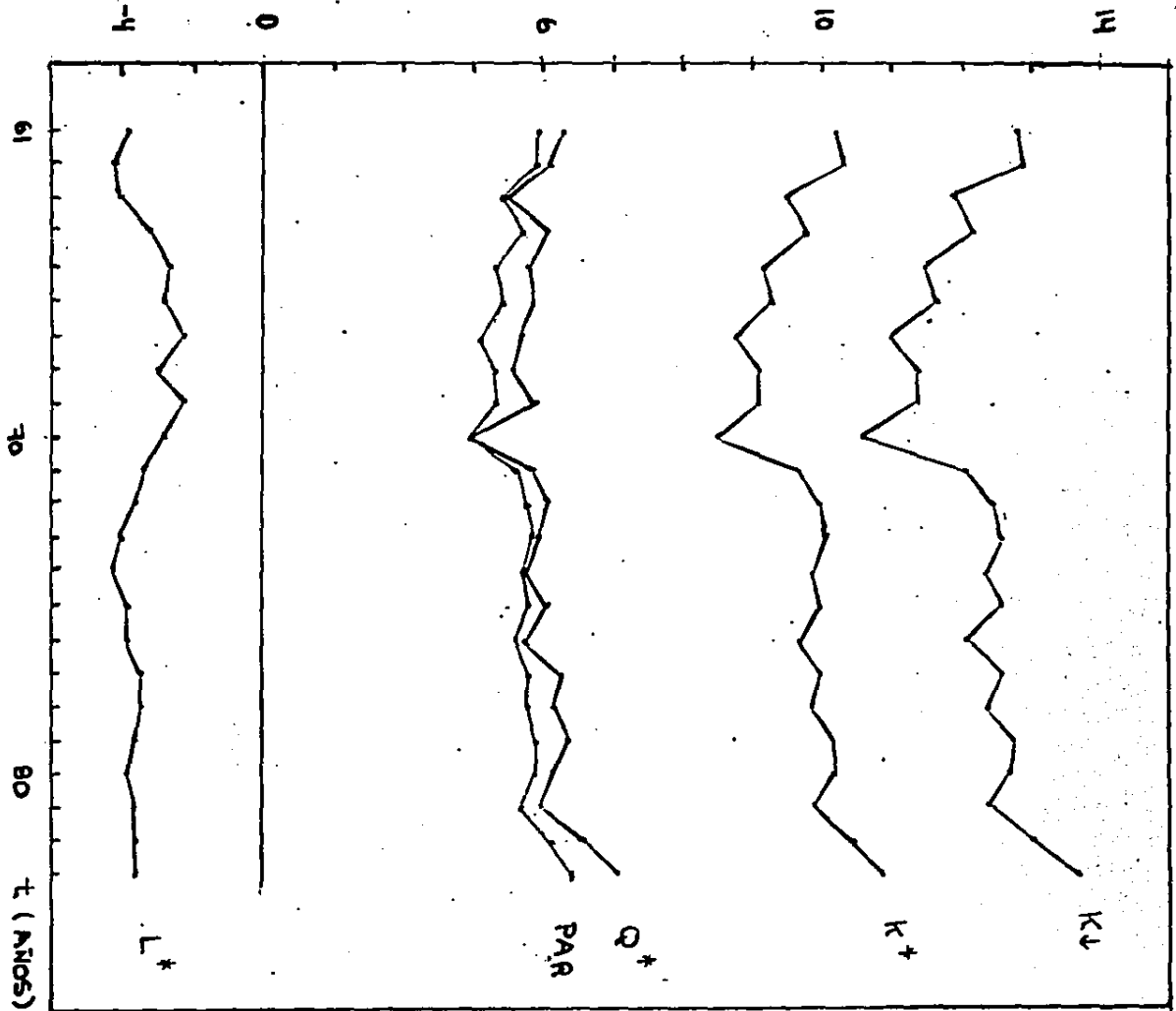


Fig. 10. Valores anuales del balance de radiación y
Sus componentes para 1961 - 1983

Mes	HR (%) (1961-1970)	HR (%) (1971-1983)	S (1961-1970)	S (1971-1983)
Enero	55,7	59,3	5,6	6,7
Febrero	48,9	52,15	6,8	7,6
Marzo	44,3	47,25	6,2	7,4
Abril	46,4	50	6,3	7,0
Mayo	51,8	57,15	6,1	6,0
Junio	63	68,23	4,4	5,3
Julio	70,8	73,6	3,9	4,8
Agosto	71,1	74,7	4,5	5,1
Septiembre	72,1	73,7	3,8	4,6
Octubre	66,1	70,1	4,8	5,6
Noviembre	58,8	64,6	5,6	6,4
Diciembre	58,6	62,6	4,3	6,3

TABLA IVa. Valores de humedad relativa (HR) y de horas de insolación observada (S); promediados de los años 1961-1970 y de 1971-1983 para cada mes del año.

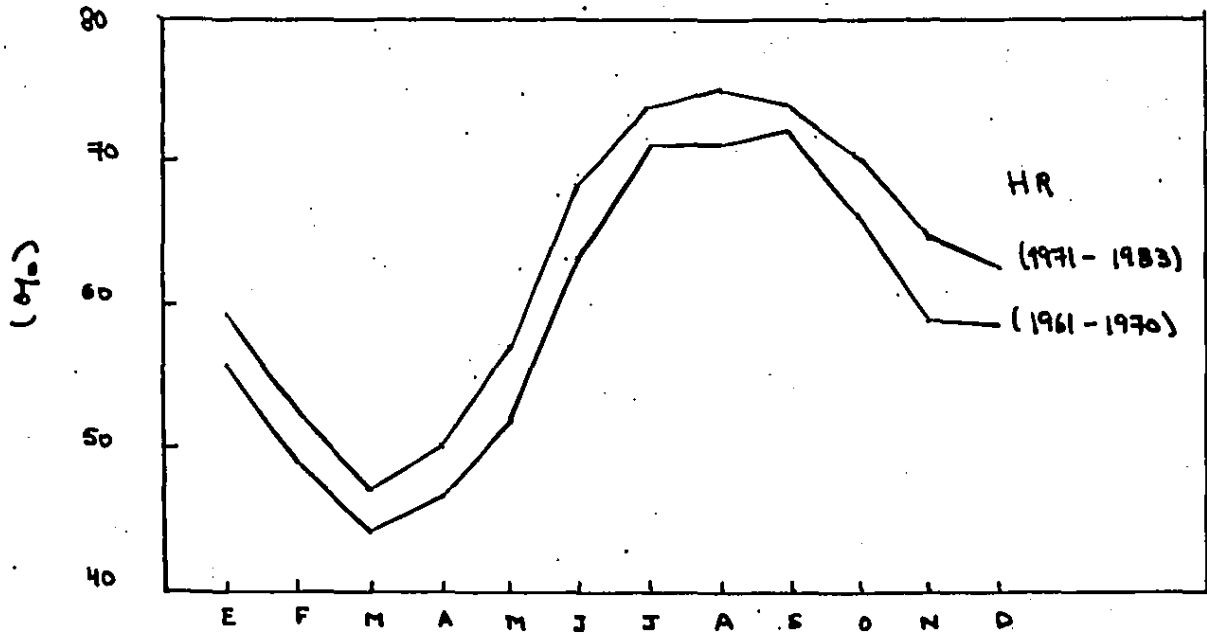


Fig. 11 Valores normales de humedad relativa para 10 y 13 años

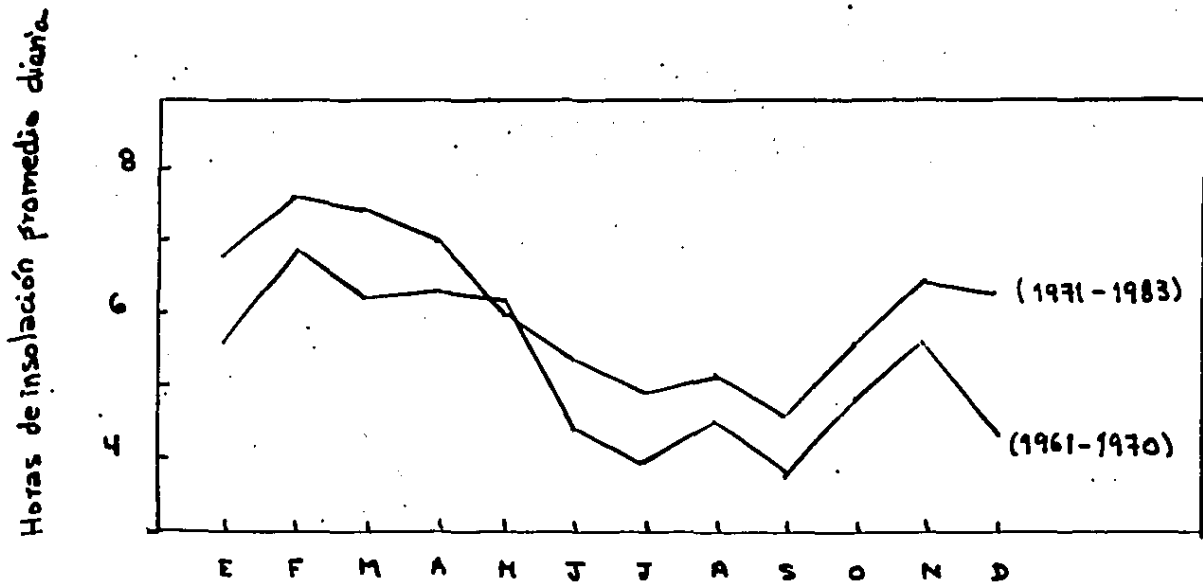


Fig. 12. Valores normales de horas de insolación observada para los años 1971-1983 y 1961-1970.

AÑOS	TEMPERATURA T (°C)	EVAPORACION E (mm)	PRECIPITACION N (mm)	INDICE DE ARIDEZ	PPN ₁ (g·cm ⁻² ·año ⁻¹)	PPN ₂ (g·cm ⁻² ·año ⁻¹)
1961	11,65	87,5	1243	1,04	1951,3	1685,7
1962	11,95	79,3	1031	1,21	1720,5	1487,4
1963	11,45	70,5	1388	0,81	2402,0	1806,7
1964	11,52	78,8	1291	0,97	2067,7	1727,7
1965	11,12	72,3	1382	0,86	2285,3	1801,9
1966	11,01	73,9	1174	1,02	1983,0	1624,6
1967	10,66	73,1	1552	0,74	2589,4	1929,9
1968	10,26	65,6	1428	0,79	2452,4	1838,0
1969	11,08	84,5	1634	0,74	2589,4	1986,3
1970	10,55	81,1	1192	0,86	2285,3	1640,8
1971	10,22	77,7	1580	0,76	2532,6	1949,4
1972	10,48	82,0	1293	0,95	2103,8	1729,2
1973	10,97	74,9	1516	0,81	2402,0	1903,7
1974	10,16	70,1	1024	1,15	1794,8	1480,4
1975	11,1	74,3	1243	1,0	2016,0	1686,0
1976	10,43	67,8	1528	0,77	2505,3	1912,8
1977	10,55	92,0	1118	1,16	1781,9	1572,4
1978	10,73	84,3	1129	1,12	1834,7	1582,3
1979	10,67	92,2	1145	1,14	1807,9	1597,7
1980	9,13	91,6	1225	1,04	1951,3	1670,1
1981	8,55	86,8	1662	0,74	2589,4	2028,8
1982	10,55	101,6	1396	0,97	2067,7	1813,0
1983	11,28	107,1	1181	1,22	1708,8	1603,5

TABLA IV b. Valores medios anuales de temperatura y evaporación y valores en términos de total anual de precipitación y producción primaria.

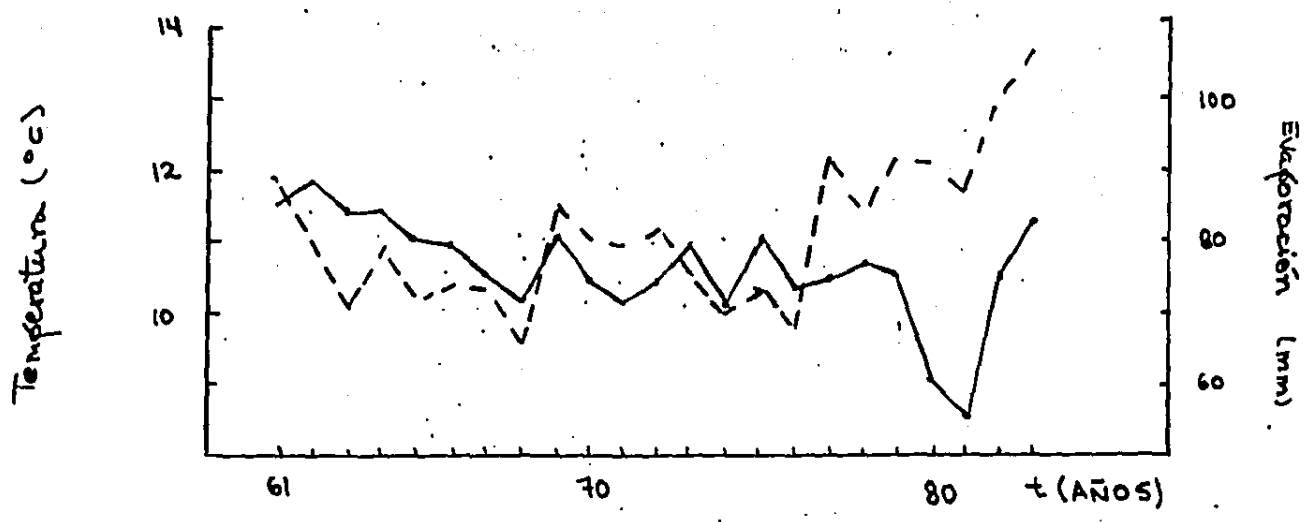


FIG. 13 Temperatura (—) y evaporación (-----) en términos de la media anual para 23 años.

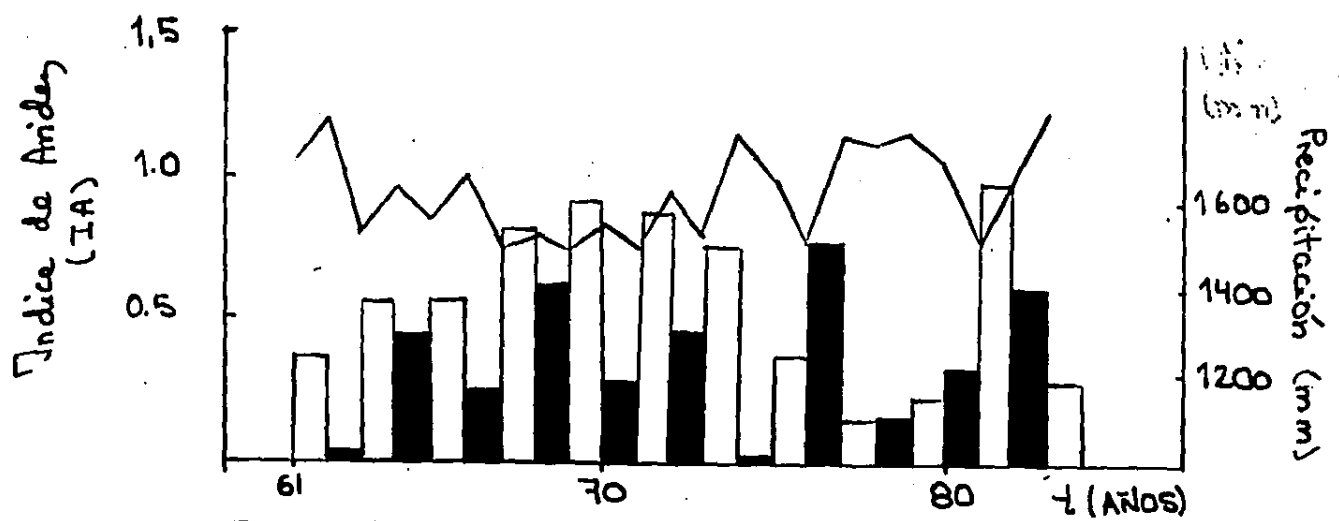


FIG. 14. Valores de precipitación total anual representados en barras y el índice de aridez para 23 años.

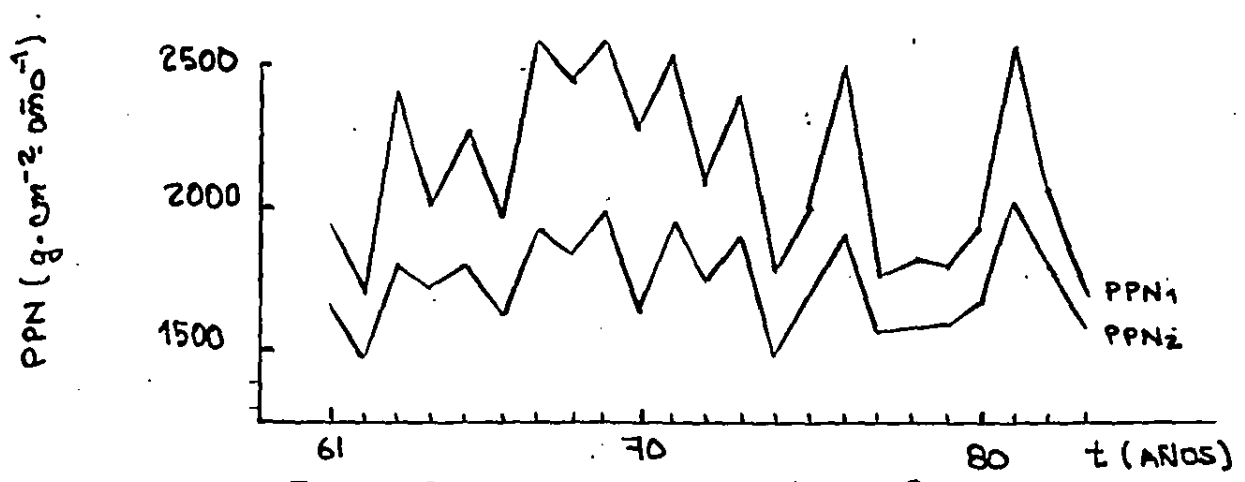


FIG. 15. Producción primaria neta en función del índice de aridez (PPN1) y en función de la precipitación PPN2.

DETERMINACION DEL POTENCIAL DE RADIACION SOLAR DIRECTA .

En general se conocen tres procedimientos para evaluar la radiación solar incidente sobre un elemento de superficie horizontal.

1. Por medio de modelos matemáticos
2. Utilizando imágenes de satélites geoestacionarios.
3. Por medio de mediciones sobre la corteza terrestre haciendo uso de instrumentos.

En este trabajo se emplea el primer procedimiento, para el cálculo del potencial de radiación solar directa se utilizó la ecuación 22, el cociente (R_b) se multiplico por la radiación máxima posible (K_{ext}), en el tope de la atmósfera para una latitud de 1900' N; cada uno de los parámetros tomó los siguientes valores

$$\begin{aligned} \varphi &= \text{latitud } 19^{\circ} 00' \text{ N} \\ \omega &= \text{ángulo solar horario igual a } 0^{\circ} \\ &\quad \text{que corresponden al mediodía.} \\ \delta &= \text{declinación solar} \\ K_{ext} &= \text{radiación extraterrestre} \\ \beta &= \text{inclinación de la pendiente} \\ \alpha &= \text{acimut de la pendiente} \end{aligned}$$

Para la K_{ext} y la δ se dieron valores para cada mes; los valores para la declinación se tomaron conbase a la ecuación dada por Cooper (1969), quién al aproximar a un círculo la órbita terrestre obtiene:

$$\delta = 23.45^{\circ} \text{ sen } [360/365 (284 + nd)]$$

para los días que Klein considera como representativos del mes (Tabla II). Para cada valor de la inclinación (β) la cual va de los 10° hasta los 90° en etapas de 10° ; se combinaron todos los valores que toma el acimut (α) que van de $+135^{\circ}$ hasta -180° en etapas de 15° con un giro en sentido inverso a las manecillas del reloj, comenzando en la dirección noroeste hasta la dirección norte.

Obtenidos los valores del PRSD ; por un lado se consideraron únicamente pen-

dientes de 9° hasta 45° en etapas de $4,5^\circ$ y para las orientaciones de $+135/+45/-45$ y -135° esto se hizo considerando los planos de pendientes y orientaciones (Tabla V y VI, fig. 16) del Parque "Desierto de los Leones" elaborados por Mora y Palmer (1986) quienes los comprobaron en campo.

En el plano de pendientes y tomando en cuenta las orientaciones de éstas, se variaron los valores del registro total anual del PRSD con su respectivo coeficiente de variación (fig. 17, Tabla VII), también los valores mensuales fueron gráficos contra los meses del año. (fig. 18).

Por otro lado los valores del PRSD obtenidos para pendientes de 10° hasta 90° fueron vaciados en doce modelos hemisféricos, en estos modelos las pendientes de 10° a 90° están representadas por círculos concéntricos y las orientaciones están representadas por líneas rectas sobre los círculos (figs. 19 a 24).

INCLINACIONES MESES	9°	13.5°	18°	22.5°	27°	31.5°	36°	40.5°	45°
	ENERO	22.1	22.8	23.2	23.6	23.8	23.8	23.7	23.5
FEBRERO	22.4	22.8	23.1	23.2	23.2	23.0	22.7	22.3	21.7
MARZO	27.1	27.3	27.3	27.1	26.8	26.3	25.6	24.8	23.8
ABRIL	27.6	27.5	27.2	26.7	26.0	25.2	24.2	23.1	21.8
MAYO	28.8	28.4	27.7	27.0	26.0	24.9	23.7	22.2	20.7
JUNIO	27.7	27.2	26.5	25.6	24.6	23.4	22.1	20.6	19.0
JULIO	28.6	28.1	27.4	26.6	25.6	24.4	23.1	21.6	20.0
AGOSTO	28.3	28.1	27.6	27.0	26.2	25.3	24.2	22.9	21.5
SEPTIEMBRE	26.4	26.4	26.3	26.0	25.5	24.9	24.2	23.3	22.2
OCTUBRE	25.1	25.5	25.7	25.7	25.6	25.3	24.9	24.3	23.5
NOVIEMBRE	21.8	22.4	22.8	23.1	23.2	23.2	23.2	23.1	22.3
DICIEMBRE	21.1	21.8	22.3	22.7	23.0	23.1	23.1	22.9	22.6
FLUCTUACION	7.7	6.6	5.4	4.4	3.8	3.3	3.5	4.2	4.8

TABLA V. DATOS DEL (PRSD) EN $Kcal \cdot cm^{-2}$ PARA NUEVE DIFERENTES INCLINACIONES DE PENDIENTE (β), CON ORIENTACION (γ) SE/SW

INCLINACIONES MESES	9°	13.5°	18°	22.5°	27°	31.5°	36°	40.5°	45°
	ENERO	18.3	17.0	15.7	14.2	12.7	9.5	9.3	7.6
FEBERO	19.5	18.4	17.2	16.0	14.6	13.1	11.6	10.0	8.3
MARZO	24.8	23.8	22.7	21.5	20.1	18.5	16.9	15.2	13.3
ABRIL	26.6	25.9	25.1	24.1	22.9	22.6	20.2	18.7	17.0
MAYO	28.7	28.3	27.6	26.8	25.9	24.7	23.4	22.0	20.4
JUNIO	28.1	27.8	27.3	26.6	25.8	24.8	23.6	22.3	20.9
JULIO	28.8	28.4	27.8	27.1	26.2	25.1	23.9	22.5	21.0
AGOSTO	27.7	27.1	26.3	25.4	24.3	23.1	21.7	20.2	18.6
SEPTIEMBRE	24.6	23.8	22.8	21.7	20.4	19.1	17.6	16.0	14.3
OCTUBRE	22.2	21.1	19.9	18.5	17.1	15.5	13.9	12.1	10.3
NOVIEMBRE	18.3	17.1	15.8	14.4	12.9	11.4	9.8	8.1	6.3
DICIEMBRE	17.2	15.9	14.6	13.1	11.6	10.0	8.3	6.6	4.8

FLUCTUACION	11.6	12.5	13.2	14.0	14.6	15.6	15.6	15.9	16.2
-------------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

TABLA VI. DATOS DEL (PRSD) EN $Kcal \cdot cm^{-2}$ PARA NUEVE DIFERENTES INCLINACIONES DE PENDIENTE (β), CON ORIENTACION (γ) NE/NW

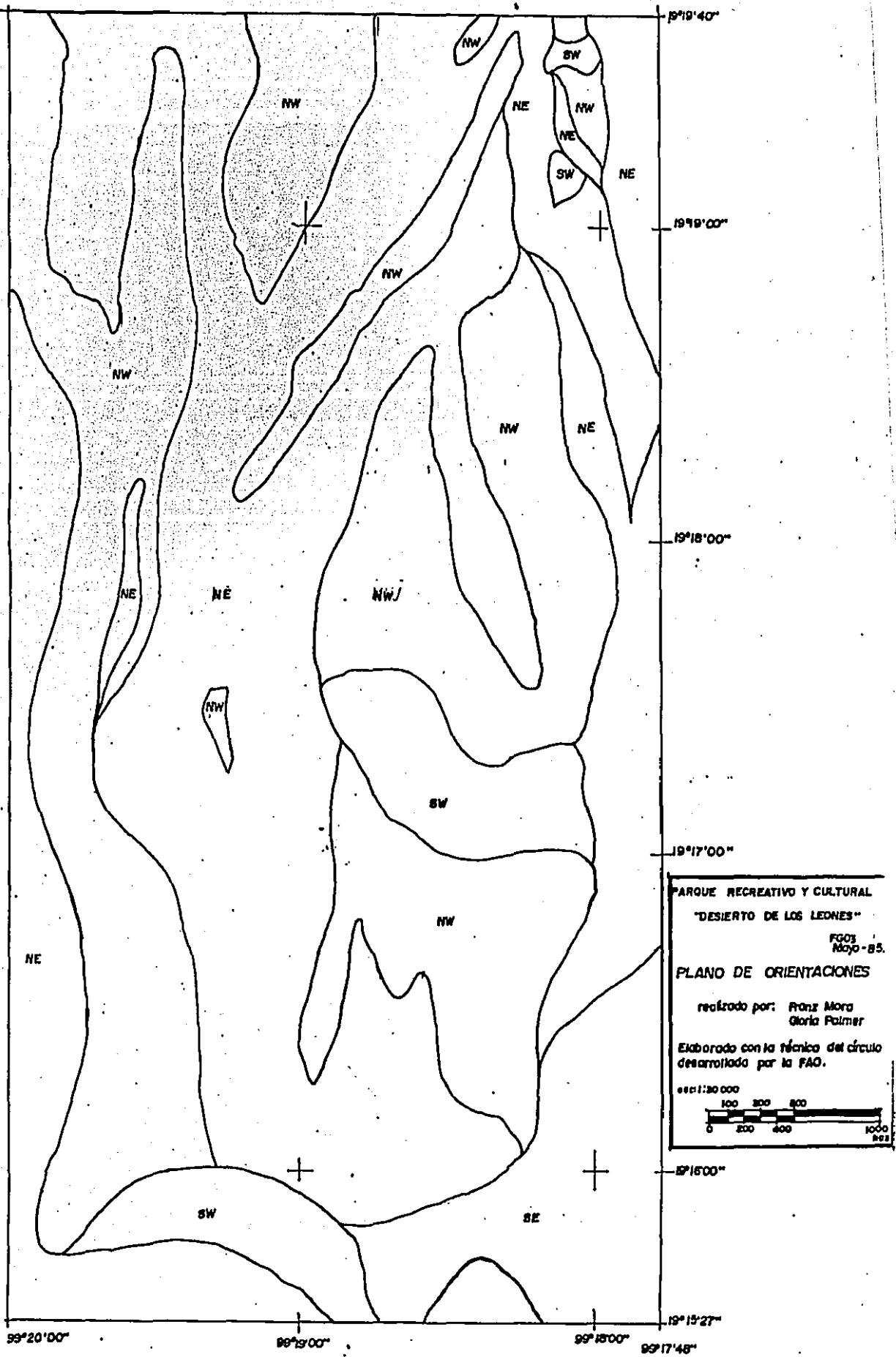


FIGURA 16.

β	ORIENTACION SE / SW		ORIENTACION * NE / NW *	
	PRSD	C.V.	PRSD	C.V.
9°	307	0,11	284	0,18
17,5°	308	0,08	274	0,20
18°	309	0,08	262	0,23
22,5°	304	0,06	249	0,25
27°	299	0,11	234	0,28
36°	284	0,04	200	0,35
40,5°	274	0,04	181	0,40
45°	262	0,06	161	0,46

TABLA VII. Valores anuales del PRSD y sus respectivos coeficientes de variación C.V.

* Corresponden a las áreas más afectadas.

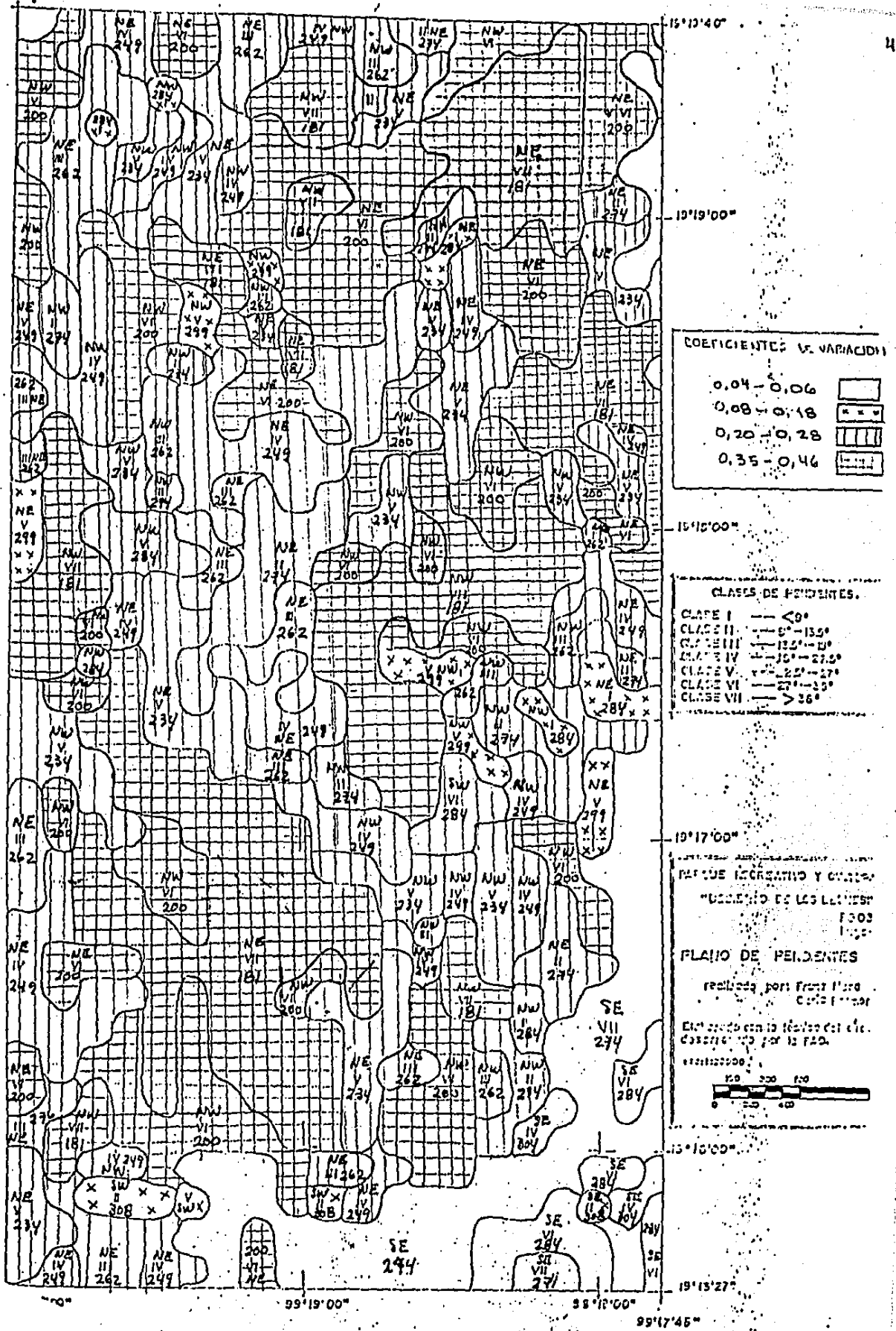


FIG. 17. Plano de pendientes con valores de radiación total anual y sus respectivos coeficientes de variación.

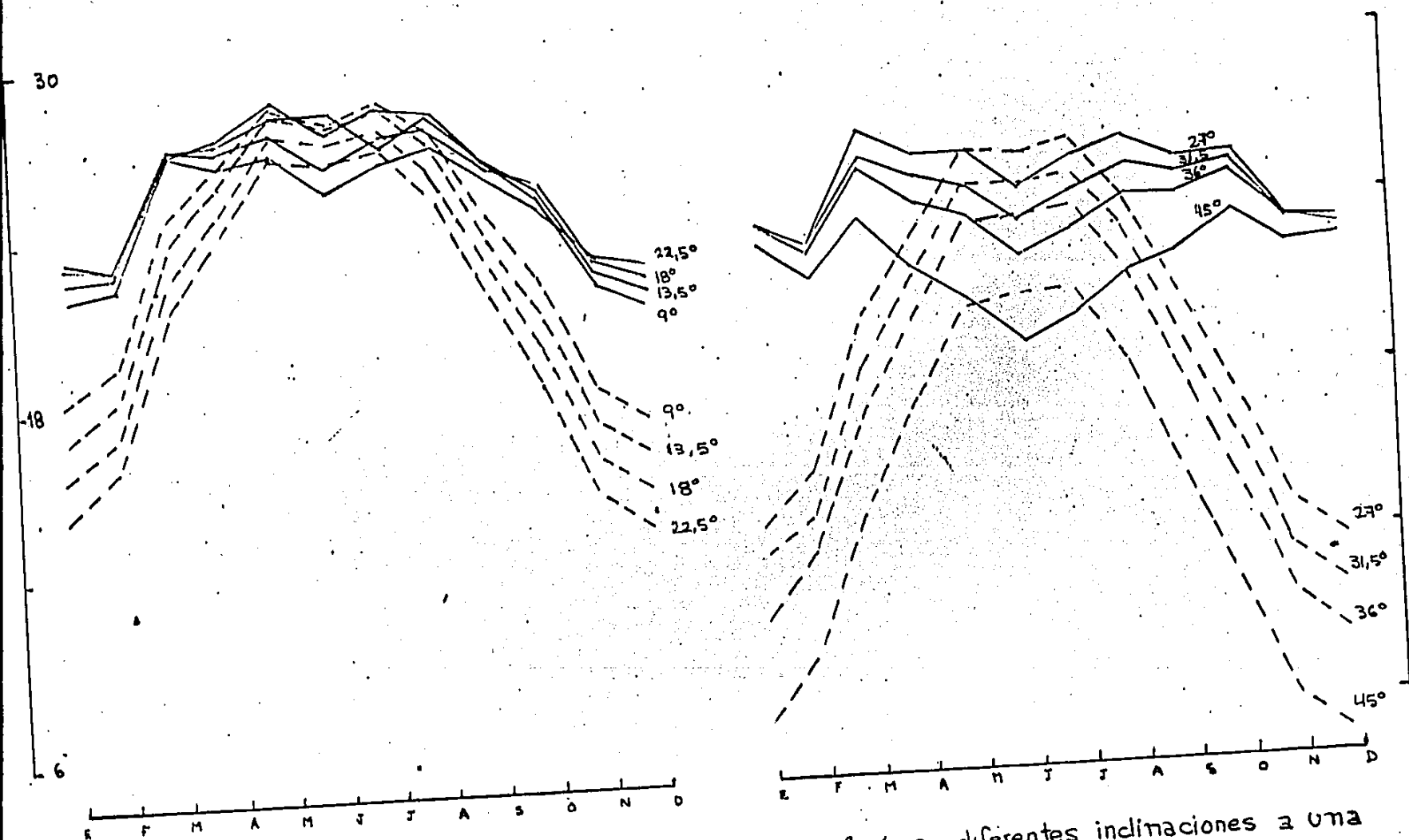


FIG. 18 Potencial de radiación solar directa en Kcal.cm^{-2} para diferentes inclinaciones a una latitud de $19^\circ 00' N$; orientación SE/SW (—); orientación NE/NW (-----).

ENERO

FEBRERO

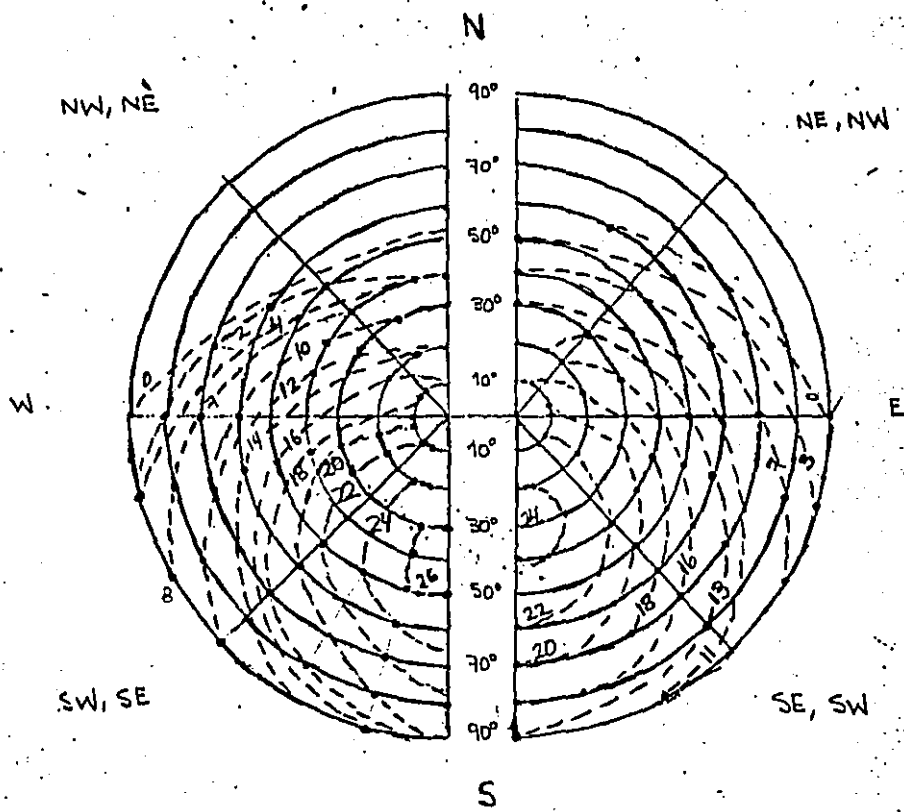


FIG. 19 PATRON DE ISOLINEAS de PRSD (lineas discontinuas) en $\text{Kcal}^2/\text{cm}^2$ SOBRE LA SUPERFICIE DE UN HEHISFERIO A UNA LATITUD DE 19° CON PARA EL MES DE ENERO Y FEBRERO; LOS CIRCULOS (lineas continuas) MARCAN LA INCLINACION DE LA PENDIENTE INDICADA SOBRE LA ESCALA VERTICAL.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

MARZO

ABRIL

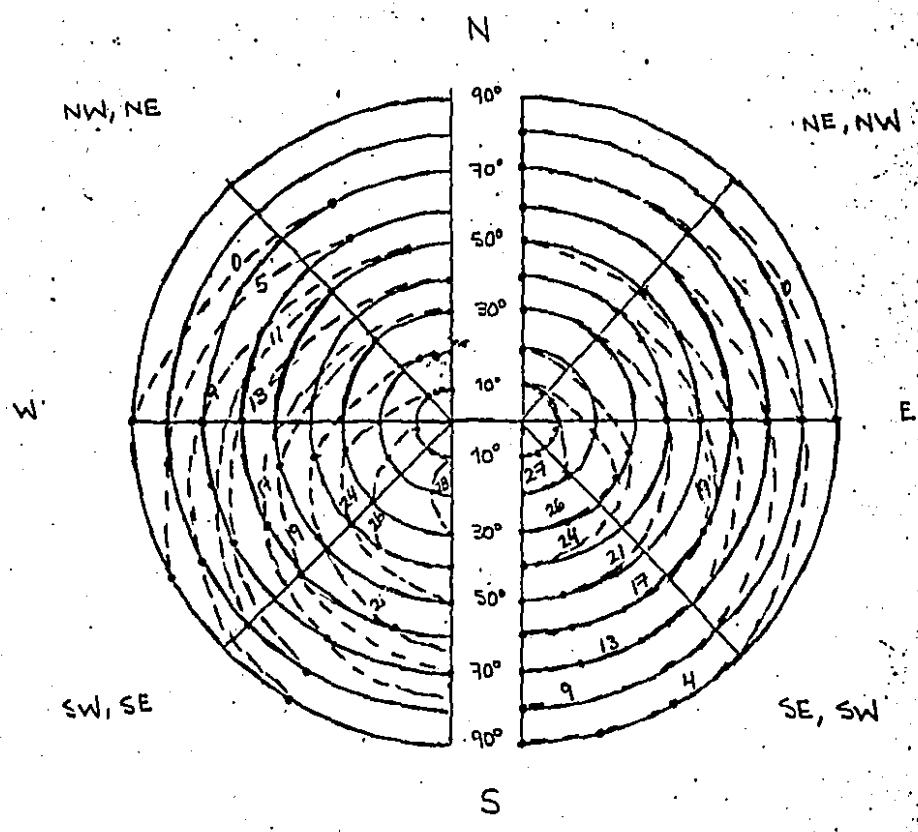


FIG. 20 PARA MARZO Y ABRIL

MAYO

JUNIO

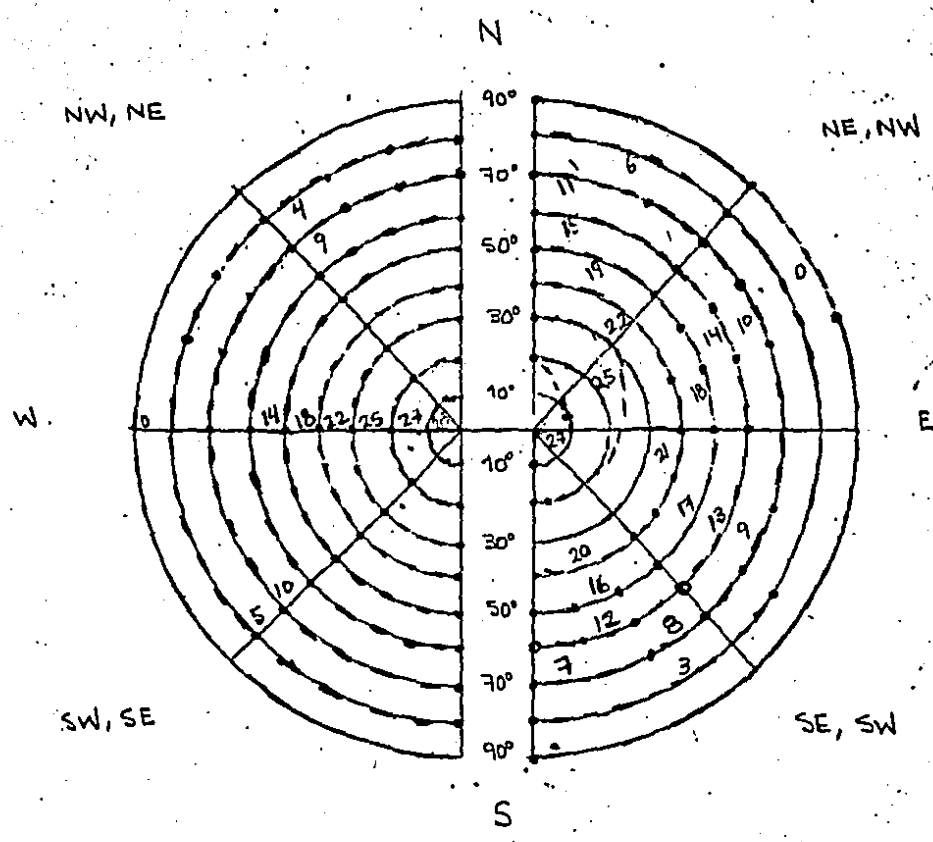


FIG. 21. PARA MAYO Y JUNIO

JULIO

AGOSTO

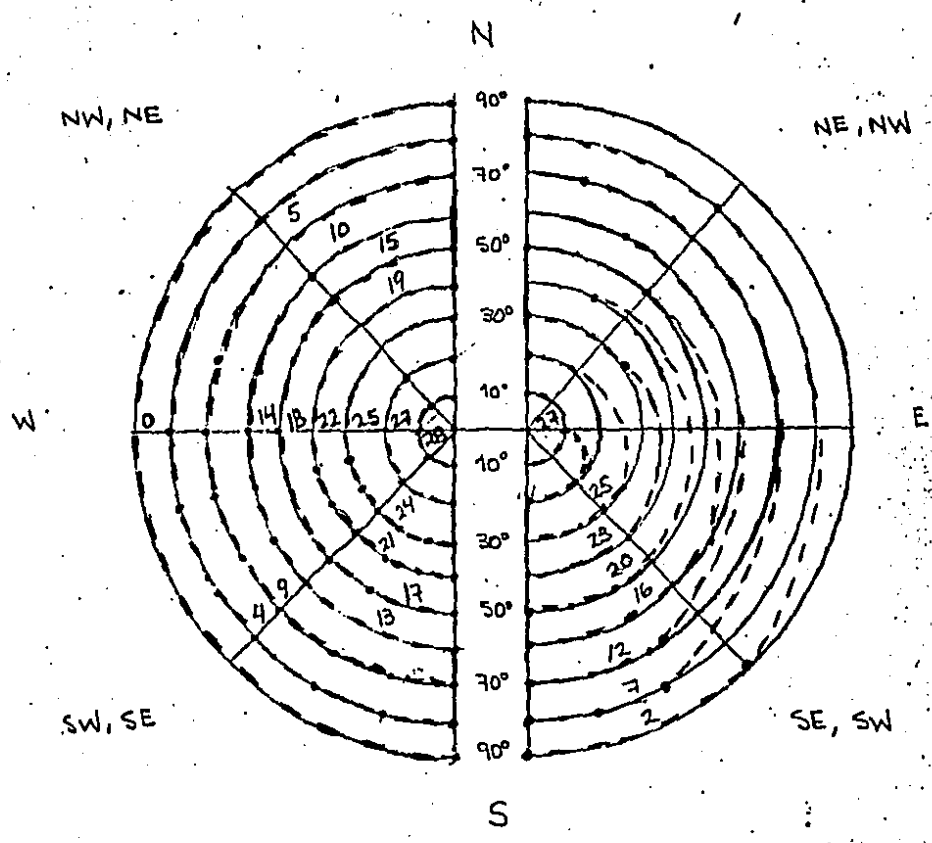


FIG. 22 PARA JULIO Y AGOSTO

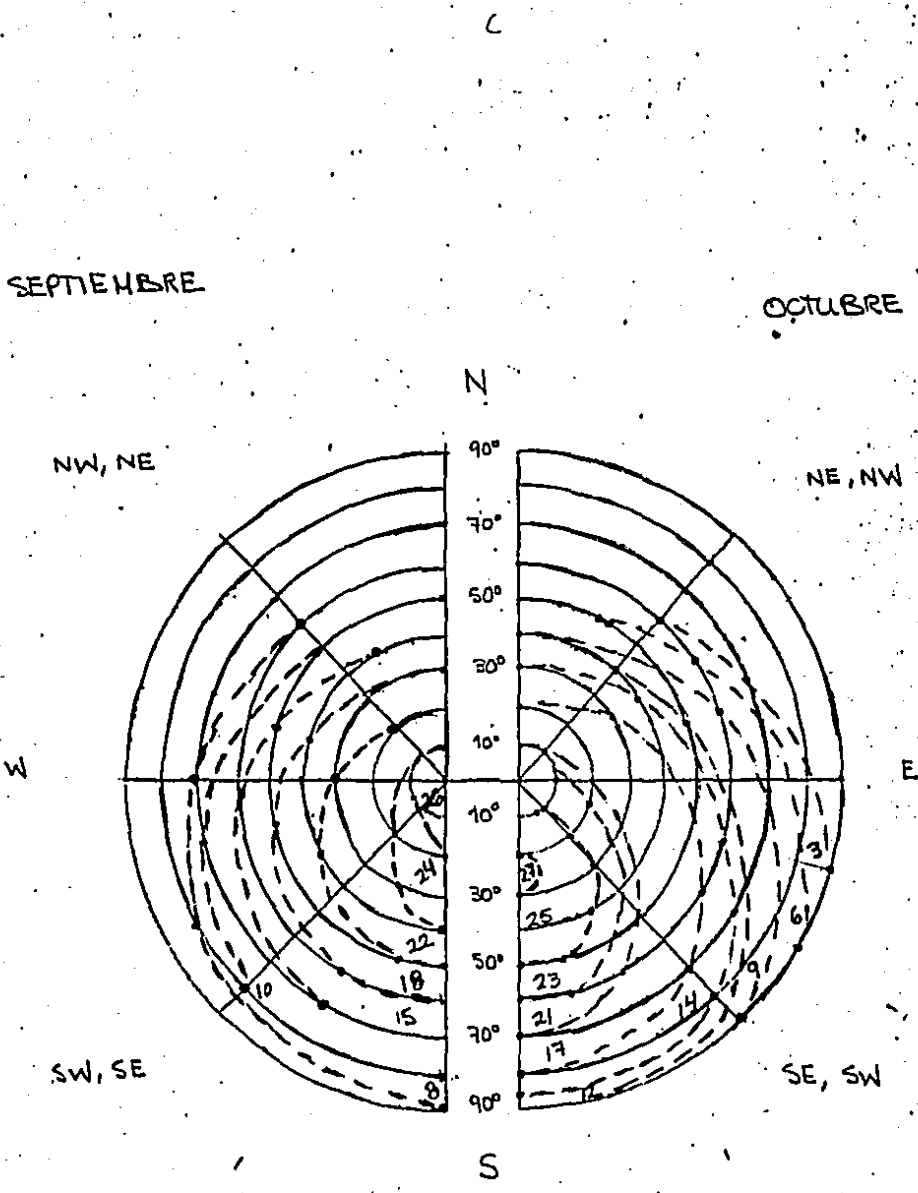


FIG. 23 PARA SEPTIEMBRE Y OCTUBRE

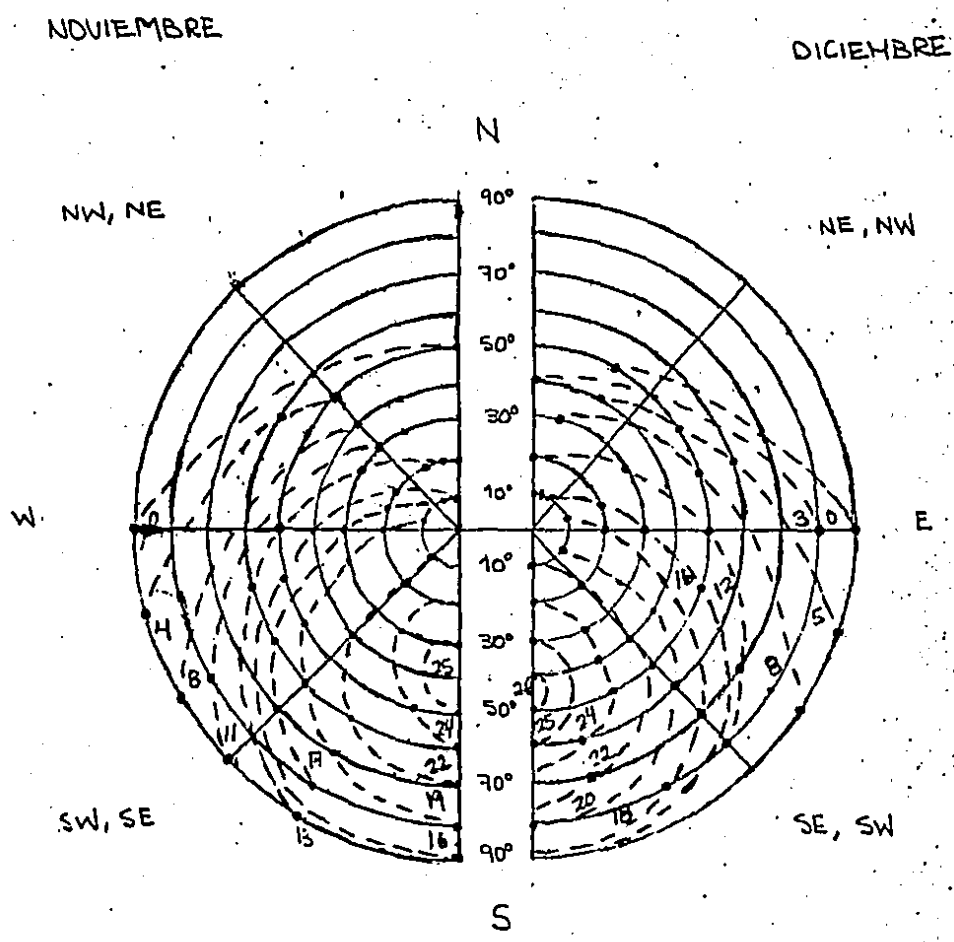


FIG. 24 PARA NOVIEMBRE Y DICIEMBRE

RESULTADOS Y CONCLUSIONES.

Bajo la hipótesis de que los factores climáticos en sus diferentes dimensiones contribuyen en el grado de confort o grado de "stress" en el que se desarrollan las plantas, se procedió a analizar la climatología y microclimatología de la zona del "Desierto de los Leones" para encontrar una posible relación de causa - efecto con el problema de enfermedades en el arbolado de la zona, dando especial importancia al cálculo histórico del balance de energía que nos da su disponibilidad y una posible manifestación microclimática esperada.

En la fig. 10. se observa la insolación de 23 años (1961-1983) que recibe ésta zona, en donde la radiación en onda corta entrante ($K\downarrow$) fué calculada por el método de Angström , que está en función de la s horas de insolación , se observa que este parámetro , tiende a disminuir a partir del año 1961 hasta 1970 en donde toma un valor medio anual de $10 \text{ Kcal}\cdot\text{cm}^{-2}$, esto se debe a una disminución en las horas de insolación y a partir de este año se observa un aumento hasta 1983 en donde alcanza un valor de $13 \text{ Kcal}\cdot\text{cm}^{-2}$. La radiación neta de onda corta (K^*) sigue la misma forma que la radiación de onda corta entrante, ya que se dió un valor constante al albedo, en todos los años considerados, registrandose los valores máximos y mínimos en los mismos años.

El balance de radiación de onda larga (E^*) tiende a disminuir a partir de 1962 hasta 1969 como consecuencia de una menor entrada de energía, pero a partir de 1970 ésta pérdida tiende a aumentar por 4 años , para después estabilizarse con el aumento de las horas de insolación.

Combinando los componentes del balance de energía con la precipitación para la determinación del índice de aridez (fig, 14); se observa que mientras existe una disminución en la insolación hasta 1970, la precipitación aumenta para este mismo tiempo , lo cual se refleja en los valores pequeños que toma el índice de aridez, pero a partir de 1970 la precipitación disminuye hasta 1980, habiendo también un au-

mento en las horas de insolación, lo cual ocasiona que los valores del índice de aridez sean más altos que en los años anteriores.

Los modelos climáticos de producción primaria (fig. 15) con base al índice de aridez PPN_1 y con base a la precipitación PPN_2 no se pudieron comparar con datos reales ; sin embargo es importante observar el comportamiento de estos dos modelos en función de los parámetros ya mencionados; los dos modelos siguen el mismo patrón pero no con la misma magnitud en los valores, dando una producción alta si se considera el índice de aridez y una producción baja, si se considera la precipitación . Sin embargo por los valores medios esperados en este tipo de ecosistema (Bosque templado) podemos decir que el modelo (PPN_2) da un comportamiento en valores más aproximado a la realidad.

En la fig. 13 se observa el comportamiento de la temperatura, la cual tiene la tendencia a disminuir. Se puede explicar hasta 1970 por la disminución en la entrada de radiación de onda corta observada en la fig. 10. Sin embargo; en los años posteriores no tiende a incrementarse con el aumento de la insolación, dejando ésta de ser el factor determinante de su comportamiento, es posible que otros factores no considerados aquí, como son los procesos de convección de calor sensible y calor latente y efectos de advección pueden estar jugando un papel mayor en este descenso de temperatura. En la misma figura se incluye la evaporación para observar su comportamiento en relación con la insolación temperatura y la precipitación notándose cierta incongruencia para los últimos años después de 1977, pero debemos señalar que los valores de la evaporación, son una aproximación a lo que se da en la realidad, pues ésta es medida a partir de un recipiente con un volumen conocido de agua, lo que se interpretaría en que el suelo del bosque siempre estuviese saturado, lo cual se sabe que no sucede, menos ahora en que la densidad del bosque a disminuído considerablemente. Cabe esperar entonces que en lo que respecta a evaporación, sean los primeros años más representativos que los últimos.

Respecto a los valores del PRSD graficados en la figura 18, se observa que las laderas con exposición NE/NW reciben poca insolación con grandes fluctuaciones durante

el año, esto nos indica por lo primero que son laderas más húmedas siendo favorable al desarrollo de algunos organismos como son las plagas y por las mayores fluctuaciones indican que son plantas que viven "estresadas" ambientalmente, en cambio puede observarse que el arbolado desarrollado en las laderas con orientación susreste-suroeste presentan un microambiente más estable recibiendo mayor insolación y con menores fluctuaciones en sus valores mensuales, lo que produce un mayor grado de confort que permite a las plantas un menor desgaste energético en su interacción con el ambiente.

Lo anterior se ve apoyado por los bajos valores que toman el coeficiente de variación en estas últimas laderas (Tabla VII), contrariamente a las laderas más afectadas, para las cuales el coeficiente de variación es mayor.

Si a esto incorporamos el corpotamiento climático, por las horas de insolación ya señalado, donde se muestra un descenso en la cantidad de radiación en onda corta, durante un periodo de 9 años anteriores a 1970, un aumento en la humedad relativa posterior a este año (Figura 11) además del aclareo del bosque por talas y el conocido aumento de la contaminación, todo ello contribuye a reforzar el "stress" ya existente en el microambiente del arbolado, favoreciendo el desarrollo de enfermedades aún más cuando el bienestar del bosque se ha descuidado durante varios años.

De la figura 19-24 Se muestran los PRSD para pendientes de 10° hasta 90° en donde se observa para cada mes, las inclinaciones en las que incide mayor cantidad de radiación y la menor cantidad de la misma.

De lo anterior de la manera general podemos decir que durante el año, en la latitud $19^\circ 00' N$ para el mediodía las pendientes con orientación hacia el norte son las menos favorecidas sobre todo durante los meses de Octubre a Febrero y las pendientes con orientación hacia el sur son las más favorecidas con valores máximos entre 24 y 28 $Kcal \cdot cm^{-2}$ para los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto.

Los anteriores valores son los máximos valores de recepción de insolación posible a las 12 am, para una atmósfera completamente transparente.

Para dar una aplicación más práctica tanto en los procesos microclimáticos de producción como para la conservación del parque, es necesario incluir los efectos de la atmósfera esto es, fenómenos de reflexión, absorción, y transmisión, así como

la influencia de las nubes y la proyección de las sombras por la topografía y el mismo dosel vegetal a diferentes horas del día, con lo cual tendríamos una mayor aproximación a la realidad, lo que ayudaría a tomar decisiones correctas en cuanto a la ecología del bosque en los diferentes microclimas existentes. Sin embargo; los resultados obtenidos presentan un gran potencial a considerar y revisar para su posible uso actual o futuro.

Podemos concluir de todo esto que los factores climáticos y microclimáticos están jugando un papel destacado en el habitat del arbolado; es también evidente que estos factores no pueden ser ignorados en estudios de manejo y conservación de recursos naturales, ya que proporcionan una mayor información sobre el sistema considerado, así como una mayor claridad del problema. Sin embargo; para dar una mejor solución es recomendable integrar en el presente estudio el mayor número posible de factores donde con el análisis de toda la información de estos estudios sea posible visualizar la realidad del problema de este parque y nos permita tomar decisiones para su óptimo manejo en la administración y conservación del bosque.

R E F E R E N C I A S .

- Anderson, M. (1966). Stand Structure and light penetration II. A theoretical analysis. J. Appl. Ecol. 3: 41 - 54.
- Billings, W.D. (1978). Plants and Ecosystem En: Productividad Primaria y Balances de Radiación en Ecosistemas Terrestres en la República mexicana, M.E. De Garay (Tesis) Facultad de Ciencias, U.N.A.M. p.36 (1985).
- Blackburn, W.J. y J.T.A. Proctor (1983). Estimating photosynthetically active radiation from measured solar irradiance. Solar Energy 31: 233 - 234.
- Bowen, I.S. (1926) The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surfaces. En: Microclimate: The biological environment. (W.C. Rosenberg) John Wiley and Sons p.315 (1974).
- Brunt, D. (1932) Notes on Radiation in the Atmosphere. Quart. J. Roy. Met. Soc. 58 : 389 - 418
- Budyko, M.I. (1974). Climate and Life. Academic Press. London p.508.
- Cooper, P.L. (1969). The absorption of solar radiation in solar stills. Solar Energy. 12: 333 - 346.
- De Garay, M.E. (1985). Productividad Primaria y Balance de Radiación en Ecosistemas Terrestres de la República mexicana. (Tesis) Facultad de Ciencias U.N.A.M. p.36.
- Deacon, E.L. (1969). Physical Processes near the surface of the Earth. En: General Climatology Edited by (H. Flohn.) Elsevier. Amsterdam vol.2.:39 -49 pp.
- Dochinger, L.S. y Thomas A. Seliga (1975). Acid precipitation and the forest Ecosystem. Report from the first International Symposium. Jour. Air. Poll. Control. Assoc. 25:1103 - 1105
- Duffie, J.A. (1974) Solar Energy thermal processes. John Wiley and Sons. London. p.386.
- Enríquez, E.F. (1976) Integración Sistémica del medio natural en el Parque Nacional "Desierto de los Leones" y la planeación del uso de su suelo. (Tesis) Fac. de Filosofía y Letras. Colegio de Geografía U.N.A.M. p.83.
- Estrada - Cajigal, V. (1985). Análisis crítico de procedimientos para estimar la radiación solar. Instituto de Ingeniería. U.N.A.M. Proy. 3140., p.211.
- FAO., (1982). Conservación y Desarrollo de los Recursos Forestales Tropicales. Roma .:201 - 205pp.
- FAO., UNESCO, PNUMA. (1980). Ecosistema de los Bosques Tropicales Roma.
- Federer, C.A. y Tanner, C.B. (1966) Ecology 47: 555 - 560. En: Vegetation and the atmosphere. J.L. Monteith (1975). Vol I. Academic Press. London. p.278.
- Freyman, S. (1968). Can J. PTT. Sci. 48:326 328. En: Vegetation and the Atmosphere, (J.L. Monteith) (1975) vol.I. Academic Press. London p. 278.

Galloway, J.N. y Ellis B. Cowling. (1978). The Effects of Precipitation on Aquatic and Terrestrial Ecosystems: A proposed precipitation chemistry network. Jour. Air. Poll. Contr. Assoc. 28.:229 - 235.

Galindo, I. y Chávez, A. (1977). Estudio del Clima Solar en la República mexicana. Servicio Meteorológico Nacional. México. D.F.

García, M.P., Varela, S.L. y J. Verruete F. (1978). Determinación de la Superficie desmontada en algunas áreas forestales arboladas de clima templado, frío y cálido húmedo, informe desarrollado por el proyecto "El desarrollo de la silvicultura en México" dirigido por Ernest Feder, Septiembre 1978 p.7. Citado por González P.C. "Los caminos del Universo Forestal," Problemas del Desarrollo, Instituto de Investigaciones Económicas U.N.A.M. México 1980 11:198. En: Parques Nacionales y reservas equivalentes. Vargas, F. (1984). Instituto de Investigaciones Económicas U.N.A.M. México. p.1262.

Geiger, R. (1969). Topoclimates En: General Climatology. (H. Flohn) Elsevier. Amsterdam. vol. 2. 1050-1088 pp.

Jeník, J. y M. Rejmánek (1969). Interpretation of Direct Solar irradiation in Ecology. Arch. Met. Geoph. Biokl. Sér.B., 17:413 - 427.

Jones, G. (1979). Vegetation Productivity En: Productividad Primaria y Balances de Radiación en Ecosistemas Terrestres de la República mexicana. M.E. De Garay. (Tesis) Facultad de Ciencias U.N.A.M. p.36. (1985).

Käppfert, W. (1942). Sonnenstrahlung auf Ebene, Wand und Hang. Wiss. Abhandl. Reichsamt. Wetterdienst., Berlin, 9:1 - 32.

Klein, S.A. (1977). Calculation on Monthly average insolation on tilted surfaces. Solar Energy. 19:325 - 329.

Kortüm, F. und M. Olberg. (1982), Bestimmung des trockenheitsindex nach Budyko aus Beobachtungen in Potsdam 1893 - 1979. Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik, Berlin. XVII (128): 155 - 159.

Kukla, G. y D. Robinson (1980). Annual cycle of Surface Albedo. Monthly Weather Review 108: 56 - 67.

Landsberg J.J., Jarvis P.G. y James G.B. (1975) Coniferous Forest Cap. 7 En: Vegetation and the Atmosphere. (Monteith J.L.), Voll Academic Press London. p.278.

Lemée G. (1978). La Productividad Primaria del Bosque. En: Ecología Forestal. Obra Colectiva. (P. Pesson) Mundi-Prensa. Madrid. p.389.

Lieth, H. (1972) Modelling the primary productivity of the World En: Patterns of Primary Production in the Biosphere. (H.F.G. Lieth), Ed. Benchmark Papers in Ecology 8 U.S.A.: 277 - 282.

Lieth, H. (1980). Productividad Primaria en Ecosistemas: Análisis comparado de modelos globales En: Conceptos Unificadores en Ecología (E.H. Van Dobben y R.M. Löwe McConnell) eds. Blume, España pp. 85 - 110.

Millankovitch, M. (1920). Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Gauthier - Villars et Cie. Editeur, Paris.

Monsi M. y T. Saeki. (1953). Über der lichtfactor in den pflanzen gesellschaften und seine bedeutung für die stoffproduktion Japan J. Bot. 14: 22-52 En: Stand Structure and light penetration II. A theoretical analysis. M. Anderson. J. Appl. Ecol. (1966) 3: 41 - 54.

Monteith, J.L. (1977). Vegetation and the Atmosphere. Academic

Monteith, J.L. (1975). Vegetation and the Atmosphere. Vol I. Academic Press. London. p.278.

Mora, F. y G. Palmer (1986). Clasificación Geológica Natural del Parque Nacional "Desierto de los Leones" México.D.F. (inédito) U.A.M. Xochimilco p.124.

Morgen, A. (1957). Die Besonnung und ihre Verminderung durch Horizon begrenzung. Veröff. Meteor. Hydrol. Dienstes. D.D.R. 12: 1 - 16.

Morris, J. (1985). Amateur radio software. The Halesworth Press. Great Britain. pp. 192 - 195.

Muhlia, A. y A. Chávez (1980). Insolación y la radiación solar en el tope de la Atmosfera para las latitudes que cubren la República mexicana. Anales del Instituto de Geofísica U.N.A.M. 26: 127 - 149.

Nieuwolt, S. (1977). Tropical Climatology. John Wiley and Sons. London. p.207.

Odum, P.E. (1971). Ecología. Ed. Interamericana 3a. ed. México p.639.

Oke, T.R. (1978). Boundary Layer Climates. Methuen and Co. LTD London. p.372.

O'Rourke, P.A. (1982). A simulation of Global Regimes of Potential Leaf net photosynthetic rates. Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser.B. 30: 153 - 169.

Pardé, J. (1978). El Microclima del Bosque En: Ecología Forestal Obra Colectiva (P. Pesson) Mundi-Prensa. Madrid. p.393.

Rosenberg, N.J. (1974). Microclimate: The biological environment John Wiley and Sons, INC. London. p.315.

Salati, E. y P.B. Vose (1984) Amazon Basin: A system in Equilibrium Science. 225 (4658): 129 - 137.

Smith, W.H. (1981). Air Pollution and Forest. Interaccions between air contaminants and forest ecosystems. Springer-Verlag, Berlin p.370.

Stanhill, G. (1970). Some results from helicopter measurements of the albedo of different land surfaces. Solar Energy. 13: 59 - 66/

Sudling, P.W., J.A. Davis and J.T.A. Protter (1975). The transmission of global and photosynthetically active radiation within a dwarf apple orchard. Can. J. Bot. 53: 1428 - 1441.

Vargas, F. (1984). Parques Nacionales de México y reservas equivalentes. Instituto de Investigaciones Económicas U.N.A.M. p.262.

Vitrevich (1960). Agricultural Meteorology. National Science Foundation, Jerusalem, p.320.

Wielgolaski, F.E. (1975) Productivity of Tundra Ecosystems En: Patterns of Primary Production in the Biosphere. (H.F.H. Lieth) ed. Benchmark Papers in Ecology 8. U.S.A. :106 - 120.

What is I.N.C.N. ? International Union for Conservation of Nature and Natural Resources s.f. Morgues, 6pp. En : Parques Nacionales y reservas equivalentes. Vargas, F. Instituto de Investigaciones Económicas U.N.A.M. México. p.262.