

00381

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

8.
2ej

FACULTAD DE CIENCIAS

Climas áridos de México

TESIS CON
FALLA DE CUBIEN

Tesis
Que para obtener el grado
de Doctor en Ciencias (Biología)
Presenta

María Engracia Hernández Cerda

México, D.F.
1992



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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 esta 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.

CLIMAS ARIDOS DE MEXICO

CONTENIDO

Resumen
Introducción

I. Las zonas áridas del mundo.

- A. Definición
- B. Distribución geográfica
- C. Caracterización climática
- D. Análisis comparativo

II. Clasificación de los desiertos del mundo y de México con base en las causas climáticas que los originan.

- A. Posición latitudinal
- B. Corrientes oceánicas y surgencias de agua fría
- C. Efectos orográficos
- D. Posición en el continente
- E. Otras causas

III. Determinación de la aridez.

- A. Índices climáticos
 - 1. Índices que relacionan la precipitación con la evaporación
 - 2. Índices que relacionan la precipitación con la temperatura
 - 3. Índices que cuantifican la evaporación y la evapotranspiración real y potencial
 - a. Evaporación
 - b. Evapotranspiración
 - 1) Evapotranspiración potencial
 - 2) Evapotranspiración real
 - 3) Cálculo de la evapotranspiración potencial
 - 4) Cálculo de la evapotranspiración real
 - 5) Representación gráfica de la evapotranspiración
- B. Métodos gráficos para estimar la duración de la época seca del año.

IV. Las zonas áridas de México.

- A. Delimitación espacial
 - 1. Antecedentes
 - 2. Elaboración de mapas
 - 3. Análisis comparativo de los mapas

- B. Caracterización climática**
 - 1. Parámetros considerados**
 - 2. Distribución geográfica**
 - a. Climas Muy Áridos BW**
 - b. Climas Áridos BS₀**
 - c. Climas Semiáridos BS₁**

Discusión y conclusiones

Literatura citada

RESUMEN

Se estudian desde el punto de vista climático las zonas áridas del país, que ocupan más del 50% del territorio nacional, el objetivo principal es proporcionar información base para que, en el futuro, puedan utilizarse de una manera óptima.

En la primera parte, se hace una caracterización climática de las zonas muy áridas, áridas y semiáridas del país dentro de un marco de referencia a nivel mundial.

En la segunda parte se muestra la localización de esas áreas según cinco de los índices más importantes de aridez utilizados hasta la fecha: 1) Evaporación, 2) Precipitación/Evaporación (P/E), 3) Precipitación/Temperatura (P/T), 4) Índice pluvial de Thornthwaite y 5) Sistema de Köppen modificado por García.

En la tercera, se hace una descripción de su distribución, y se indican los promedios de algunas variables climáticas como precipitación y temperaturas anuales, promedios de temperaturas máximas y mínimas, temperaturas absolutas, oscilación térmica anual, evaporación insolación, número de días con helada, e índice de Lang para cada uno de los diferentes subtipos climáticos secos presentes en el país según el Sistema de Köppen modificado por García.

Toda esta información permitirá determinar el papel del clima en la presencia de las zonas áridas en México, lo que sin duda facilitará la valoración del efecto de las actividades humanas en la expansión de los desiertos, así como iniciar una serie de estudios sobre su ecología en forma más específica, particular y continua.

INTRODUCCION

De los grandes biomas que existen en nuestro planeta, las regiones con clima seco cubren aproximadamente un tercio de la superficie continental, siendo éstas las que ocupan una mayor extensión. Están distribuidas entre los 15° y 35° de Latitud Norte y Sur en los continentes Africano, Asiático, Australiano y Americano, en donde hay países con extensas superficies ocupadas por estas regiones. Generalmente se definen como aquellas en donde el potencial de evapotranspiración excede a la precipitación anual y la principal característica de la precipitación es su presencia errática, además de su aleatoriedad tanto estacional como anual. Todo ello provoca una baja productividad agropecuaria.

Sin embargo, en estas regiones se han desarrollado grandes emporios agrícolas de riego. Aquí gracias a la aridez se requiere, entre otras ventajas, de un mínimo control de sanidad, por la baja incidencia de plagas y enfermedades. Por otro lado, en las zonas áridas existen infinidad de plantas y animales con mecanismos de adaptación a estas condiciones, los cuales constituyen un enorme potencial de recursos naturales aprovechables.

Los climas secos son los más extensamente difundidos en la superficie terrestre, de todos los grandes grupos climáticos. De acuerdo con Köppen (1954) ocupan el 28% del total del área continental (41,440,000 Km²) del planeta, el 14% es desierto y el otro 14% es estepa. Schantz (1956, citado por Petrov, 1976), basado en los índices climáticos establece un 36%.

Meigs (1953) clasificó las tierras áridas o climas secos como sigue: extremadamente árido el 4%, árido el 15% y semiárido el 14.6% dando un total de 33.6% de tierras con problemas de aridez. Las regiones áridas heladas no se incluyen dentro de los climas áridos en este cálculo, pero constituyen los desiertos fríos. Si las regiones áridas fueran sólo desiertos verdaderos estos representarían un 19% o cerca de 28 millones de Km², de acuerdo con este mismo autor.

Según la FAO-UNESCO, sólo el 23% de la superficie de la tierra presenta regiones áridas típicas, (Stamp, 1964, citado por Petrov, *op. cit.*).

El mapa de la UNESCO, titulado "World distribution of arid regions", publicado en 1979, escala 1:24 000 000, da una delimitación más actual y detallada de los desiertos del mundo. Las mediciones fueron hechas por Schmidt (1986) con un planímetro y reporta los siguientes valores: 5.6% de la superficie del mundo, es considerada hiperárida, 12.8% árida y 11.9% semiárida, lo que da un total de 30.3% de la superficie del mundo.

México presenta extensas regiones áridas que cubren del 50% al 70% del territorio nacional según diversos autores. Para estas regiones, muchos autores coinciden en señalar la riqueza

florística y faunística, la cual está favorecida por la variedad de subtipos climáticos que presentan. Las zonas áridas del país cuya presencia se debe a la influencia de la faja mundial de aridez son la Sonorense y la Chihuahuense; Además existen dentro del área tropical las cuencas de los ríos Zacatula-Balsas, los Valles de Tehuacán y Oaxaca, la costa noroeste de la península de Yucatán, así como la presencia de una región árida templada, en los valles de San Juan-Perote (Puebla-Veracruz).

El aprovechamiento de los recursos naturales de estas zonas del país, en lo que se refiere a la fauna silvestre, ha sido confinado casi exclusivamente a la explotación cinegética y en el caso de la flora por lo general para fines industriales como extracción de hule (guayule), fibra (lechuguilla), cera (candelilla), aceite (jojoba) además del pastoreo, se han descuidado aspectos como la explotación de frutas, animales silvestres y forrajes, así como la utilización de una gran cantidad de metabolitos secundarios (Villa-Salas, 1980).

Por otro lado, los estudios de las regiones áridas han sido dispersos y discontinuos pues se han realizado bajo diferentes criterios y condiciones. Por esto, no se tiene una visión general acerca de estas regiones en México.

Los objetivos que se propone el trabajo son:

- Presentar una caracterización climática de las zonas áridas, semiáridas y muy áridas de México dentro de un marco de referencia mundial.
- Clasificar los desiertos del mundo y de México con base en las causas climáticas que los originan.
- Mostrar la distribución nacional de las zonas áridas, semiáridas y muy áridas, según cinco criterios de aridez:
 - .Evaporación
 - .Precipitación/Evaporación (P/E)
 - .Precipitación/Temperatura (P/T)
 - .Índice pluviométrico de Thornthwaite
 - .Sistema de Köppen modificado por García

En los diferentes capítulos se valoran los elementos del clima que determinan las regiones semiáridas, áridas y muy áridas de nuestro país, y del mundo. También se analiza el criterio más comúnmente utilizado para explicar en forma general, la existencia de los desiertos en el mundo, el cual afirma que éstos, no se deben a un fenómeno aislado, sino que forma parte de una dinámica climatológica global que se ha agudizado en nuestro tiempo por el surgimiento y explosión de actividades agresivas del hombre contra el ambiente.

También se consideró de gran importancia hacer una comparación entre los climas áridos de México y los del mundo, con la finalidad de encontrar climas análogos a los nuestros, ya que en otros países se han aplicado con éxito, técnicas para su mejor utilización.

Hubo necesidad, por tanto, de tratar de uniformar la información, lo que implicó la recopilación de datos, su homogeneización, el cálculo de parámetros comparables, el establecimiento de límites según criterios comunes, su vaciado en mapas, el trazo de los límites resultantes, la medición de áreas y la inclusión de los datos calculados en cuadros que permitieran su fácil comparación.

En la caracterización de todas las zonas áridas se aplicaron los métodos propuestos por diferentes autores y los de García, que para México dan un alto grado de exactitud; el resultado fue contar con información a nivel mundial ya comparable por cualquier estudioso del clima.

En general, al hacer la comparación de las características climáticas obtenidas para las regiones secas de México con las otras zonas del mundo, se encontró que existe correspondencia con la mayoría de los desiertos calientes en cuanto a la temperatura media anual y sólo con las zonas consideradas como áridas y semiáridas del mundo, en cuanto a la precipitación media anual; sin embargo, las zonas Río Colorado-Bahía de los Angeles y Vizcaíno-Magdalena determinadas en el presente trabajo como las más secas del país, son similares con la mayoría de los desiertos.

La extensión de las zonas áridas mexicanas con base en los índices de aridez utilizados varía mucho, por ejemplo según el índice pluvial de Thornthwaite el 75% del territorio nacional sería árido, en cambio, según el Sistema de Köppen modificado por García solo el 54%.

Se encontro que la evaporación, por sí sola, no es una buena medida de aridez, dado que los tanques clase A se mantienen llenos de agua, condición que difiere mucho con la realidad en la atmósfera; por otra parte, está en íntima relación con la temperatura, por lo que un método más adecuado para delimitar zonas áridas sería el cociente Precipitación/Evaporación (P/E) que aquí se estudió para la República Mexicana. A nivel índice de aridez, la mejor correspondencia con la distribución de las zonas áridas de México fue con el índice de Lang (P/T).

Por todo lo anterior, en el presente trabajo se realiza una evaluación general del clima de estas zonas, que apoye a determinar el papel que juega en su génesis, que sirva de base a trabajos posteriores de investigación acerca de estas regiones, así como herramienta de consulta por otros especialistas interesados en este tema.

I. LAS ZONAS ARIDAS DEL MUNDO.

A. DEFINICION.

Por principio, cualquier consideración sobre los desiertos, regiones áridas, tierras áridas o zonas áridas del mundo, inevitablemente encuentran un problema de semántica. Los términos árido, desierto, semiárido, semidesértico, desierto absoluto, desierto extremoso, etc., carecen de un significado preciso y sus límites no están claramente dados.

En ocasiones nos encontramos también con el problema de que una región se haya denominada con términos aparentemente contradictorios, esto se debe a que autores como Köppen (1954), Trewartha (1954), Logan (1968) y otros, mencionan sólo dos grandes divisiones de los climas áridos o regiones áridas, que son: Arido y Semiárido, Desierto y Semidesierto o Desierto y Estepa, que son sinónimos respectivamente y en donde sólo toman en cuenta dos niveles de aridez.

Otros autores como Thornthwaite (1948) y Meigs (1953), ubican tres grados de aridez para estas regiones:

- Extremadamente árido, extremadamente desértico, desértico, desierto extremo, hiperárido para regiones con el máximo grado de aridez.
- Arido, para regiones con un grado de aridez medio.
- Semiárido, Semidesértico para regiones con el mínimo grado de aridez.

Cabe aclarar también que contrariamente a lo que se cree, un desierto o región árida no está únicamente caracterizado por un intenso calor ni tampoco dominan en su paisaje vastas extensiones de planicies arenosas desprovistas de vegetación, más bien la característica común de estas regiones es su aridez, de la cual existen varios grados.

La baja disponibilidad de agua es el principal problema en los desiertos por lo que las plantas y los animales tienen que desarrollar adaptaciones para poder sobrevivir bajo estas condiciones y al hombre se le dificulta la utilización de estas áreas. Hay que recordar que las regiones heladas del mundo también se consideran regiones áridas y en éstas el agua no está disponible por estar congelada.

El problema de definir y delimitar estas regiones ha ocupado a investigadores de las diferentes ramas de la ciencia, desde épocas remotas hasta nuestro tiempo, los cuales han puesto énfasis en diferentes características y les han dado matices desde su muy especial punto de vista. Existen divergencias entre las diferentes interpretaciones de la aridez, como principal elemento para delimitar las zonas áridas y aún no se cuenta con una definición precisa del concepto. Los términos "Desierto" y "Zona árida" han llegado a ser muy populares en la literatura

mundial y se refieren a regiones con climas secos, incluyendo estepas secas en zonas templadas y pampas y sabanas en los trópicos y subtropicos (Petrov, 1976).

Por otro lado, las zonas áridas se caracterizan por un gran número de rasgos comunes de tiempo y clima, geomorfología, hidrología, suelos, vegetación y fauna. Varios autores han tratado de definir el término "desierto" acorde a su disciplina (geógrafos, hidrólogos, botánicos, zoólogos, etc) con base en uno o a otro de esos caracteres en común. Por Ejemplo, Orshan (1986) define el término de desierto como "un área donde la lluvia anual no rebasa los 350 mm y la vegetación es escasa y desprovista de árboles dominantes". Esta no podría ser aceptada como una definición satisfactoria de desierto, sino sólo como una definición parcial en ciertos rasgos fitogeográficos típicos.

Shreve en 1951, puntualiza los problemas de definición de los desiertos como sigue: "No hay un simple criterio por el cual el desierto pueda ser reconocido y definido ya sea en un sentido geográfico o biológico. La cantidad de lluvia que coincide con el desierto varía con su distribución estacional y en la temperatura. Una característica real de desierto debe incluir otras variables. Es esencialmente una región con poca lluvia e irregular distribución, baja humedad, altas temperaturas del aire, fuerte viento, suelo con bajo contenido orgánico y alto contenido de sales minerales, fuerte erosión hídrica y eólica y deficiente desarrollo del drenaje dendrítico nominal".

Evenari (1985) indica que un desierto es un área "donde otros rasgos típicos como por ejemplo el aumento de la evaporación proveniente del suelo y de la vegetación excede al promedio de la precipitación; donde la flora y fauna muestran caracteres o hábitos específicos para adaptarse a las altas temperaturas y a la escasez de agua". Como es evidente que uno no podría llegar a una sola definición aceptada universalmente, debido a la naturaleza variable de los criterios y a la existencia de áreas de transición entre "desierto" y "estepa"; o entre áreas "áridas" y "semiáridas" que están sujetas a continuos cambios. Sería necesario primero definir esos términos, lo que resulta difícil de lograr por el hecho de que cada autor les asigna diferentes significados.

Es pues una preocupación a nivel mundial, la definición, delimitación y caracterización de las regiones áridas de los continentes, así como la determinación de los diferentes grados de aridez. Sin embargo existen criterios en los cuales se basan la mayoría de los autores, los cuales son citados por Petrov (op. cit.):

- Criterio climático. En éste, se toman en cuenta los principales factores del clima como la cantidad y distribución de la precipitación, temperatura, etc., es el criterio más ampliamente usado y aceptado, está apoyado por Köppen (op. cit.), Thornthwaite (op. cit.) y Meigs (op. cit.).

- Criterios morfogenéticos, lito-edáfico y fitogeográfico. Se basan en aspectos geológicos, de suelos y de vegetación; han sido apoyados por diferentes investigadores rusos, entre los que se pueden mencionar al mismo Petrov, quien realizó una clasificación lito-edáfica, de las zonas áridas y semiáridas del mundo.

El mismo autor indica que para la delimitación y clasificación de las regiones áridas a nivel mundial se sigue el criterio climático, de los otros, sólo se toman algunos detalles comparativos.

En efecto, cuando se revisa la literatura sobre los desiertos, se infiere que se utiliza en primera instancia, un criterio climático para delimitar las áreas de estudio, aunque posteriormente, se incluyan análisis desde diversos aspectos, o se planteen nuevos criterios botánicos, faunísticos, hidrológicos, etc, para valorar los grados de aridez presentes en estas zonas.

Varios autores (Logan 1968, Reitan & Green 1968, Schmidt 1983) han llegado a la conclusión de que los grandes desiertos del mundo son, en principio, consecuencia de los sistemas de circulación global del viento o, por lo menos, de la circulación del hemisferio correspondiente y nacen de la circulación general de la atmósfera.

Se reconoce que los límites de los desiertos no pueden ser determinados para satisfacer a todas las ciencias que tienen relación con estas regiones, pero que los desiertos son, básicamente, regiones climáticas y en consecuencia los elementos del tiempo y del clima representan los factores más importantes y unificadores en la identificación de las zonas áridas.

Es por ello que en el presente estudio se decidió abocarse a trabajar las zonas semiáridas, áridas y muy áridas de México y del mundo desde el punto de vista del clima. Aún dentro de esta rama del conocimiento, existe un gran número de índices y de clasificaciones propuestas tanto a escala mundial como a nivel regional para indicar el grado de aridez y la delimitación de las zonas áridas y semiáridas.

Después de revisar los diferentes índices de aridez propuestos por varios autores (De Martonne, 1926; Emberger, 1930; Thornthwaite, 1948; Banouls y Gausson, 1953; Budyko, 1956) y las clasificaciones climáticas de Köppen (1931) y Meigs (1953) entre otras, se decidió que para este propósito el Sistema de Peveril Meigs, quien usa el índice de humedad de Thornthwaite era el más apropiado. A una escala global este índice corresponde mejor a aquellas áreas reconocidas como áridas en todos los continentes, que por el patrón de lluvia, vegetación y los diferentes índices de aridez; excluye regiones heladas como la Artica. Sin embargo, es muy importante indicar que en algunos casos a nivel regional otros sistemas se ajustan mejor. Como ejemplos se puede mencionar, el índice pluviométrico de Emberger empleado por Le Houérou, (1970) en el Norte de Africa; el Sistema de

clasificación climática de Köppen modificado por García para adaptarlo a las condiciones particulares de la República Mexicana, (1964); el cual ha sido utilizado en el presente trabajo.

De acuerdo con Meigs (1953) un rasgo característico de los climas secos del mundo es la escasa precipitación, la que no tiene el mismo comportamiento en las diferentes tierras secas. Trewartha (1954), menciona que la principal característica de estas regiones es que el potencial de evaporación de la superficie del suelo y la transpiración de la vegetación exceden a la cantidad de precipitación anual.

Meigs (*op. cit.*) notó que la temperatura es un factor del clima que afecta la velocidad de evapotranspiración muy directamente, por lo que de alguna manera, la cantidad de precipitación y la temperatura comunmente se usan en la expresión de la aridez de un área. Por estas razones este investigador, utilizó para la clasificación de los climas el Sistema desarrollado por Thornthwaite (1948) que incluye un índice basado en la precipitación óptima en relación a la evapotranspiración hipotética de la vegetación natural, conocido como índice pluvial, con base al cual, define tres grados de aridez, a los que designa con las letras E, A y S.

- Extremadamente árido (E). Con un índice pluvial abajo de -40.
- Árido (A). Con valores entre -20 y -40.
- Semiárido (S). Entre 0 y -20.

Es decir, que la cantidad requerida de precipitación mensual para cubrir todas las necesidades de agua para un máximo de evaporación y transpiración durante el curso del año, está dada por el índice pluvial de humedad que deberá tener valor de cero o más.

Este investigador separó los climas extremadamente áridos basándose en el criterio de Emberger (citado por McGinnies *et al*, 1968) que definió a un desierto verdadero o desierto extremo "como la región donde por lo menos en 12 meses consecutivos no hay precipitación".

En los mapas de la distribución de estos climas, Meigs indica la estacionalidad de la precipitación y la denomina con las letras a, b y c.

- a Zonas con la estación de lluvias no definida.
- b Zonas en donde la lluvia se concentra en verano.
- c Zonas en donde la lluvia se concentra en invierno.

Considera también que el calor es tan importante como el agua en los procesos de crecimiento y reproducción de las plantas, por tanto utiliza los valores de la temperatura media del mes más frío y más caliente y dos dígitos para señalarlos.

Con el primer dígito: La temperatura media del mes más frío.
Con el segundo dígito: La temperatura media del mes más caliente.

Los valores de estos dígitos son como sigue:

Dígito	Valor de la Temperatura media
0	menor de 0° C.
1	entre 0° y 10° C.
2	entre 10° y 20° C.
3	entre 20° y 30° C.
4	mayor de 30° C.

Por ejemplo, en la fórmula climática **Ea24**, la letra **E**, indica que se trata de un clima extremadamente árido; **a**, señala que no presenta una estación de lluvias definida; dígito **2**, indica que la temperatura media del mes más frío oscila entre 10° y 20° C, el dígito **4**, que la temperatura media del mes más caliente es mayor a 30° C, este clima corresponde a la región noroeste del desierto del Sahara.

De esta manera, los mapas homoclimáticos de Meigs (*op. cit.*) muestran las características climáticas de las zonas extremadamente áridas y semiáridas del mundo, y un estudio de la leyenda de éstos proporciona información no solamente del grado de aridez, sino de la estación húmeda, así como de las características térmicas.

Es por ello que dichos mapas han servido de base para que muchos investigadores abocados al estudio de las zonas áridas hayan utilizado, en primera instancia, esta delimitación y según el caso, establecido nuevos límites de acuerdo a su consideración personal. En determinados casos, se ha llegado a una delimitación más precisa de las zonas. Como en el norte y centro del Sahara, donde Le Hourérou (*op. cit.*), establece cinco grados de aridez, basado principalmente en la distribución horizontal de la precipitación anual (isoyetas).

Así establece que el desierto extremo es aquella zona limitada por las isoyetas de 0 a 20 mm, y la zona árida aquella localizada entre los valores de 300 a 400 mm. Determina que la isoyeta anual de 100 mm. es el límite entre las zonas áridas y el desierto.

B. DISTRIBUCION GEOGRAFICA

Como ya se indicó, se decidió utilizar el Sistema de Peveril Meigs (*op. cit.*) para indicar el grado de aridez, así como la localización espacial de las zonas semiáridas, áridas o muy áridas del mundo.

Respecto a este último aspecto, el autor en cuestión, mostró que los climas secos de los continentes se presentan en cinco grandes provincias que son:

- Provincia Norafricana-Eurasiática.
- Provincia Sudafricana.
- Provincia Australiana.
- Provincia Sudamericana.
- Provincia Norteamericana.

Estas grandes provincias se encuentran separadas unas de otras por océanos o por la zona húmeda del Ecuador. Las regiones áridas, en general, se hallan entre los 15° y 35° de latitud hacia ambos hemisferios, y en algunos casos, se extienden hasta los 55° de latitud Norte.

De estas cinco provincias, la Norafricana-Eurasiática (Mapas 1 y 2) es más grande que todas las áreas secas del mundo juntas. Esta provincia incluye el desierto más grande del mundo, el Sahara y las zonas áridas de la Península de Arabia; continúa a lo largo del Golfo Pérsico hasta Pakistán y la India, hacia el norte se localizan las áreas secas de la costa del Mediterráneo e Irán, en tanto que hacia el lejano norte y oriente se localizan las vastas zonas áridas y semiáridas de la URSS, China y Mongolia. En Africa Oriental se encuentran las zonas áridas de Somali-Chalbi, localizadas a lo largo de las playas del Mar Rojo y Golfo de Adén.

La provincia seca de Sudafrica está formada, principalmente, por el estrecho y alargado desierto costero de Mamib, así como las zonas áridas del Karoo y del Kalahari (Mapa no. 1).

La provincia Australiana ocupa una gran porción del continente con climas cálidos que prevalecen en el norte y climas medios y suaves en la porción sur (Mapa no. 3).

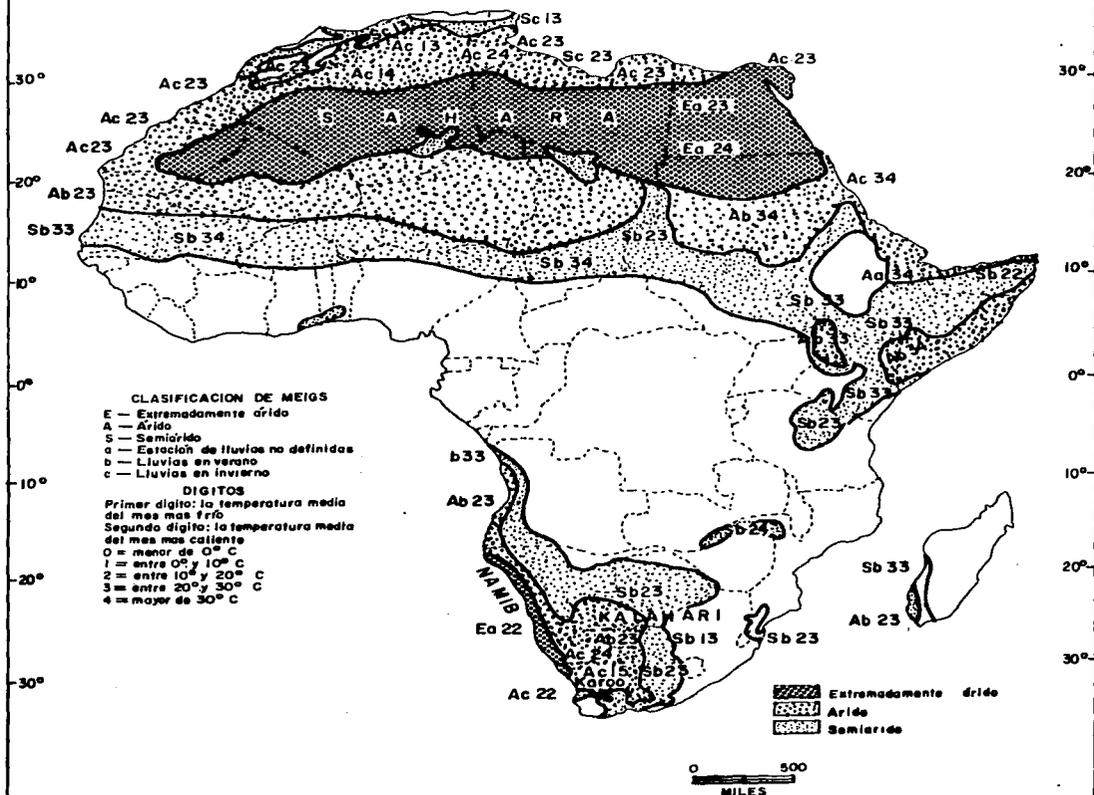
La provincia seca de Sudamérica está confinada a una faja a lo largo de la costa occidental y a un área sobre el lado este de los Andes hacia la porción sur del Continente, comprende los desiertos Peruano, de Atacama y la Patagonia. (Mapa no. 4).

La provincia seca de Norteamérica es parecida a la provincia Norafricana-Eurasiática en variedad y subdivisión de tipos, aunque las subdivisiones son mucho más pequeñas. Comprende los desiertos de la Gran Cuenca, Mojave, Sonora y Chihuahua. (Mapa no. 5).

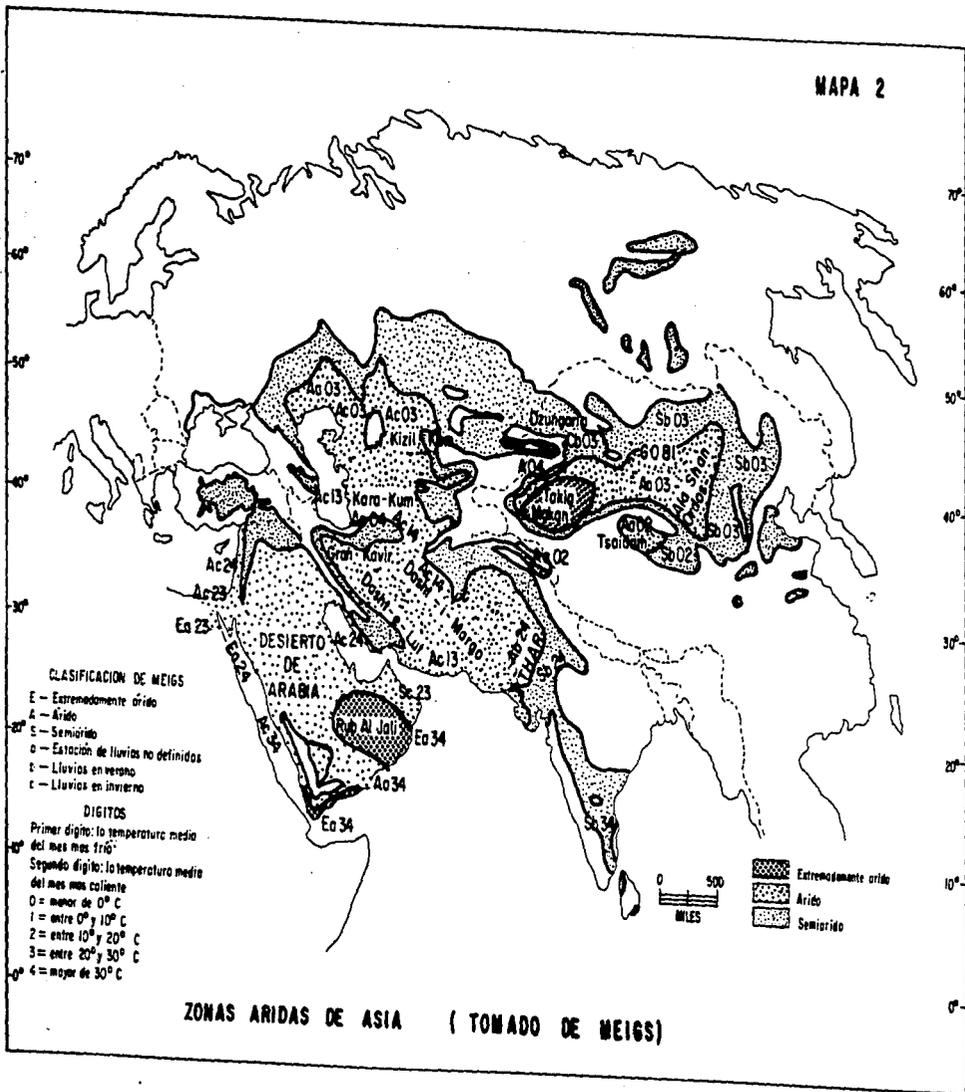
C. CARACTERIZACION CLIMATICA.

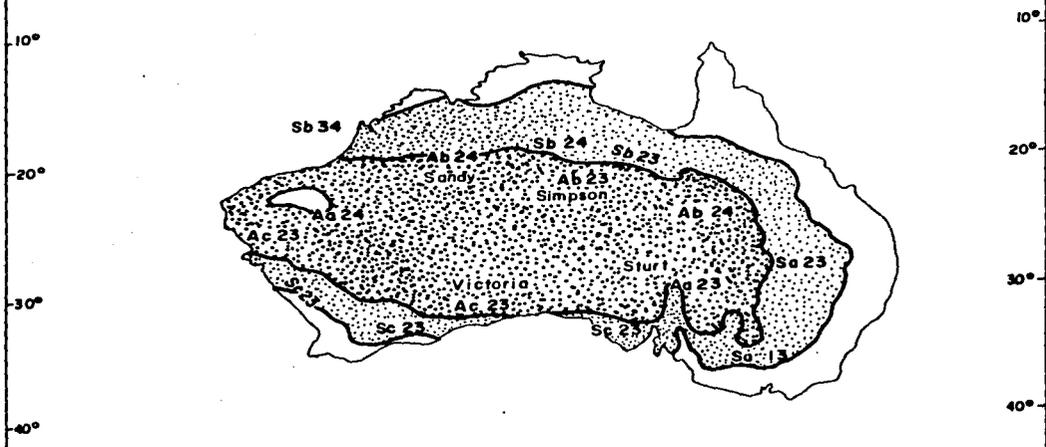
Se hizo un estudio climático comparativo entre todas las zonas áridas del mundo delimitadas en los mapas de Meigs (1953). Para llevar a cabo esto, se consultaron trabajos a nivel regional con el fin de obtener una mayor información.

MAPA I



ZONAS ARIDAS DE NORTE Y SUR DE AFRICA (TOMADO DE MEIGS)





CLASIFICACION DE MEIGS
 E — Extremadamente arido
 A — Arido
 S — Semiarido
 a — Estacion de lluvias no definidas
 b — Lluvias en verano
 c — Lluvias en invierno

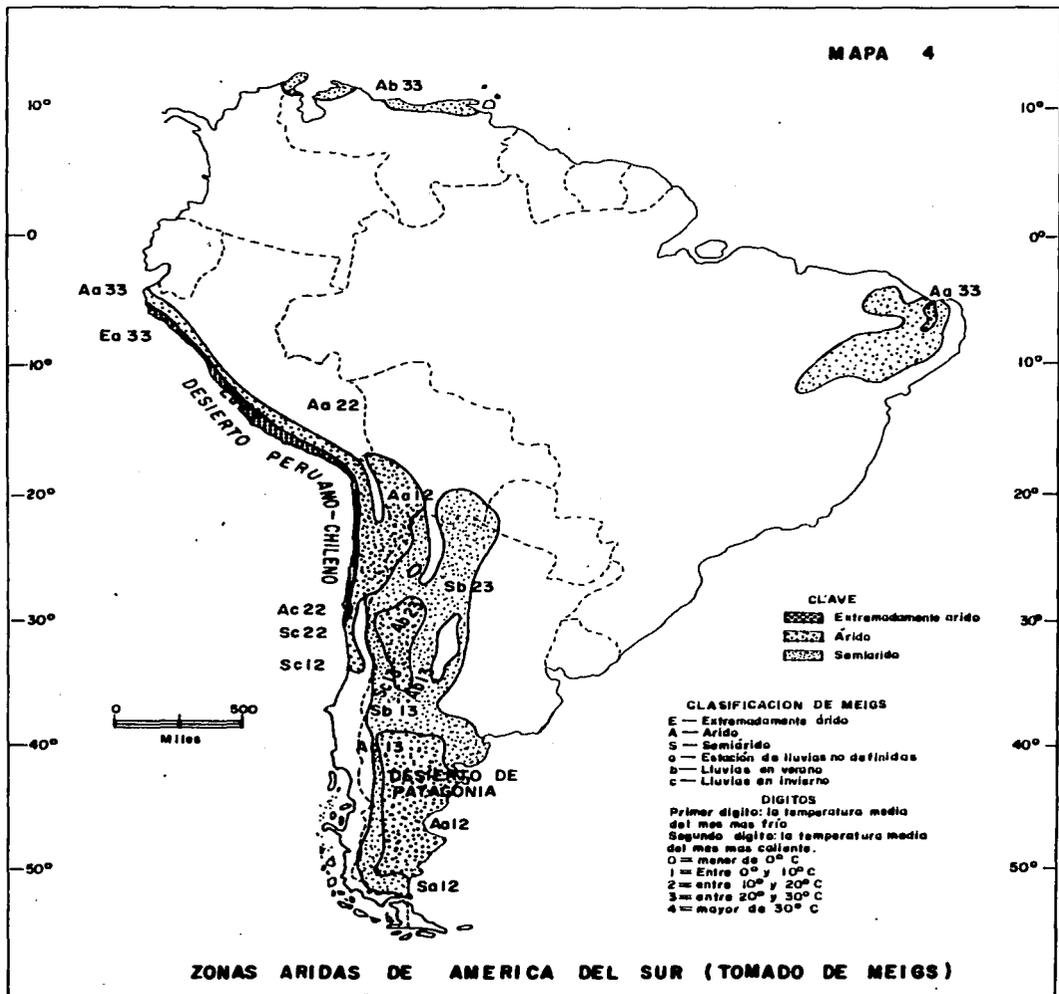
DIGITOS
 Primer digito: la temperatura media del mes mas frio
 Segundo digito: la temperatura media del mes mas caliente
 0 = menor de 0° C
 1 = entre 0° y 10° C
 2 = entre 10° y 20° C
 3 = entre 20° y 30° C
 4 = mayor de 30° C

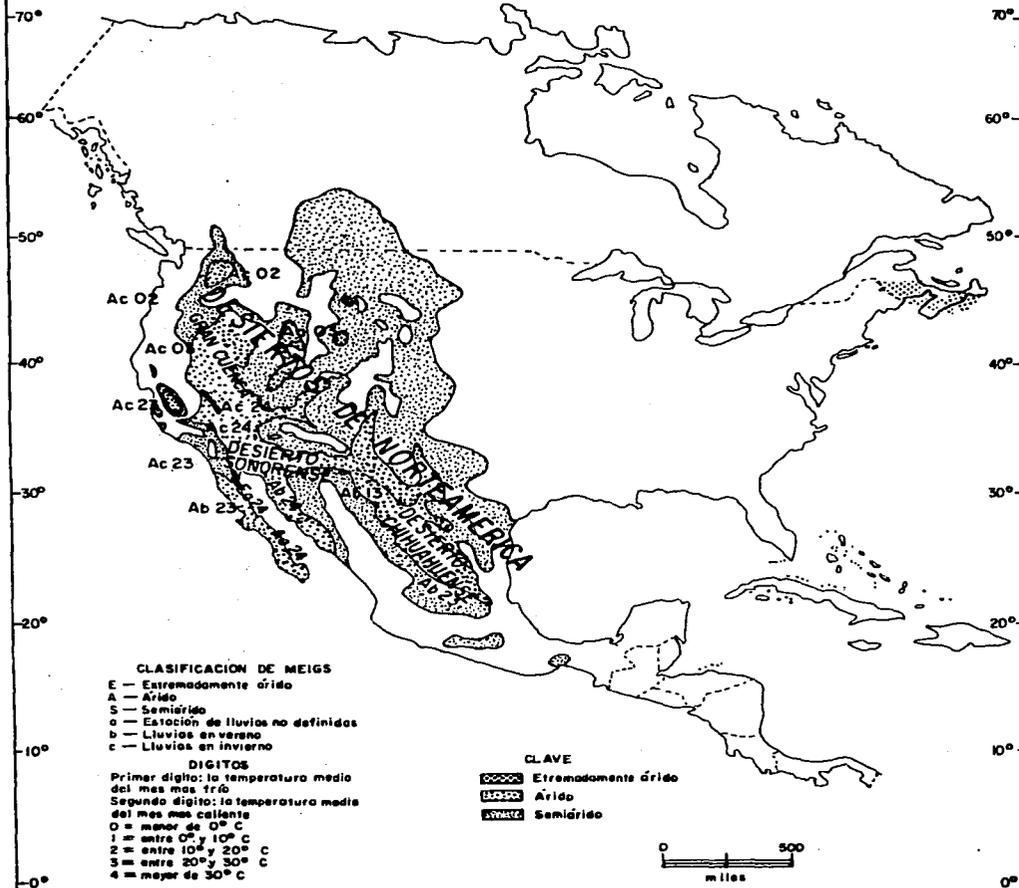
0-200 Arido
 30-40 Semiarido



ZONAS ARIDAS DE AUSTRALIA (TOMADO DE MEIGS)

MAPA 4





ZONAS ÁRIDAS DE NORTE AMERICA (TOMADO DE MEIGS)

La comparación de las características climáticas de las zonas muy áridas, áridas y semiáridas de México con las del mundo, es de gran importancia y necesaria para ubicar al país dentro del contexto mundial.

Uno de los primeros intentos de comparación climática fue realizado por Petrov (1976), quien no sólo menciona al clima, sino abarca otros aspectos como el relieve, condiciones de humedad, suelo, vegetación y vida animal, aunque el aspecto climático lo toca en forma un tanto general, y después de haber analizado desierto por desierto los une a nivel continente para compararlos.

Un intento más reciente es el realizado por Goodall *et al.*, (1983, 1985 y 1986), quien edita tres volúmenes donde reúne a todas las zonas áridas del mundo tratadas en los aspectos de clima, suelo, geomorfología y vegetación, principalmente.

No obstante, el primer autor olvida que cada desierto tiene sus propios rasgos climáticos y por tanto, no deben tratarse a nivel continental; el segundo, aunque presenta información climática muy amplia y actualizada, está planteada en forma diferente para cada desierto, lo que dificulta su comparación.

En vista de que en la caracterización climática de las zonas áridas del mundo se emplean diferentes criterios, y con el fin de comparar dichas zonas con bases comunes, fue necesario, en el presente estudio, procesar los datos climáticos de estaciones meteorológicas y trazar isolíneas de temperatura y precipitación para algunas zonas. Como ejemplo se puede mencionar el desierto Peruano-Chileno, cuyas condiciones climáticas han sido reportadas por Petrov (*op. cit.*), basándose solamente en siete estaciones sin embargo, la información aquí presentada fue obtenida del procesamiento de datos en 20 estaciones, obtenidas de Miller, (1976) y Johnson, (1976). De esta manera se logró mayor detalle en la caracterización.

Con estos datos se elaboraron los cuadros que se muestran en el apéndice, número 1 a 12, en los que se indica el grado de aridez, la situación geográfica, altitudes, condiciones térmicas y pluviométricas. En algunos casos se señalan otras características climáticas, como evaporación, número de días con fenómenos meteorológicos especiales como precipitación apreciable, inapreciable, nubosidad, etc, según su disponibilidad.

Como se observa en estos cuadros, la información climática de algunas regiones es muy escasa, lo cual es uno de los principales problemas para el estudio del tiempo y clima de las zonas secas del mundo (Reitan & Green, 1968).

La falta de observaciones de parámetros meteorológicos no necesariamente es privativa de los desiertos; otras regiones del mundo sufren el mismo problema; en la mayoría de las zonas áridas, debido a lo pequeño de las poblaciones y bajos niveles de actividad económica, los datos generalmente son menos adecuados

que para las regiones más húmedas y prósperas. Sobre este aspecto Reitan y Green, (op. cit.), hacen un análisis sobre la disponibilidad de los datos climáticos de las zonas áridas del mundo a nivel regional, e indican que en el sentido más amplio, dicha información climática puede ser determinada en las cartas mundiales de temperatura y lluvia que existen. No obstante, cuando se trata de estudiar un desierto específico, no se cuenta con información adecuada para describir las condiciones en forma precisa o para evaluar el grado de variabilidad.

Algunas zonas áridas del mundo, ya cuentan con estaciones de investigación para diversos estudios. Entre los datos que recopilan están algunos parámetros meteorológicos. A continuación se indican algunas de estas zonas que cuentan con alguna estación de este tipo.

Desierto	Estación
Karakum (Asia Meridional)	Establecida desde 1912. Sus coordenadas son 38°34'N 63°11'E y 190 m. de altitud.
Kazakhtan Central (Asia Meridional)	Llamada Tereskent, localizada al norte del Mar Aral, entre Aral'sk y Chelkar, a 65 Km del primero y a 78 m. de altitud.
Región del Pamir (Asia Central)	Localizada a 3864 m. de altitud aproximadamente a 220 m. arriba del río Murgab, sureste de la República de Tadjikstán (URSS).
Namib (Costa suroeste de Africa)	Fundada en 1963. Se localiza en Gababeb, a 55 km de la costa, 100 km al sureste de la Bahía de Walvis. A 23°34'S, 15°03'E y 410 metros de altitud.
Sonorense (Porción correspondiente al suroeste de EU.)	Tucson, Arizona. Fundada en 1903.
Chihuahuense (Región norte centro de México)	Laboratorio del Desierto, localizado en la Reserva de la Biósfera de el Bolsón de Mapimí. La reserva se localiza en el estado de Durango, próxima al vértice formado por los límites de los estados de Durango, Chihuahua y Coahuila, entre los paralelos 26°29' y 26°52' y los meridianos 103°58' y 103°32'. La altitud oscila entre los 1,100 y los 1,350 msnm.

En general, se reconocen trece principales desiertos en el mundo Claudsley-Thompson (1979), McGinnies (1968).

Desierto	Superficie (km ²)
- Sahara	9,100,000 (incluye al desierto de Somali-Chalbi).
- Somali-Chalbi	
- Australia	3,400,000
- Turquistán	1,900,000
- Arabia	2,600,000
- Norteamericano (incluye los de la gran Cuenca, de Mojave, Sonorense y Chihuahuense)	1,300,000
- Monte-Patagonia (Argentina)	670,000
- Thar (India)	600,000
- Kalahari-Namib (suroeste de Africa)	570,000
- Takla-Makan	520,000 (incluye al Gobi)
- Gobi	
- Iraní	390,000
- Atacama-Peruano (Chile y Perú)	360,000
T o t a l :	21,410,000 Km².

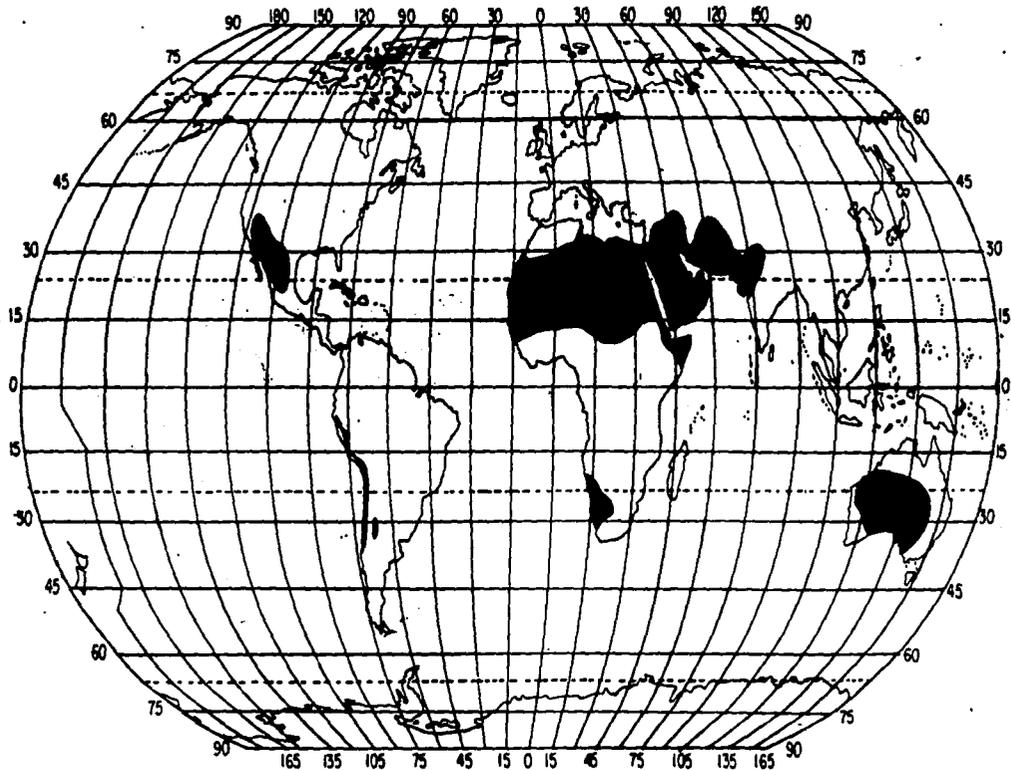
En los cuadros de características climáticas elaborados para el presente trabajo, las zonas áridas se dividieron, de acuerdo con el elemento temperatura: desiertos calientes y desiertos templados (fríos).

Desiertos calientes.

Esta división climática, frecuentemente utilizada, separa a las zonas áridas de las latitudes medias de aquellas situadas en las latitudes bajas. Goudie and Wilkinson, (1977), definen o consideran como desiertos calientes aquellas zonas áridas que se localizan en los trópicos y subtropicos, a altitudes relativamente bajas.

Evenari (1985), considera como desiertos calientes a las áreas indicadas en los mapas de Meigs (*op. cit.*), con los números 1, 2, y 3 en el primer dígito, que señala a la temperatura media del mes más frío entre 0° y 10°C (1), 10 y 20°C (2) ó 20° y 30°C (3). El segundo dígito para las zonas desérticas calientes es 3 ó 4, que señala a la temperatura media del mes más caliente entre 20° y 30°C (3) o más de 30°C (4).

Usando los mapas homoclimáticos de Meigs (1 - 5) se delimitaron las siguientes áreas como desiertos calientes. Todas ellas juntas hacen del 13 al 14% del total de la superficie del mundo (mapa no. 6). La superficie que ocupan algunos de ellos, se



LOS DESIERTOS CALIENTES

MAPA 6

muestra en el cuadro no. 13 del apéndice.

- El Sahara central y las áreas que lo circundan al norte y sur, incluye el desierto Sahel-Sudanés.
- Los desiertos del sur de Africa (Namib, Karoo y Kalahari).
- El extremo suroeste de Madagascar.

- Los desiertos del Oriente Medio (Sinaí, Negev, desiertos de Siria, Irak y norte de Arabia).
- El desierto árabe.
- El desierto de Thar.
- Los desiertos australianos.
- Los desiertos norteamericanos (Mojave, Sonorense y chihuahuense).
- Desiertos de América del Sur (peruano, Atacama y Monte).

Como se observa en el mapa 6, los desiertos calientes se sitúan aproximadamente entre los 15° y 40° de latitud Norte y Sur.

Las características climáticas de estas zonas se muestran en los cuadros 1 - 7C (Apéndice).

Desiertos templados (fríos)

Se caracterizan por una considerable variación estacional de las temperaturas; las precipitaciones, en caso de que ocurran, suelen ser en estado sólido, y la humedad en el suelo, generalmente, se congela. La mayoría de las zonas que presentan estos climas se encuentran en el interior de los continentes donde, sin la influencia moderadora de los océanos, se presentan amplias fluctuaciones térmicas diarias. Sin embargo, la localización en el interior de los continentes, no es un requerimiento para originar dichos climas, como ejemplo se tiene en América del Sur el Desierto de Patagonia, Argentina.

En otras palabras, las zonas áridas de latitudes medias son aquellas, que en forma consistente, experimentan temperaturas invernales por abajo de 0°C. De este modo, la nieve se acumula por lo menos unos cuantos días, y es poco frecuente que permanezca por algunos meses.

Es importante aclarar que han sido incluidas dentro de este grupo, aquellas áreas que además de presentar las características térmicas mencionadas, reciben menos de 200 mm. de precipitación promedio al año (zonas áridas), y aquellas que reciben entre 200 y 500 mm. de lluvia promedio anual (zonas semiáridas) (West, 1983).

En el presente trabajo se ha evitado usar el término "desierto frío", debido a que éste es frecuentemente empleado para designar las áreas polares.

De acuerdo con los mapas de Meigs, dentro de este grupo se incluyen aquellas áreas secas del mundo indicadas por los números 0 ó 1 en el primer dígito, que señala a la temperatura media del

mes más frío menor a 0°C (0), entre 0° y 10°C (1). El segundo dígito para los desiertos templados es 2 6 3, que señala a la temperatura media del mes más caliente entre 10° y 20° C (2), 6 entre 20° y 30°C (3).

Las características climáticas de dichas zonas se muestran en los cuadros indicados con los números del 8 al 12.

Como se observa en el mapa no. 7, tres áreas del mundo están incluidas en el grupo: Asia Central y Meridional, el oeste interior de los Estados Unidos en Norteamérica y parte de la región de Patagonia en Argentina.

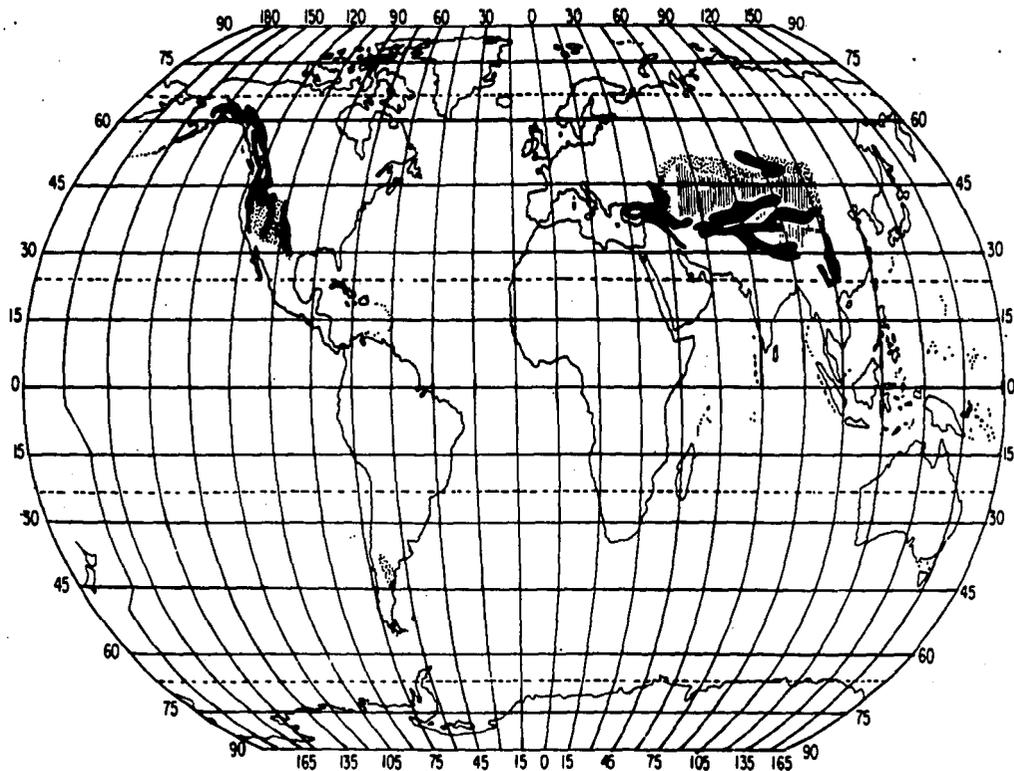
La porción oriental de Eurasia Meridional tiene la mayor extensión, alrededor del 84% del área total, (4,900,000 km²). La información climática de dicha área, es muy escasa, lo que se debe, en parte, a que la red de comunicación es pobre y, a la falta de un mayor número de investigadores dedicados al estudio de la zona.

Las porciones templadas áridas y semiáridas de norteamérica constituyen alrededor de 800,000 km², que es aproximadamente el 8% de los Estados Unidos, el 3% del continente y el 13% de las zonas áridas y semiáridas templadas del mundo. Probablemente, debido a la alta densidad relativa de científicos, especialmente en las últimas décadas, hay mayor información climática de esos ecosistemas que en sus contrapartes del mundo.

La porción semiárida templada de América del Sur, es la más pequeña, tanto sobre bases absolutas (alrededor de 149,000 km²) como sobre bases relativas (3%). Solamente una información climática básica de la zona está disponible en la actualidad. Muy pocos científicos han trabajado en esas áreas. La superficie que ocupan algunas de ellas, se muestran en el cuadro no. 14 (Apéndice).

Como se observa en el mapa no. 7 estas áreas se localizan entre los 28° y 50° de latitud. Ninguna, con excepción de la Patagonia, tiene contacto con el mar. La altitud promedio del área de la Patagonia es menor que en sus homólogas del Hemisferio Norte, en donde casi todas las zonas áridas templadas de Norteamérica sobrepasan los 1,000 m. de altitud. Gran parte de las porciones occidentales de las zonas áridas y semiáridas de Eurasia se encuentran también a altitudes relativamente bajas; en cambio, en las porciones sur y este, se alcanzan altitudes muy grandes.

Todas las regiones áridas del hemisferio norte, están limitadas en su porción septentrional por pastizales. La vegetación arbórea se presenta a mayores altitudes, ya sea en eminencias aisladas, o en las montañas que bordean las áreas. Los desiertos calientes bordean por el sur a los templados del Hemisferio Norte y se localizan al noroeste de la Patagonia en Sudamérica. Los límites occidentales y orientales de las zonas áridas del Nuevo Mundo, los constituyen grandes cordilleras que



MAPA 7. DESIERTOS. TEMPLADOS

- Montañas
- Areas con clima árido-templado, con
Inviernos fríos
- Areas con clima extremadamente
árido-templado

los aislan de las costas; en cambio, la Patagonia está limitada por el mar al este y es el único desierto templado en el mundo que llega hasta una costa oriental. La zona árida y semiárida templada de Norteamérica es aproximadamente cinco veces más grande que la de Patagonia.

En Eurasia, el pastizal muestra la transición occidental y oriental del desierto a otros climas; en cambio por el sur las zonas áridas están limitadas por altas montañas.

D. ANALISIS COMPARATIVO

Como se observa en el cuadro No. 16, la precipitación media anual de los desiertos calientes varía de cero o cerca de cero (desiertos costeros de América del Sur, Sahara Norte, etc) a unos 600 mm (Argentina). Es un intervalo muy amplio si se toma en consideración que muchas áreas del globo con 400 y 600 mm de lluvia anual no son desiertos. Es obvio, que la cantidad de lluvia sola no es indicativa de un desierto.

El rasgo sobresaliente de los desiertos calientes es la extrema variabilidad espacial y temporal de la lluvia, característica de gran importancia biológica, ya que solamente algunas plantas y animales han sido capaces de sobrevivir en dichas regiones. Entre las plantas se pueden mencionar las que son capaces de utilizar las fuentes de humedad como el rocío o neblina, fenómenos comunes en algunas áreas calientes.

Una forma de cuantificar la incertidumbre de la lluvia es a través del coeficiente de variación, el cual es calculado por diversas maneras [lluvia máxima anual dividida entre la mínima (M/m); la desviación estandar como un porcentaje de la lluvia anual promedio, etc]. En los desiertos calientes, esos coeficientes son extremadamente altos; el cociente M/m varía, por lo general, de 6 a 20, aunque llega a presentar valores de 100 o más en algunos casos. Los valores correspondientes al coeficiente de variación fluctúan entre 35 y 70%, con valores extremos de 150% y más (Evenari, 1986). Para México los valores son del orden de 25 a 75% y aún mayor a 75% en algunas zonas (García, 1989).

En general, la variabilidad es inversamente proporcional a la cantidad de lluvia, debido a ello las isoyetas en las zonas áridas se "mueven" de un año a otro sobre grandes distancias, factor de suma importancia para cualquier actividad humana que se desarrolle en esas áreas.

La isoyeta de 100 mm en el Sahel, por ejemplo, se movió del paralelo 18°N (1941/42) al paralelo 23°N (1951/52), casi 600 km, mientras que los valores correspondientes a la isoyeta de 400 mm se desplazaron de los 15°N a los 16°N, lo que prueba la relación inversa existente entre la variabilidad y cantidad de lluvia.

En México, Gómez en 1987 hizo un estudio de la variación climática en la porción septentrional del estado de Tamaulipas,

la cual presenta clima árido BS₀ en el norte y semiárido BS₁ en el sur, obtuvo, que en 1958 el clima fue subhúmedo en sus tres variantes (w₀, w₁ y w₂), en cambio el año de 1962, presentó climas muy áridos BW y áridos BSO.

En todos los desiertos, el número de días con más de 0.1 mm de lluvia al año es muy bajo y variable. En los desiertos más extremos (Antofagasta, Chile: de 20 años de registro, 17 carecieron de precipitación), el número promedio de días con precipitación es una fracción de la unidad al año. En los desiertos menos extremos el número de días con precipitación apreciable se sitúa entre 4 y 45 con un valor promedio entre 15 y 20 (Evenari, *op. cit.*)

La variabilidad es grande en Avdat (Israel), por ejemplo, durante un periodo de 17 años el número de días con precipitación fluctuó de 10 a 30.

En México, el número de días con precipitación apreciable al año, es menor de 20 en las zonas muy áridas, de 20 a 40 en las áridas y de 40 a 60 en las semiáridas (Vidal, 1989).

Otra característica típica de todos los desiertos calientes es la ocurrencia de aguaceros irregulares repentinos, los cuales producen grandes cantidades de agua que caen con una gran intensidad. Un ejemplo reciente en el Negeb, prueba este punto: el 5 de octubre de 1979 cayeron 14 mm de precipitación en Mashabe Sadeh en 7 minutos; en el desierto del Thar, ha sido reportada una lluvia de alrededor de 500 mm en un día; en Australia, cantidades de 100 a 300 mm también en un día. En el surcoeste de Madagascar, se han presentado años en los cuales la precipitación total anual se ha concentrado en forma de fuertes aguaceros durante un mes siendo el resto seco, es una de las razones por la que esa zona es considerada un desierto caliente a pesar de su precipitación media anual relativamente alta.

La razón de esos aguaceros cortos y de gran intensidad es que la mayoría de las lluvias de las zonas áridas son causadas por celdas convectivas locales, con un diámetro de 5 a 10 km. La precipitación frontal ciclónica es rara y ocurre principalmente en los límites norte y sur de los desiertos (Evenari, *op. cit.*).

En el presente trabajo, se analizó la precipitación diaria de tres años húmedos de la estación Monterrey, México, con clima semiárido BS, y se encontró que el 67.5% de la precipitación de agosto de 1909 se presentó en tres días; el 81.3% de la lluvia de septiembre de 1938 en dos días; también recibió el 92.2 % del total de septiembre de 1988 en dos días; en estas fechas el río Santa Catarina se desbordó, causando graves daños a la población; los copiosos aguaceros están relacionados con perturbaciones ciclónicas tropicales.

La variabilidad de la lluvia también se nota a nivel estacional, en lo que se refiere a la longitud de la estación lluviosa y a la fecha de la primera y última lluvia de la

temporada. En Bataques, México (D. Sonorense), con régimen de lluvias de invierno, en 1962/63 la estación lluviosa duró 2 meses, mientras que en 1979/80, 6 meses.

Esas características son de considerable importancia para la vegetación, debido a que la eficiencia biológica de la lluvia depende en gran medida del termoperiodo y del fotoperiodo, los cuales difieren grandemente de octubre a enero y de febrero a mayo.

La gran variabilidad de la precipitación mensual se muestra claramente en las estaciones Avdat (D. Negev) y San Luis Río Colorado (D. Sonorense). En la primera no hubo lluvia en diciembre de 1961, en ese mismo mes, pero al siguiente año, cayeron 129.6 mm, cantidad mayor que la lluvia anual. En San Luis Río Colorado, octubre de 1972, registró 135.1 mm, el 57.7% de la anual, al año siguiente ese mes no llovió; en diciembre de 1967, un mes con una lluvia media de sólo 11.6 mm, cayeron 148.0 mm, 34% de la anual.

Otra importante variable temporal de los desiertos calientes es el lapso entre dos "pulsos" de lluvia biológicamente efectivos y consecutivos, si se toma en cuenta, la definición de "lluvia efectiva" de Monod (1973, citado por Evenari, 1985), como aquella que humedece al suelo a tal grado que favorece la germinación de la semillas y se da la sobrevivencia de las plántulas. En los desiertos calientes extremos la separación de esos "pulsos" puede ser de muchos años, en los menos extremos puede reducirse desde días a años.

La efectividad de la lluvia para el inicio de la germinación depende, también, de las condiciones medio ambientales que siguen a la lluvia. Por ejemplo: en el desierto de Negev, con 25 años de observaciones continuas, se registraron las lluvias de 1962/63 (28.00 mm) y 1983/84 (29.5 mm) a pesar de haber tenido casi la misma cantidad de lluvia los dos años difieren bastante respecto a la germinación de semillas. En 1983/84 prácticamente no hubo semillas germinadas de ningún tipo de planta, mientras que en 1962/63 hubo dos periodos de germinación. La razón fue que en el primer caso los dos días en los cuales cayeron 7.2 mm (enero 16) y 7.6 mm (marzo 13) fueron seguidos de inmediato por un periodo prolongado de viento caliente (Khamsins), que secó de 5 a 6 cm de suelo en muy corto tiempo. En 1962/63, 10.5 mm (febrero 10) y 5.2 mm (febrero 24), dispararon la germinación debido al tiempo fresco y húmedo que le siguió a la lluvia, no se presentó el viento cálido (Khamsin).

Los rasgos cuantitativos y temporales de la lluvia considerados son comunes a todos los desiertos, difieren básicamente, sin embargo, en cuanto a la estación de lluvia. Hay desiertos o partes de desiertos con lluvias de verano o de invierno, pocas áreas desérticas con lluvias en verano e invierno y algunas con lluvias no estacionales, esto es, desiertos en los que la lluvia puede caer en cualquier mes del año. En algunos desiertos hay un cambio gradual de la lluvia de invierno a verano o viceversa ya

sea de sur a norte o de este a oeste. Es obvio que la estacionalidad de la lluvia es de suma importancia biológica pues si llueve en la época fría del año, cuando la evaporación es menor, el clima, aún con menor precipitación puede ser más eficiente para el desarrollo de las plantas que cuando las lluvias son en verano.

Los desiertos calientes más secos son: el Peruano-Chileno, Rub Al Khali (Arabia), Sahara Central y de Namib.

Otro fenómeno pluvial típico de los desiertos extremosos es el conocido como "fantasmas" de las tormentas de lluvia, en que las lluvias se evaporan antes de alcanzar el terreno.

Según Meigs (op. cit.), los desiertos calientes extremadamente áridos son: costa oriental de Baja California Norte (D. Sonorense), Peruano-Chileno, Rub Al Khali, costa suroccidental de la península de Arabia, Sahara Central y el de Namib.

Niebla.

Hay sólo cuatro regiones desérticas donde la niebla es un fenómeno regular: las partes centrales del Namib, la región Peruano-Chilena, Baja California y la costa desértica de Madagascar. Walter (1986) menciona que se obtienen de depósito de las gotas de nubes el equivalente de 4 a 50 mm al año (D. Namib) y Weger (1986) indica alrededor de 300 mm anuales (D. Karoo).

Al contrario de esos desiertos el de Baja California no presenta una zona de niebla bien desarrollada (MacMahon & Wagner, 1985).

Esas cantidades son fuentes de agua importantes para todas las plantas capaces de condensar y absorber la niebla (Monod, op. cit.). Hay al menos una planta, Prosopis tamarugo en el desierto de Atacama, que podría absorber agua de neblina y transportarla al suelo, para más tarde reabsorberla.

Rocío.

Hay pocas mediciones de este parámetro, disponibles para los desiertos calientes, a pesar del hecho de que el rocío, como la niebla, son importantes fuentes de agua para las plantas, como líquenes y algas y para algunos animales.

El rocío es reportado del interior del Namib, Kalahari y Karoo, Baja California, costa suroeste de Madagascar y el Negev.

Parece que hay una relación inversa entre el grado de "continentalidad" de un desierto dado y su rocío.

Temperatura.

Todos los desiertos calientes tienen una temperatura máxima absoluta de 40°C o más. para la mayoría de ellos la máxima se

coloca entre 45° y 47°C, el valor más alto observado fue de 58°C en el desierto Libio.

Las temperaturas medias anuales, sin embargo son diferentes para los diversos tipos de desiertos calientes. Las franjas costeras del Namib y del Peruano-Chileno están caracterizados por valores medios bajos, de 16° a 19°C, con oscilaciones mensuales muy pequeñas y la mínima absoluta por arriba del punto de congelación.

La parte desértica de Madagascar y el Sahel son los desiertos calientes con temperaturas medias anuales más altas, de 25° a 28°C y sin heladas, pero difieren en sus regímenes térmicos. Debido a su posición geográfica, Madagascar tiene la temperatura media más baja de todos los desiertos (19° a 22°C) y las oscilaciones también más cortas, su régimen térmico es más uniforme que el del Sahel.

La temperatura media anual de los otros desiertos es mayor que 20°C, con oscilaciones de 20° a 25°C. La mínima absoluta se coloca abajo del punto de congelación y puede alcanzar valores tan bajos como -6° a -12°C.

Al contrario que la precipitación, las fluctuaciones de la temperatura media de año a año son muy cortas en los desiertos calientes. Para la estación Avdat, por ejemplo, donde la temperatura media anual es de 18°C, la media más alta fue de 18.9°C y la más baja 17.3°C, es decir, que en esas regiones las isotermas son mucho más estables que las isoyetas.

II. CLASIFICACION DE LOS DESIERTOS DEL MUNDO Y DE MEXICO CON BASE EN LAS CAUSAS CLIMATICAS QUE LOS ORIGINAN.

Cloudsley-Thompson, Logan, Reitan y Evenari, García, Mosiño, entre otros, indican que las zonas áridas del mundo se originan en principio por causas climáticas, las que se pueden sintetizar en cuatro:

- A. Posición latitudinal.
- B. Corrientes oceánicas y surgencias de aguas frías.
- C. Efectos orográficos.
- D. Posición en el continente.

A. POSICION LATITUDINAL

Esta primera causa está relacionada con la circulación general de la atmósfera. La mayoría de las zonas áridas del mundo se localizan entre las latitudes de 20° a 40° norte y sur. Estas grandes extensiones de desiertos son el resultado de los patrones de circulación del aire a nivel mundial, los cuales desarrollan cinturones semipermanentes de alta presión cerca de los trópicos. Dentro de esos cinturones o "caldas" el aire tiende a descender de grandes alturas hacia la superficie.

Como este aire ha permanecido bastante tiempo a considerables alturas, al principio de su descenso es muy frío y muy seco. A lo largo de su trayectoria hacia la superficie de la tierra, su temperatura se incrementa en forma considerable a través del proceso de calentamiento por compresión; la tasa de calentamiento adiabático es de 1°C por cada 100 metros de diferencia en altura. En consecuencia, el aire al llegar a la superficie de la Tierra se encuentra muy caliente, muy seco y es incapaz de producir precipitación.

El descenso de aire tiene lugar, con igual intensidad, tanto sobre la tierra como sobre los océanos y produce condiciones atmosféricas de aridez similares. Por tanto, sobre el mar, cerca de los trópicos, existen condiciones de extrema aridez, a pesar de las vastas cantidades de agua. Solamente las capas más bajas de la atmósfera (a menudo sólo los primeros diez metros) presentan alguna modificación en el contenido de humedad, debido al enfriamiento al final de la noche, produciendo rocío.

Los desiertos que se originan por esta causa, Logan (1968), los ha clasificado como desiertos subtropicales. Los del hemisferio norte incluyen el Sahara Central, así como el área norte y sur que lo circunda, incluye el desierto Sahelo-Sudanés; las zonas áridas del Oriente Medio (Sinaí, Negev, desiertos de Siria, Irak y norte de Arabia); el desierto árabe, el desierto de Thar, en el Viejo Mundo. El desierto de Mojave, E.U., en el Nuevo Mundo. Su contraparte en el hemisferio sur, comprende el Kalahari del sur de Africa, los desiertos Australianos y pequeñas áreas del oeste de Argentina.

En México, las zonas muy áridas del norte y noroeste, conocidas como parte de los desiertos Sonorense y Chihuahuense también pertenecen a este grupo. Debido a ello se consideró importante indicar algunas condiciones térmicas, de humedad y pluviométricas que presentan los denominados desiertos subtropicales.

Condiciones térmicas

La transparencia del aire seco, ya sea sobre el mar o la tierra, permite la rápida penetración de la radiación solar con un mínimo de alteración por la poca selección y la gran difusión de las longitudes de onda corta de la energía radiante incidente. Como resultado, muy poco calor proveniente de la insolación es absorbido directamente por la atmósfera. La recepción de la energía solar por el suelo es, por consiguiente, muy grande, y las temperaturas se incrementan.

Cantidades similares de energía son también recibidas por la superficie del mar, pero aquí la temperatura aumenta más lentamente debido al alto calor específico del agua, al movimiento (el cual rápidamente distribuye el agua calentada a través de la masa), y a la profundidad a la cual la energía de la insolación puede penetrar en el agua (Barry, 1978).

Sobre las superficies terrestres, el suelo muy caliente, emite calor en forma de ondas largas (radiación terrestre), el cual es absorbido, en parte, por las capas atmosféricas cercanas a la superficie (CO_2 , oxígeno, partículas de polvo, vapor de agua, etc.), dando lugar a un aumento de la temperatura del aire. Así, las altas temperaturas registradas en las áreas desérticas se producen directamente por emanaciones de calor provenientes del suelo que ha sido previamente calentado por el sol.

Después de la puesta de sol, la entrada de energía termina, pero la salida de la energía terrestre continúa. Como resultado, gran parte de la energía recibida durante el día se disipa al espacio por la noche, a través del aire seco y claro. Tanto las temperaturas del suelo como las del aire descienden rápidamente, alcanzando valores mínimos. Es por ello que los días en los desiertos subtropicales son muy calientes y las noches van de frescas a frías, produciendo una oscilación térmica diurna muy grande.

Aunque las temperaturas invernales son notablemente menores que las de verano, rara vez se alcanza el punto de congelación; la mínima tiende a estar alrededor de 5°C . Es ésta la característica de inviernos benignos, que separa los desiertos subtropicales de las latitudes medias de los desiertos de las latitudes altas. Un buen ejemplo de las condiciones de los desiertos subtropicales son: Yuma, Arizona y Hermosillo, Son. en el desierto de su nombre, la primera localizada en el SW de Estados Unidos y la segunda en el NW de la República Mexicana.

Las temperaturas, normalmente, disminuyen con la altitud; por tanto, las áreas de moderada altitud (desierto de montaña y mesetas: desiertos de El Monte de Argentina por ejemplo), tienen regimenes térmicos más frescos que los mencionados anteriormente, lo cual es más evidente en las temperaturas mínimas invernales (-2.3°C): las condiciones de congelación son comunes en tales áreas, aunque los días son normalmente de templados a calurosos y la recepción de insolación es muy grande. La zona árida de El Puna, al noroeste de Argentina, recibe en promedio anual 3,000 horas de insolación (8 h/día) (Prohaska, 1976).

Estación	Latitud	TEMPERATURA °C				Oscila ción Mensual
		Media del mes más caliente (Julio)	Promedios Máx. Mín.	Absoluta Máx. Mín.		
VERANO (Julio-Agosto)						
Yuma, Arizona	32°35'	33°	41° 24°	50.6°		17°
Hermosillo, Sonora	29°04'	33°	39° 24°	47.5°		15°
INVIERNO (Dic.-Feb.)		Del mes más frío (Enero)				
Yuma, Arizona		12°	20° 3°	-5.5°		17°
Hermosillo, Son.		17°	24° 9°	-1.2°		15°

El drenaje del aire se vuelve más pronunciado en las noches de calmas invernales, ya que el flujo de aire frío que desciende de las laderas es más continuo y da lugar a que la temperatura sobre éstas sea más alta (semicálida) durante toda la noche, mientras que el aire frío, acumulado abajo, produce condiciones anormalmente frías en el fondo de los valles.

El desierto de Kalahari del Sur de Africa, situado a 900 msnm, en promedio, pero caracterizado por presentar extensas áreas planas, tiene un drenaje del aire mínimo, lo que da lugar a que las mañanas invernales se vuelvan frías, con valores de subcongelación. Las temperaturas del medio día también son reducidas por la altitud, con la máxima diaria invernal de aproximadamente 18°C (Werger, 1986).

Las condiciones térmicas de los llamados desiertos subtropicales se muestran en el cuadro no. 15.

Condición de humedad y precipitación.

En la mayoría de los desiertos subtropicales, la humedad relativa es muy baja a través del año (D. Victoria, Australia, registra una humedad de 33-58% al año a las 09:00 hs.); la media de evaporación es extremadamente alta (3633 mm. de promedio anual). El punto de saturación rara vez se alcanza, y el rocío, heladas y neblinas no se presentan excepto en algunos días después de las tormentas, cuando el suelo húmedo puede saturar localmente las capas atmosféricas cercanas a la superficie por periodos cortos de tiempo (Gentilli, 1971).

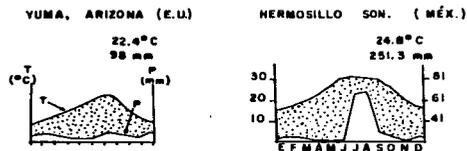
El calentamiento del suelo puede ser irregular debido a la absorción variable de la insolación por las diferentes texturas y colores de la superficie. Durante el mediodía, el aire sobre las áreas más calientes, presenta movimientos convectivos ascendentes, con corrientes de aire subsidentes sobre superficies menos calientes. Este intercambio vertical se desarrolla a alturas menores a los diez mil metros durante los días de verano, temporalmente interrumpido por la vigente subsidencia general normal. Después de la puesta del sol, el movimiento convectivo cesa y la subsidencia general continúa.

A pesar del continuo ascenso vertical de aire y de su enfriamiento, las corrientes rara vez producen nubes debido a su baja humedad. Cuando se presentan lluvias, estas son de tipo convectivo, tormentas violentas de corta duración; su origen está en la invasión de masas de aire húmedo procedentes de otros lugares; suelen ser poco frecuentes; en algunas áreas como en el desierto de Libia se presentan con intervalos de varios a muchos años, lo cual es un caso extremo, ya que en la mayoría de los desiertos se registran algunas tormentas de este tipo al año (Le Houérou, 1986).

Yuma, Arizona y Hermosillo, Son., usadas como estaciones representativas de las condiciones de temperatura de un desierto subtropical, son también de interés para apreciar la precipitación de estas áreas. La lluvia de Yuma, Arizona no solamente es baja, sino también es extremadamente variable en su total anual. Mientras la precipitación media anual es de 98 mm, en 1953 cayeron cerca de 7 mm, y en 1905, 290 mm; se presenta en dos estaciones bien definidas (invierno y verano, con primavera y otoño secos). El resultado es una doble curva caracterizada por dos periodos de máxima precipitación y dos periodos de mínima (fig. no. 1). Debido a su relativa cercanía a la margen boreal de los desiertos subtropicales, Yuma es influenciada, en parte, por la migración de las perturbaciones frontales que comúnmente cruzan las porciones localizadas al norte de los Estados Unidos en invierno.

El frente resulta de la confluencia del aire marítimo procedente del Pacífico con el aire continental polar del interior del continente. Esto generalmente produce lloviznas y lluvias ligeras de larga duración y nieve sobre las montañas más altas.

FIG. 1.



Por su parte, la precipitación de verano en Yuma, es de tipo convectivo, caracterizada por aguaceros violentos asociados con tormentas de corta duración, de tipo local, pero que dan lugar a grandes cantidades de agua, mucha de la cual escurre sobre la superficie. Tales tormentas resultan de invasiones de aire tropical marítimo procedente del Pacífico (García y Trejo, 1990).

La precipitación media anual de Hermosillo, Sonora es de 251.3 mm; la variabilidad de la precipitación se pone de manifiesto con los siguientes datos: en 1924 cayeron 52.1 mm y en 1971 se registraron 398.1 mm. En este sitio se observa que la precipitación cae principalmente en verano, el 74% de la lluvia se presenta en los meses de julio a octubre, y sólo el 17.5% de diciembre a marzo (fig. no. 1). Esta área se encuentra afectada durante todo el año por masas de aire del oeste, que obedecen a la celda de Alta presión del Pacífico ubicada al poniente de la Península de Baja California (Reyes, *et al*, 1984), aunque esta influencia se reduce por causa de la barrera representada por la cadena montañosa de 1 000 a 2000 m. de altitud que, casi sin interrupción, corre de norte a sur a lo largo de la península, lo que repercute en la baja precipitación invernal.

El mecanismo que se considera importante en la producción de lluvias de verano en esta zona, es el de las llamadas "penetraciones de humedad", monzón del Pacífico (Reyes, *op. cit.*), que se generan por la presencia de una masa o conglomerado de nubes convectivas de extensión considerable ocasionada por la llegada de una perturbación tropical a la entrada del Golfo de California. El aire fresco y húmedo, bajo las nubes, avanza acanalado hacia el nornoroeste, a lo largo del eje del Golfo, impulsado por el gradiente térmico que tiene su origen en el calentamiento del aire seco sobre las áreas desérticas y que se manifiesta por la "baja térmica" de Sonora y Arizona. En su avance sobre los suelos caldeados de la región, el aire húmedo se desestabiliza produciéndose las nubes convectivas y los aguaceros en casi toda la superficie del estado de Sonora (Hales, 1972, Jáuregui y Cruz, 1980).

Los totales anuales y los regímenes de lluvia reportados para los desiertos subtropicales se concentran en el cuadro no. 16.

B. CORRIENTES OCEANICAS Y SURGENCIAS DE AGUA FRIA

Existen zonas áridas en el mundo, un tanto paradójicas, pues aunque casi carecen de lluvia, generalmente presentan una alta humedad del aire y condiciones térmicas templadas, a pesar de su localización en el Trópico; en muchos casos, son meramente modificaciones de los desiertos subtropicales ya mencionados. Su falta de lluvia es el resultado de la situación descrita: aire descendente de grandes alturas, carente de humedad que se opone a toda precipitación, presente durante todo el año. Los rasgos distintivos son la humedad alta y la baja temperatura, como resultado de otros factores que serán tratados a continuación.

El agua de mar a lo largo de las costas es extremadamente fría como resultado de la invasión de corrientes marinas frías que se mueven hacia el Ecuador, siguiendo el lado oriental de las grandes cuencas oceánicas; como ejemplos tenemos: la corriente de Bengala en el suroeste de Africa, la corriente de Humboldt a lo largo de la costa de América del Sur, y la corriente de California sobre las costas mexicanas. Las corrientes se han originado en las regiones polares frías, y bordean las costas, pero tienen la tendencia a alejarse de ellas en respuesta a la fuerza de Coriolis, lo que da lugar a surgencias de agua muy fría proveniente de los fondos oceánicos. Las surgencias de agua profunda se presentan cercanas a la playa, lo que da lugar a que el agua se enfríe aún más.

Como ya se mencionó, en las tierras desérticas de los subtropicos, la presión del aire es alta, pero es aún mayor sobre los desiertos oceánicos que se localizan al oeste de los desiertos costeros. El aire semicálido, bastante húmedo por el largo contacto con las superficies oceánicas se dirige de las zonas de alta presión hacia las áreas de baja presión situadas sobre las costas de los desiertos. Como su temperatura desciende por contacto con la superficie fría, el aire es capaz de contener menor humedad y la condensa, formando capas de niebla cerca de la superficie a lo largo de la costa: la bruma, con una humedad relativa de o cerca del 100%, se enfría casi a la temperatura del agua, normalmente de 15 a 18°C.

Sólo una delgada capa (de 150-600 m.) del aire es así afectada. Arriba de esos niveles, el aire subsidente tropical, caliente y seco, prevalece. La situación, donde el aire más frío se encuentra abajo del aire más caliente (lo contrario de la situación normal), es llamada "inversión térmica"; tipo particular de inversión, que resulta del transporte horizontal del aire frío procedente de otro lugar, se llama "inversión térmica advectiva" (Mosíño, op. cit.)

La lluvia normalmente no se presenta debido a varios factores:

- El aire a grandes alturas es seco.
- Los movimientos convectivos son impedidos por la capa de

- aire frío situada cerca de la superficie, y la humedad del aire superficial es también baja en volumen para proporcionar una adecuada fuente de humedad.

La condensación por otro lado, ocurre por la noche, y todos los objetos expuestos a la intemperie son humedecidos por gotas de agua durante ese tiempo. La niebla se presenta en tres situaciones:

- En la costa, a cualquier hora del día o de la noche; denominada "niebla advectiva", ya que se produce por el transporte horizontal del aire frío procedente de los océanos adyacentes.
- En una franja tierra adentro, a corta distancia de la costa (25-65 km.), durante la noche; es la llamada "niebla irradiativa", ya que resulta de la pérdida de calor por la radiación nocturna, lo que ocasiona que la temperatura del aire descienda por abajo del punto de condensación.
- Sobre las laderas de las montañas orientadas al mar, en cualquier momento, puede formarse la niebla denominada "niebla orográfica" o "niebla por movimiento cuesta arriba", cuando el aire es forzado a ascender sobre las laderas. El enfriamiento debido a la expansión puede producir nieblas en las vertientes de las montañas. La "garúa" de Perú, es un ejemplo (Rauh, 1985).

Las estaciones del año tienen poco efecto sobre los desiertos costeros frescos. Las temperaturas invernales en promedio descienden de 3ª a 6°C respecto a las de verano, y la brisa del mar puede disminuir algo durante el invierno, pero en general las condiciones son casi las mismas a través de todo el año.

Debido a su posición sobre la costa y a sus condiciones térmicas templadas, se han denominado "Desiertos Costeros Templados" (Logan, 1968), o bien "Desiertos Neblinosos" (Mosíño, 1983); y son: el Namib sobre la costa suroeste de Africa y el desierto costero de Perú-Chile. Otros casos marginales que también presentan estas condiciones son: la costa noroeste de Africa y el extremo oriental de las islas Canarias; la costa noroeste de Australia y la costa de Somalia. En México, la zona árida sobre la costa del Pacífico en Baja California, también pertenece a este grupo.

El desierto de Namib es considerado el representante tipo de este grupo de desiertos; durante 1956-1957 Logan (1968), estableció allí una serie de estaciones meteorológicas y los datos obtenidos mostraron un buen panorama de las condiciones climáticas normales existentes: la estación de Swakopmund Lighthouse situada sobre la porción costera, presentó 5°C de diferencia entre las temperaturas registradas en el verano e invierno durante el periodo estudiado.

En el verano el aire alcanza el punto de saturación alrededor de las 19 horas y la mínima promedio es de 90%.

En el invierno el 100% de humedad se presenta alrededor de las 8 horas y la mínima promedio es de 77%.

Las condiciones son bastante diferentes en el interior: en contraste con la situación en Swakopmund Lighthouse, los registros de otras dos estaciones localizadas a 42 km (Rossing) y a 122 km (Lintvelt's Poort) de la costa fueron analizados. La primera presenta una altitud de 425 m. y la segunda de 1 140 m; ambas están situadas sobre la Plataforma de Namib, una meseta que sube gradualmente de la costa al pie de los Grandes Escarpados Occidentales (Great Western Escarpment) del sur de Africa, situados alrededor de los 130 km tierra adentro. Como se observa en el cuadro, en el verano, las temperaturas máximas aumentan progresivamente tierra adentro, a pesar del marcado incremento en altitud. Por otro lado, hay poco cambio en las mismas.

Condiciones térmicas en el verano del desierto de Namib		
Estaciones	Temperatura Máxima	Temperatura Mínima
Swakopmund Lighthouse	19.5°C	14.7°C
Rossing	26°C	11.9°C
Lintvelt's Poort	29.3°C	14.2°C

La humedad en verano disminuye marcadamente tierra adentro: el aire saturado está presente durante 19, 11 y 0.2 horas respectivamente. La media mínima de la humedad es de 90, 37 y 21% para las tres estaciones. El invierno es similar, aunque algo más seco: el tiempo que tarda la atmósfera saturada al 100% es de 8 y 6 horas para Swakopmund y Rossing, y casi nunca en Lintvelt's Poort. El promedio de la humedad mínima desciende a 77, 27 y 12% respectivamente.

Dos situaciones excepcionales se presentan en las condiciones climáticas de Namib: lluvias torrenciales y vientos secos calientes del interior.

En muy raras ocasiones en otoño, invierno y primavera se presentan corrientes convectivas que resultan de las diferencias de calentamiento de la superficie. El aire descendente de grandes alturas sobre el Namib (normalmente caliente y seco) pocas veces contiene cantidades considerables de humedad derivada del océano Indico situado en el lado opuesto del continente. Cuando esos dos

fenómenos poco frecuentes coinciden, la convección puede producir tormentas y las copiosas cantidades de lluvia caen en forma torrencial. Tales situaciones sólo se presentan con intervalos de uno a algunos años, ellas sin embargo cuentan en forma virtual para la precipitación total del Namib.

A lo largo de la costa peruana, las lluvias están asociadas con el desplazamiento de la corriente marina fría del sur (corriente de Humboldt) por una contra-corriente marina superficial semicálida que proviene del oeste y se mueve hacia el sur, comúnmente llamada "El Niño", la cual proporciona la fuente de humedad para las lluvias, que son, a menudo, de proporciones devastadoras. En Puerto Chicama, en Perú, por ejemplo, el promedio anual de lluvias en un período de 40 años fue de 4.2 mm, pero en marzo de 1925, un "año de Niño Malo" se registraron 96.4 mm. de lluvia. Esta catástrofe también se presentó en 1971 y 1983, cuando todas las calles de Chiclayo y Piura en Perú, también estuvieron inundadas por días, y los riachuelos que por años no llevaban agua se transformaron en torrentes (Rauh, op. cit.).

Hasta ahora no se conoce algún cambio en la temperatura del agua a lo largo de la costa del suroeste de Africa que afecte en las lluvias del Namib, como en el Perú.

Las condiciones de niebla, alta humedad y condiciones térmicas templadas de Namib están limitadas a las áreas inmediatas a la costa. El aire, que se mueve tierra adentro (brisa diaria), es rápidamente modificado al pasar sobre una superficie terrestre: las radiaciones solares de longitud de onda corta penetran la capa de niebla y son absorbidas por el suelo, el cual se convierte en un cuerpo caliente, que irradia calor en ondas de gran longitud que son absorbidas por el aire, lo que provoca un aumento en la temperatura y la disipación de la niebla.

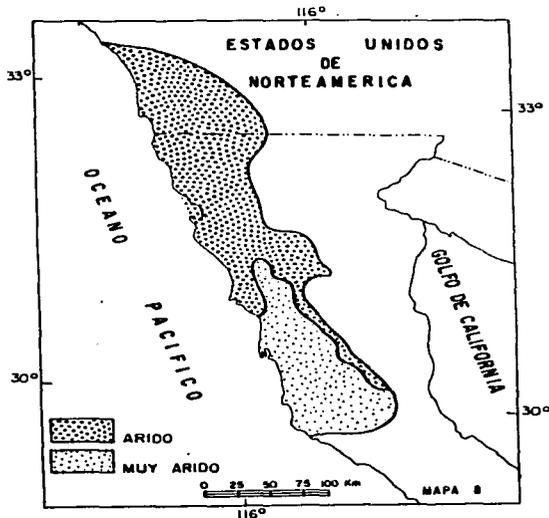
Tocante al desierto de Baja California, como no existen límites climáticos específicos, se consideró conveniente hacer una delimitación en base al clima, así como el indicar algunas condiciones de temperatura y precipitación características del mismo.

Lo anterior se llevó a cabo con los datos de temperatura y precipitación de 22 estaciones. La información fue tomada de la última edición de Modificaciones al Sistema de Clasificación de Köppen de García (1988), y se agruparon de acuerdo a su grado de humedad: en muy áridos BW y áridos BS. Se localizaron las estaciones y se vaciaron los datos de temperatura media anual, precipitación total anual y de clima.

Se trabajó a una escala original de 1:4 000 000, tomando como base los siguientes trabajos de García, et al: "Los climas de la Baja California" (1968), "Carta de climas 1: 2 500 000" (1988), y el de Hernández, (1989) "Condiciones climáticas del Golfo de California y sus Islas".

Para la delimitación se consideraron aquellas zonas áridas y muy áridas afectadas por la inversión térmica; tierra adentro, se tomaron los límites altitudinales de los climas áridos BS y muy áridos BW que corresponden a las curvas de nivel de 1 000 y 900 m respectivamente. Respecto a la extensión del área hacia los Estados Unidos, se consideró pertinente continuarla hasta donde se presentan valores de precipitación total anual menores a 300 mm (aproximadamente la latitud 33°15' Norte).

De donde se obtuvo que el "desierto de Baja California" es una franja costera de aproximadamente 400 km de largo, que abarca el noroeste de la península de Baja California y una pequeña porción del extremo suroeste de Estados Unidos, entre los paralelos 29°45' y 33°15' latitud norte. Presenta dos grados de aridez: una zona árida (BS) al norte y otra muy árida (BW) al sur (mapa no. 8).



DELIMITACION CLIMATICA DEL DESIERTO DE BAJA CALIFORNIA

La zona árida se localiza sobre la costa, entre Cabo Colonet y el límite internacional con Estados Unidos (30°50' y 32°33'N). Se extiende hacia el sur, tierra adentro, hasta arroyo San Juan de Dios (30°15' N), a altitudes entre 0 y 1 800 metros.

Como ya se indicó, al sur de esta zona, se localiza el área muy árida, que abarca hasta el paralelo 29°45', tierra adentro forma una especie de cuña, que se introduce por el sur al área de áridos hasta la latitud 31°20'.

Condiciones de temperatura

La distribución espacial de la temperatura presenta una disposición longitudinal: se observan tres franjas, que se extienden de norte a sur, dos templadas (temperatura media anual entre 12° y 18°C, y una semicálida (temperatura media anual entre 18° y 22°C).

Una de las áreas templadas se localiza a lo largo de la costa entre 0 y 200 m. de altitud, entre Punta San Carlos (22°45' N) y el límite con Estados Unidos; y la otra sobre las laderas oeste y sur de las sierras de Juárez y San Pedro Martir, entre 800 y 1 000 m. de altitud. La zona semicálida se localiza entre estas dos franjas templadas, aproximadamente entre 200 y 800 m. de altitud. En la zona muy árida, estas bandas térmicas descienden en altitud, la semicálida, se ubica entre 200 y 550 m. y la templada de tierra adentro entre 550 y 900 m. aproximadamente. Esto es, en la costa la temperatura que es del orden 16°C, aumenta hacia el interior hasta 18°C o algo más y después disminuye, como es normal, con la altura.

Temperatura Media Anual de las Zonas Térmicas (°C).			
Zona Árida		Zona Muy Árida	
Altitud	t°C	Altitud	t°C
0 y 200 m	16.8	0 y 200 m	16.4
200 y 800 m	18 y 22	200 y 550 m	18.2
800 y 1000 m	16.1	500 y 900 m	16.9°C

En el cuadro se muestran los valores de la temperatura media anual de las franjas templadas, la inversión térmica es más pronunciada en la zona muy árida, donde la temperatura sobre la costa es 0.5°C menor que la situada a mayor altitud.

La inversión térmica se observa con mayor claridad cuando la comparación se realiza entre estaciones meteorológicas pertenecientes a cada una de las zonas en cuestión:

Zona	Estación Meteorológica	Altitud	Temperatura Media Anual
Muy Arida	Las Escobas	28 m	15.6°C
	Rosarito, Sn. Pedro Martir	780 m	16.8°C
Arida	Ensenada	24 m	16.4°C
	Olivares Mexicanos	600 m	16.8°C

La diferencia térmica es mayor (1.2°C) en la zona muy árida que en la árida (0.4°C).

El gradiente térmico es del orden de 0.16°C y de 0.07°C por cada 100 m. de elevación respectivamente.

El origen de la inversión térmica, como se dijo, está ligado a la existencia de la corriente marina fría de California y a la influencia que ejercen sobre ella las surgencias o afloramientos de agua procedente de los fondos oceánicos frente a las costas occidentales de Norteamérica (Roden, 1958).

Otra causa que influye en la disminución de la temperatura del área, es que durante la época del año en que la inversión térmica se encuentra bien establecida, la región se halla cubierta de una tupida capa de nubes del tipo stratus o stratocúmulus, que solamente en ocasiones se rompe sobre tierra y que impide a los rayos solares llegar al terreno.

García y Mosiño (1966), determinaron que la inversión térmica es muy acentuada en verano, pero que tiende a desaparecer en el invierno, en virtud de un cambio general en la dirección de los vientos superficiales reinantes, que son generalmente del noroeste (del océano hacia el continente); en tanto que a grandes alturas predominan frecuentemente vientos del este por largos períodos, lo cual produce un despejamiento general de la atmósfera.

El aclaramiento del aire superficial coincide con frecuentes cambios de viento y mezcla del aire hasta los altos niveles de la atmósfera, debido al paso de frentes fríos en superficie y de vórtices fríos y vaguadas polares en las alturas, lo que explica que la inversión de temperaturas no se forme tan frecuentemente como en el verano.

La tendencia a que de manera mecánica se rompa la inversión de temperatura en el invierno, se refuerza por el enfriamiento del aire desde la superficie hasta grandes alturas, haciendo que la discontinuidad térmica desaparezca por falta de contraste, el cual se atenúa aún más debido al calor proveniente de las (entonces) relativamente tibias aguas de la corriente de California, en cuyo seno dejan de aparecer durante esta época las surgencias de agua fría del fondo oceánico, ya que cesan de soplar en superficie los vientos que las originan. Sin embargo, el calentamiento introducido por la corriente es sólo relativo ya que las profundas masas de aire frío que entran en el área

producen descensos de la temperatura sumamente notables (García y Mosiño, op. cit.).

En el siguiente cuadro se ha tomado al mes de enero como representativo de la época invernal, se puede observar que ya no se presenta la inversión de temperatura durante esta época; ésta disminuye normalmente con la altitud, según un gradiente de 0.5°C por cada 100 m.

Temperatura media del mes más frío (Enero)		
Altitud	Zona Arida	Zona Muy Arida
0 y 200 m	12.1°C	12.9°C
800 y 1000 m	10.0°C	11.4°C

La inversión térmica, muy acentuada en verano, da lugar también a que la oscilación anual de las temperaturas medias mensuales, sean del orden de 10°C sobre la costa, y aumenten hasta 12°C o algo más hacia el interior de norte a sur. lo anterior está en abierta contradicción con el concepto climático de continentalidad, que hace depender a la oscilación anual de la temperatura de la distancia al mar.

Condiciones de precipitación

Como ya se indicó, la escasa precipitación que se recibe en esta región al año, 250 mm en la zona árida y 122 mm en la muy árida, se debe a su localización en la zona subtropical y a la inversión térmica que se forma por efecto de la corriente fría de California y surgencias de agua fría. Tiene su máximo de lluvia en los meses más fríos, por lo que el régimen de lluvias es netamente mediterráneo; la precipitación estival es casi nula. En efecto, el porcentaje de precipitación invernal* es mayor de 36% (54% al norte y 48% al sur) del total anual, cifra que ha sido considerada como indicadora de un régimen de lluvias de invierno y que en el sistema de clasificación climática que aquí se utiliza, que es el Modificado por García (1964), se representa con el símbolo (s).

Durante el verano el aire descendente se encuentra imposibilitado de alcanzar el suelo debido al efecto "escudo" que la capa de inversión ejerce dentro de la zona de influencia de la corriente fría de California; pero al mismo tiempo, debido a la ausencia de nubes de desarrollo vertical, la precipitación es escasa.

* Se ha considerado como meses invernales: enero, febrero y marzo.

En el invierno, cuando desaparece la inversión de temperatura, el aire se torna inestable y favorece la precipitación, añadiéndose a esto el hecho de que en esa época penetran a tierra los vórtices fríos y los frentes térmicos, acompañados de fuertes vientos del oeste y sureste en las alturas que acarrearán, sobre las áreas continentales inmediatas, masas de aire marítimo que producen precipitación. Estos vientos, después del paso de las perturbaciones citadas se tornan frecuentemente del norte al noreste, por lo que, en virtud de provenir del interior del continente son secos y descendentes (García y Mosiño, op. cit.).

Debido a ello, la cantidad de lluvia, durante esta época, aunque aumenta en proporción con la del verano, es escasa, ya que en el norte (zona árida), la precipitación de la mitad fría del año (noviembre-abril) es de 198 mm y en la zona sur (muy árida) es de 97 mm. En cambio, durante la mitad caliente del año (mayo a octubre), en la zona árida se reciben 30 mm y en la muy árida 24 mm.

Como se dijo, una de las características peculiares de esta región es que a pesar de la baja precipitación, la humedad relativa es alta, los valores registrados para toda la región son mayores del 70% en promedio anual. Los mismos valores se presentan en el área subhúmeda de Tepic-Mazatlán.

En general, alrededor de algunos cientos de kilómetros de la costa tierra adentro, los desiertos costeros templados se mezclan con los desiertos subtropicales clásicos, y resulta bastante difícil establecer un límite preciso.

En los cuadros no. 17 y 18 se muestran las condiciones térmicas y pluviométricas de los tres desiertos costeros templados analizados aquí.

C. EFECTOS OROGRAFICOS

Cualquier cambio en la altura de una masa de aire es acompañado por un cambio inverso en su temperatura, con tasa de enfriamiento adiabático promedio de 1°C por cada 100 m. que se ascienda. El aire se ve forzado a ascender cuando incide sobre una barrera de montañas, mesetas o colinas altas, se enfría adiabáticamente y produce precipitación en forma de lluvia, cellisca o nieve. Esta es denominada "precipitación orográfica". La zona de mayor cantidad de lluvia es la próxima al punto donde empieza la precipitación, o sea la próxima al nivel de condensación (barlovento).

La condición ideal para la producción de lluvias orográficas abundantes se presenta cuando una barrera montañosa se encuentra cerca de una costa donde los vientos soplan del mar a la tierra y su dirección general forma ángulo recto con la de aquella.

Por el contrario, el descenso sobre el lado opuesto, es decir a socaire, produce un fuerte calentamiento adiabático en la misma

proporción, que da lugar a una sequedad pronunciada sobre estas áreas. Este fenómeno se ve aumentado a menudo por el hecho de que la condensación de la humedad sobre el lado hacia los vientos (barlovento), resulta en la liberación del calor latente, por lo que el aire a cualquier nivel dado sobre la ladera a sotavento es normalmente más caliente que el mismo aire en el nivel correspondiente del lado a barlovento.

La corriente de aire descendente sobre la pendiente a sotavento es denominada viento "chinook" en el noroeste de Estados Unidos, su equivalente en Suiza es llamado "foehn" (Barry, 1978).

En casi todo el mundo, la variabilidad en la dirección del viento causa que el lado a sotavento de una montaña cambie a barlovento en un momento dado. Así, el "foehn" produce condiciones de extrema aridez, sobre las laderas a sotavento, pero la duración de ésta sólo está en razón del tiempo en que soplan, ya que los vientos en dirección opuesta traen precipitación orográfica para rehidratar el área en días; por lo que el "foehn" no produce aridez en Suiza.

Sin embargo, en ciertos lugares, los patrones de circulación y la configuración del relieve crea situaciones en las cuales las áreas a resguardo de los vientos son pronunciadamente deficientes en precipitación, lo que da lugar a los desiertos originados por sombra pluviométrica.

La persistencia unidireccional de los vientos alisios produce condiciones de fuerte precipitación orográfica sobre el lado expuesto a los vientos y de precipitación deficiente en las laderas a resguardo de los vientos de todas las montañas que se interponen en sus trayectorias. Islas como las Antillas Menores (entre el Caribe y el Atlántico) y las islas Hawaii tienen contrastes pronunciados entre los lados barlovento y a sotavento, con pequeños desiertos locales que ocupan las partes bajas de las áreas a resguardo de los vientos. En algunos casos, estas situaciones son tan pronunciadas y tan localizadas que han sido construidos canales para llevar agua del lado expuesto a los vientos de sotavento, es decir, que la agricultura por irrigación ha sido llevada a cabo sobre las áreas a sotavento, soleadas, pero deficientes en humedad (Logan, op. cit.).

Islas grandes, como Haití y la República Dominicana, presentan la misma situación pero a una mayor escala, con valles a socaire de las montañas, que son secos, y alcanzan el estado de aridez en algunos lugares (como la cuenca de Enriquillo al sur de la Española). Una zona de sequedad pronunciada, de similar origen, es la que ocupa la parte suroeste de Madagascar (Rauh, op. cit.).

En las tierras monzónicas, la yuxtaposición de las cordilleras con la apropiada configuración y orientación, en algunas ocasiones, da lugar a la aparición de desierto ocasionada por sombra pluviométrica. Dichas condiciones se presentan en las

planicies de Mandalay del norte de Birmania y el valle de Cagayan en el norte de Luzon en las Filipinas (Logan, 1966).

A una mayor escala, los desiertos del oeste de Estados Unidos son áreas situadas a la sombra pluviométrica de las sierras en un sentido o en parte. El desierto de Mojave de California, como ya se mencionó, debe su aridez invernal a su posición a resguardo de los vientos del oeste por la Sierra Nevada y Cordillera Transversa. Su aridez de verano, por otro lado, es causada por la presencia de la celda de Alta Presión (del Pacífico Norte), que domina el sur del desierto de Sonora todo el año. Los desiertos de la Gran Cuenca Nevada, Utah, y estados adyacentes deben su existencia a su posición a socaire de la Sierra de las Cascadas al oeste, y de las Montañas Rocallosas al este, los desiertos de Mojave y de la Gran Cuenca son considerados en detalle bajo el rubro de: desiertos de sombra pluviométrica.

En México, las zonas muy áridas del norte conocidas bajo el nombre de desierto Chihuahuense (desierto subtropical), también son afectadas por la sombra pluviométrica ocasionada por las Sierras Madres Oriental y Occidental situadas al este y oeste respectivamente de la Altiplanicie Mexicana.

El efecto de sombra pluviométrica ocasionada por las barreras montañosas se deja sentir prácticamente en todas las áreas interiores del país en donde las montañas se presentan como obstáculos en mayor o menor grado a la penetración de los vientos húmedos del mar. Esta situación, de zonas áridas originadas por sombra pluviométrica, se aprecia claramente en la región del Balsas, valles de San Juan-Perote (Pue.-Ver.), de Tehuacán (Pue.-Oax.) y de Oaxaca.

Los vientos que dominan durante la mitad caliente del año son los alisios del Hemisferio Norte que tienen su origen en la margen sur de la celda de alta presión Bermuda-Azores. Soplan persistentemente del este y noreste provenientes del Atlántico del Norte y del Golfo de México; son vientos húmedos que se ven reforzados en cuanto a velocidad y humedad por las ondas del este y los ciclones tropicales del Golfo de México y del Mar de las Antillas en verano y otoño.

También son propios de la estación fría del año los "nortes" del Golfo de México, masas de aire polar modificado que vienen del norte de Estados Unidos y sur de Canadá e invaden nuestro territorio como vientos fríos y húmedos después de cruzar sobre las aguas del Golfo de México; su dirección presenta un fuerte componente del norte.

La persistencia en dirección de todos los vientos mencionados, unida al relieve complicado de nuestro país, crea áreas de escasa precipitación a la sombra de las montañas que se presentan a su paso; así, las laderas de las sierras inclinadas directamente hacia el rumbo de donde provienen los vientos húmedos son mucho más lluviosas que las laderas contrarias.

Los "desiertos de Australia son también, hasta cierto punto, desiertos de sombra pluviométrica. Ellos se sitúan a sotavento de la Cordillera Great Dividing, que intercepta la humedad de los alisios del Sureste, los cuales podrían producir algo de precipitación en el interior del continente (Gentilli, op. cit.).

Un ejemplo interesante de este tipo de desiertos, es el de la Patagonia, en el sur de Argentina; se localiza al pie de las laderas orientales de los Andes, esto es, al resguardo de los vientos dominantes del Oeste, provenientes del Pacífico. Está expuesto a la invasión de masas de aire provenientes del Atlántico Sur. No obstante las aguas de este océano son tan frías, debido a la corriente de Falkland de la Antártida que provocan poca humedad atmosférica. Debido a esto, el aire procedente del Este, tiene mayor capacidad de producir precipitación (Prohaska, op. cit.).

Es riesgoso generalizar las condiciones térmicas de los desiertos originados por efecto de una sombra pluviométrica, ya que ellos se localizan a diferentes latitudes.

Las islas que se localizan en la trayectoria de los alisios ya mencionados, se sitúan a bajas altitudes y bajas latitudes, presentan de moderada a considerable influencia marítima, y las condiciones térmicas van de semicálidas a cálidas a través de todo el año. Las temperaturas de congelación no se presentan, los inviernos son semicálidos, con la mínima normalmente alrededor de los 12°C y la máxima de 24°C. Los veranos son algo más calientes con la mínima aproximadamente de 18°C y la máxima por arriba de 30°C. No se presentan las temperaturas extremadamente altas de medio día, ni las grandes oscilaciones térmicas diurnas de los extensos desiertos subtropicales. Sin embargo, en algunas áreas remotas del mar, como en la cuenca de Enriquillo de la Española, se han registrados lecturas de más de 43°C (Logan, op. cit.).

En los cinturones secos de las tierras monzónicas las heladas son desconocidas, y las temperaturas de verano son muy altas, con una máxima de 38°C o más por varios meses.

El desierto de la Patagonia está caracterizado por veranos templados y nubosos, e inviernos de templados a fríos, también con mucha nubosidad. Vientos violentos y frecuentes tormentas de polvo se presentan en todas las estaciones (Prohaska, op. cit.).

En el caso del desierto Peruano-Chileno ya descrito, la aridez y el carácter desértico de la costa, es acentuado por la presencia de la Cadena de los Andes y las cordilleras costeras de 500 a 800 m. de altitud, las cuales actúan como barreras que evitan la penetración de los vientos alisios húmedos del Este de la costa. De esta manera, la costa se encuentra situada a la sombra pluviométrica de esas montañas. El desierto Peruano-Chileno es, por consiguiente, al mismo tiempo un desierto de "aire frío" (Corriente de Humboldt) y un desierto de "sombra pluviométrica" (Rauh, 1985).

D. POSICION EN EL CONTINENTE

Durante el invierno, el interior del continente de Asia, debido a su enorme masa continental, su falta de influencia marina y a su localización a latitudes relativamente altas, presenta como resultado días cortos y baja recepción de energía solar, lo que ocasiona una extrema intensidad de frío. Esto, a la vez, origina una gran celda de alta presión, en el centro de la cual el aire es muy frío, continuamente subsidente y extremadamente seco, que es constantemente expelido.

Por otro lado, en verano, el interior de Asia se vuelve cálido como resultado de su enorme masa continental y su falta de influencia oceánica moderadora, combinado con una gran recepción de energía solar, resultante de los días largos de las altas latitudes. Esto induce al desarrollo de enormes centros de baja presión, que provocan que el aire, de los océanos vecinos, se dirija hacia la zona, dando lugar al monzón. Pero el gran arco montañoso que se extiende desde el Este del Cáucaso a través del Hindu Kush e Himalaya al Khyber y otras cordilleras de China, efectivamente evita que el aire cargado de humedad del monzón de verano, penetre al interior del continente. Una imponente situación de sombra pluviométrica es así creada, y hasta el aire procedente del sur y del este es afectado (Walter and Box, 1983).

Cualquier masa de aire que se dirija hacia el interior del continente procedente del norte, no es útil como fuente de precipitación, ya que se enfría al contacto con el agua fría y de la superficie cubierta de hielo del Océano Ártico, cuyo contenido de humedad es muy bajo. Además, el paso de una área fría a una caliente da lugar a un aumento de la capacidad del aire de contener mayor humedad, la cual reduce aun más la probabilidad de precipitación.

El oeste, es el camino abierto a la invasión de grandes cantidades de humedad del Atlántico sobre Europa Occidental en verano. Sin embargo, la actividad convectiva que resulta del calor de la superficie por las que pasan estas masas de aire húmedo, en su trayectoria hacia el este, producen frecuentemente tormentas que disminuyen gradualmente su contenido de humedad. Por tanto, la lejanía de las fuentes de agua, es el factor final en la creación de los desiertos de Asia Central (Walter and Box, op. cit.).

Por estar localizados estos desiertos tan lejos de la influencia moderadora del océano, presentan las características de extrema continentalidad. A pesar de estar localizadas estas regiones a altas latitudes, los lugares de baja altitud presentan veranos extremadamente calientes y con temperaturas máximas mayores de 38°C. En todas las áreas, los inviernos son extremadamente fríos, la temperatura disminuye abajo de los 0°C. La temperatura mínima oscila de -30°C en el Mar Caspio a -50°C en las áreas nororientales.

Aunque menos severos que los desiertos de Asia Central, son los desiertos del Oeste de los Estados Unidos. Como ya se mencionó previamente, estas regiones áridas deben su origen en gran parte al efecto de sombra pluviométrica ocasionado por las barreras montañosas que las rodean, y en el caso del Desierto de Mojave, en parte, a la existencia del Sistema Subtropical de Alta Presión que prevalece durante el verano en estas latitudes. No obstante, por su posición dentro del continente, ellos pueden ser considerados como desiertos continentales interiores.

Por su parte, el origen del desierto Chihuahuense, se debe tanto a la posición que guarda respecto a la faja de alta presión subtropical como al efecto de sombra pluviométrica.

Los desiertos de la Gran Cuenca, experimentan condiciones invernales bastante severas y grandes oscilaciones anuales de temperatura por la falta de la influencia moderadora oceánica. El aislamiento es ocasionado por la situación de las cadenas montañosas que lo limitan.

Estas áreas áridas, se encuentran sujetas a la invasión de aire continental polar procedente del interior de Canadá, lo que da lugar a condiciones invernales bastante frías. La temperatura mínima de enero es generalmente inferior a la de congelación y frecuentemente por abajo de -18°C ; la máxima, rara vez asciende por arriba del punto de congelación. Sólo a bajas altitudes en el extremo sur, las condiciones son algo más suaves; en los lugares protegidos de los valles de Utah, Dixie (el valle del río Virginia), el valle del río Colorado (cerca de Boulder Dam), y el fondo del valle de la Muerte, las condiciones empiezan a aproximarse a aquellas del desierto Sonorense (Bryson and Kenneth, 1974).

Los efectos de continentalidad son también muy evidentes en las condiciones térmicas de verano, particularmente en las grandes oscilaciones térmicas diurnas. La máxima de medio día normalmente alcanza los 38°C en las áreas de los valles, y la mínima generalmente desciende a 12°C .

Grandes variaciones locales se presentan en todas las estaciones, debido a la naturaleza irregular del área y a los efectos resultantes del drenaje del aire, a la tasa adiabática y a los contrastes de insolación.

La precipitación en el invierno es ligera, normalmente cae en forma de nieve. A causa de las bajas temperaturas, frecuentemente la nieve permanece sobre el suelo por largos periodos, lo que hace aparecerlas más copiosas.

La precipitación invernal está relacionada principalmente con las situaciones frontales, producidas por el contacto entre las masas de aire marítimo modificado del Pacífico, localmente desarrollado y masas de aire polar continental canadiense. La humedad es suministrada por las masas de aire marítimo que llegan al área a través de las zonas bajas de las cordilleras que

limitan a estas áreas al oeste.

La precipitación frontal es fuertemente reforzada por situaciones orográficas en las áreas montañosas. Las nevadas sobre las laderas occidentales de las cordilleras más altas, son más copiosas que en las cuencas adyacentes, y la nieve permanece frecuentemente hasta primavera; cuando ésta es fundida por las lluvias, da lugar a fuertes y grandes avenidas. Como un resultado, se tiene que, las montañas más altas son la fuente de la mayoría de los ríos del área, tanto permanentes como intermitentes (Bryson and Kenneth, 1974).

La precipitación de verano es extremadamente incierta y muy irregular en su distribución espacial. El aire húmedo que traspasa las montañas, está sujeto a extrema convectividad (debido a las grandes diferencias térmicas sobre diversos tipos de superficies y diferentes altitudes). Las tormentas producidas así son extremadamente locales y de corta duración, pero a menudo, son violentas y producen grandes cantidades de lluvia. Dichas tormentas tienen una frecuencia mayor sobre las montañas altas, debido principalmente al ascenso de aire sobre las laderas de las montañas: "brisa de montaña" o "brisa de valle", asociadas con la convectividad.

La precipitación total anual es de 120 mm. en el fondo de las cuencas y de 500 mm. y en ocasiones de 1000 mm. sobre las laderas expuestas a los vientos de algunas montañas.

El desierto de Mojave del sureste de California es una transición entre los desiertos de la Gran Cuenca y el Sonorense. Esto es particularmente evidente en las temperaturas invernales, las cuales son críticas para ciertos tipos de vegetación característicos de las zonas desérticas (MacMahon and Wagner, 1985).

Las plantas del tipo suculento, son almacenadoras de agua, y son afectadas adversamente por las temperaturas que descienden por abajo del punto de congelación de los líquidos celulares, generalmente en sitios con temperaturas entre -10°C y -4°C , dependiendo de las cantidades de solutos. Por tanto, la presencia o ausencia de suculentas puede ser directamente dependiente de la severidad de los inviernos fríos (MacMahon and Wagner, op. cit.).

Grandes diferencias locales en temperatura se presentan como un resultado de las condiciones microclimáticas, las cuales son causadas por el relieve local. La mayor parte del desierto de Mojave está dentro de la Cuenca y la Range Province y está caracterizado por amplias cuencas de fondos aluviales separadas por largas y angostas cordilleras de montañas. Un ejemplo típico de éstas, es la de las Montañas Providencia al este del condado de San Bernardino a 2 200 m. de altitud, aproximadamente 1 600 metros más alta que las cuencas adyacentes, cuyos pisos se encuentran alrededor de 600 m. de altitud.

Durante las noches invernales, las temperaturas son controladas principalmente por el drenaje del aire. El suelo y las capas de aire cercanas a él son rápidamente enfriadas después de la puesta del sol por la salida de la radiación terrestre, a través del aire claro y seco. El aire, así enfriado, se vuelve más denso y tiende a descender por gravedad a los valles. El aire frío estacionado en el fondo de éstos produce condiciones más frías que sobre las laderas de las montañas; de esta manera, es creada una fuerte inversión térmica. Las condiciones más calientes se presentan sobre las laderas de las montañas más bajas y alrededor de las cimas de los abanicos aluviales que flanquean las cordilleras.

Un ejemplo de inversión térmica se puede observar en el siguiente cuadro en donde se muestran valores de la temperatura mínima promedio de estaciones situadas en las cuencas de Essex y Kelso, localizadas al este y oeste de las Montañas Providencia en Estados Unidos. Esta información fue registrada por Logan (1968), durante un periodo de 10 días a la mitad del invierno.

Temperatura Mínima Promedio Invernal		
Cuencas	Fondo de la Cuenca	Cima de las montañas (2 200 m.)
Essex (527 msnm)	-3.3°C	-1°C
Kelso (647 msnm)	-1.9°C	-----

Los contrastes de insolación son muy grandes y dependen de la exposición de las laderas; las orientadas al norte son sombreadas y las orientadas al sur soleadas. En las cuencas de los desiertos, debido a la uniformidad de la superficie, casi no hay variación local, pero sobre las laderas con irregularidades que diseccionan a las montañas, la variación es extrema.

Como el invierno es la estación de mayor precipitación, las condiciones más calientes de las laderas sur reducen bastante la efectividad de la humedad de estas zonas, mientras que las condiciones más frías de las laderas opuestas (norte), ayudan en gran medida a la retención de humedad. Esto da lugar a contrastes bien marcados en la vegetación presente en dichas laderas.

Las temperaturas de verano son menos críticas y menos contrastantes. Temperaturas máximas mayores a 38°C y mínimas de 29°C (oscilación de 9°C) se registran en todas las cuencas a través del verano. Las montañas son considerablemente más frías de lo que se pudiera esperar: la cima de las montañas Providencia registran una máxima promedio de 30°C y una mínima de 18°C, lo que da lugar a una oscilación de 12°C durante un periodo de 10 días a la mitad del verano (Logan, 1966).

Esto se debe a que el drenaje del aire es efectivo en el verano, pero no es tan fuerte (por la poca duración de la noche),

ni tan importante como en invierno, ya que las temperaturas no se aproximan a valores críticos. En forma similar, las diferencias en insolación son notables, pero no tan pronunciadas como en invierno, principalmente debido al menor ángulo de incidencia de los rayos del sol en verano.

E. OTRAS CAUSAS

De acuerdo con Trewartha (1961), hay varios lugares en el mundo cuyos climas no están en armonía con el patrón mundial de la circulación general de la atmósfera, sino que se deben a factores locales y/o regionales, lo que él ha denominado "los climas problema" de la tierra, pues su presencia es un tanto atípica.

Este autor, considera que uno de los tipos más comunes de anomalías climáticas, como también llama a estas situaciones, y que son las más difíciles de explicar, es la localización de áreas secas dentro de regiones normalmente húmedas. Muchas de esas áreas son costeras, donde el suministro de vapor de agua tendría que ser grande.

Como ejemplo de estas áreas se pueden mencionar: el noreste de Brasil y el norte de Colombia-Venezuela y Caribe adyacentes. En México, las costas noroccidentales de la península de Yucatán y noreste del país, pertenecen a este grupo de "climas problema".

A continuación, se tratarán de establecer las posibles causas que dan lugar a esos climas secos, aportadas por diferentes meteorólogos locales, así como del extranjero entre los que se encuentra el mismo Trewartha (op. cit.).

La región seca del noreste del Brasil.

El atípico clima seco localizado en el noreste de Brasil es difícil de definir y de limitar por las diversas versiones, basadas en la lluvia y clima que existen al respecto; el área seca varía tanto en extensión y localización de un año a otro, lo que dificulta la definición de los límites periféricos de la región normalmente seca.

La mayor parte de la región seca se encuentra tierra adentro, sólo su extremo norte se extiende hacia la zona de marea a lo largo de un tramo de costa, limitada al oeste por Cabo San Roque.

Una de las causas de la aridez del lugar parece deberse, en parte, a la forma de cuña de América del Sur Tropical, (al sur del Ecuador), que da lugar a que las tierras tropicales localizadas entre los 0° y 15° S, se extiendan hacia el Este, por lo que el noreste de Brasil queda más allá de las áreas estables del Anticiclón del Atlántico sur; lo contrario sucede con las zonas de América del Sur ubicadas al norte del Ecuador, así como con las tierras del Caribe que se encuentran dentro de la celda del anticiclónica del Atlántico norte.

Serra (1946 citado por Ratisbona, 1976 y Trewartha, op. cit.), atribuye la modificación del régimen de precipitación del noreste, a una simetría entre la actividad de las invasiones de aire frío en los hemisferios norte y sur. En años lluviosos las intensas invasiones de aire frío sobre el Golfo de México y el Mar Caribe (nortes) desplazan a la zona intertropical de convergencia hacia el sur. De manera análoga, las simétricas invasiones de aire frío en el invierno del hemisferio sur, se suceden una a otra rápidamente, de tal forma que desplazan al anticiclón del Atlántico sur hacia el mar, debilitan los vientos alisios y permiten que la convergencia y su precipitación se desplacen a la región semiárida.

En años secos se presenta la siguiente situación, en el verano y en el otoño del sur, cuando las invasiones de aire frío del hemisferio sur son débiles, sólo alcanzan al trópico; el frente frío se orienta de suroeste a sureste en el Brasil oriental, de esta forma, el anticiclón del Atlántico invade el noreste junto con los vientos del este y da lugar a tiempo despejado y seco.

Así la principal causa de las lluvias puede encontrarse en el movimiento de la zona intertropical de convergencia hacia el sur sobre el noreste del Brasil ocasionado por las invasiones de aire frío en el este y sur de Brasil; pero cuando este movimiento hacia el sur no se presenta, la sequía ocurre.

Norte de Colombia-Venezuela y Caribe adyacente.

La aridez de esta zona no se ha podido explicar del todo, se han planteado varias posibilidades, las cuales a continuación se mencionan (Snow, 1976 y Trewartha, op. cit.):

- La región en cuestión no es un cinturón continuo, está conformado por áreas aisladas sobre la costa, que se localizan sobre las salientes de orientación este-oeste. Se extienden más allá del litoral, sobre el sur del Caribe, e incluyen las Antillas Holandesas y la Isla Margarita.
- En la región prevalece una subsidencia de aire a escala muy grande y con diferentes grados de intensidad, durante la mayor parte del año, así como una divergencia local. Es importante señalar que dentro del área seca, donde la subsidencia es tan común, la deficiencia de la lluvia no se presenta en las zonas costeras de orientación norte-sur las que reciben los efectos directos de los vientos del este.
- La explicación de las anomalías climáticas del área, se basa en la diferencia de fricción entre la tierra y el mar, que propicia la presencia de la divergencia y subsidencia antes mencionada.
- Probablemente una causa auxiliar para la baja cantidad de lluvia característica de la zona, es la presencia de aguas superficiales frías adyacentes. La disminución de la tempera-

tura, aparentemente debe su origen a surgencias de agua fría, como consecuencia de que los alisios se mueven sobre los tramos de costa orientados este-oeste con un ángulo muy oblicuo.

Costa noroeste de la península de Yucatán e islas adyacentes.

Contreras Arias (1959), atribuye la baja precipitación a la posición al socaire respecto a la circulación de la atmósfera proveniente del ESE y SE.

Por otro lado, Trewartha (*op. cit.*), considera que durante el verano los vientos de superficie fluyen a lo largo de la costa norte en forma paralela o ligeramente alejados, del litoral; como consecuencia del incremento en la velocidad del viento sobre la superficie del mar, donde la fricción es reducida, el viento es alejado de la costa lo que da lugar a subsidencia y divergencia dicho efecto puede extenderse un poco más allá de la costa. Por desgracia, los datos son insuficientes para permitir cuantificar la divergencia inferida. Esos mismos vientos paralelos y alejados de la costa actúan para producir surgencias de aguas las cuales crean una área oceánica fría al norte y oeste de la península, condición que es reflejada por la frecuente presencia de nubes stratus y niebla de la región y cuya consecuencia es estabilizar el aire.

La costa semiárida del noreste de México.

Otro problema climático son las condiciones semiáridas a lo largo de las márgenes occidentales del Golfo de México en el noreste de México y sur de Texas; las causas que explican la disminución de la lluvia son (Trewartha, *op. cit.*):

- Las tierras altas se encuentran lejos de la costa.
- El dominio de la margen de un gran anticiclón, subsidiario del Bermuda-Azores, que se extiende en una dirección noreste-suroeste, de Illinois-Indiana a la costa oeste del Golfo, asociado con viento del norte subsidente y seco. Ya que la lluvia de verano depende en gran medida de la presencia de los alisios húmedos y profundos, la existencia de corrientes secas asociadas con el anticiclón, tiende a disminuir los procesos productores de lluvia en la estación cálida, a pesar de la humedad de la atmósfera baja.
- Como consecuencia, la corriente tropical del Este, alisios, sobre el Golfo de México que llega del Atlántico y del Caribe, se bifurca en el oeste del Golfo, una rama curva anticiclónicamente hacia latitudes más altas y la otra rama regresa hacia el sur, hacia América Central. Esas dos ramas subsidentes que se desarrollan sobre el oeste del Golfo, hacen descender la precipitación sobre las tierras bajas al norte y sur del río Bravo.

- Por otra parte, las perturbaciones tropicales de varios tipos asociadas con la circulación del Este en verano, son menos frecuentes en el noroeste del Golfo, en comparación con el Este, (Golfo Oriental y Caribe Occidental), entre estas, las ondas del Este en los meses de junio a octubre se presentan solamente en un fuerte flujo del Este asociado con la alta subtropical Bermuda-Azores del norte del Atlántico y se debilitan en el Golfo de México, resultando en una disminución tanto en número como en intensidad.

III. DETERMINACION DE LA ARIDEZ.

A. INDICES CLIMATICOS

El volumen de lluvia caído en determinada localidad no dice nada acerca de la distribución de la precipitación durante el año, ni sobre su eficiencia general en el suelo. La aridez implica, ante todo, escasez de agua no sólo por la falta de lluvia y su elevada variabilidad sino, también por otras condiciones tales como la permeabilidad del suelo, la evaporación y la transpiración de las plantas, así como la intensidad y duración de la luz solar, la situación del lugar con respecto a los vientos dominantes, la distribución de la temperatura, su oscilación, etc.

Varios autores han elaborado diversos índices con el propósito de determinar la eficiencia de la precipitación; Wallén (1967), por ejemplo, describe en términos generales los estudios seguidos para caracterizar la aridez y llegar a la delimitación de las tierras áridas:

- Método Clásico. Incluye los estudios estadísticos de los diferentes elementos climáticos como precipitación y temperatura, en relación a la vegetación o con las condiciones agrícolas, hasta encontrar su significado en la definición de aridez.

- Método de Clasificación. Este consiste en establecer áreas con distintos grados de aridez, por medio de la aplicación de diferentes índices tipo, obtenidos previamente por estudios clásicos y que incluyen, desde un parámetro hasta dos o más elementos climáticos; tales índices han sido dados por Köppen, De Martone, Emberger, Angstrom, Lang y Gausson, entre otros.

- Método basado en el balance hídrico aplicando fórmulas desarrolladas por Thornthwaite, Penman, Turc, Blaney y Criddle, etc.

El método clásico es la base para los Métodos de Clasificación y de Balance Hídrico. Históricamente fue el primero en aplicarse y se sigue usando en donde las condiciones climatológicas no son bien conocidas o escasean los datos climáticos usados en las estadísticas para las fórmulas del balance hídrico.

A continuación se mencionan, en orden cronológico, algunos de los índices, clasificaciones y diagramas climáticos que se han aplicado para delimitar las zonas semiáridas y áridas de México.

1. INDICES QUE RELACIONAN LA PRECIPITACION CON LA EVAPORACION

En 1905, Transeau, sugirió combinar la precipitación y la evaporación expresada en porcentaje para resumir en un índice $i=P/E$, la influencia de la temperatura y de la humedad en la distribución de la vegetación del este de Norteamérica.

Davidson (1933), mientras investigaba la distribución de la pulga de la alfalfa *Smynturus viridis*, en el sur de Australia, encontró que "bajo las condiciones del sur australiano el cociente P/E mensual es el índice más útil para indicar las condiciones de la superficie del suelo en cada mes"

En 1936, este mismo autor estableció que "debido al clima templado y a la marcada estacionalidad de la lluvia en Australia, la humedad es considerada como el principal agente que afecta la distribución y actividad estacional de los insectos... En regiones secas, la humedad restringe el permanente establecimiento de insectos y en las áreas que tienen una estación seca definida, las actividades se limitan a los meses favorables del año (estación húmeda); los insectos sobreviven los meses secos por estivación en algunas etapas de su desarrollo"

Por este cociente, Davidson definió el grado de humedad o aridez mensual de acuerdo a los valores siguientes:

Valores para P/E	Grado de humedad o aridez
2 - 4	muy húmedo
0.5 - 2	húmedo
0.25 - 0.5	sub-húmedo
0.25	semi-árido
	árido

Adaptado el concepto de "duración" Davidson llama "zona árida al área donde el cociente P/E es menor o igual a 0.5, y zona húmeda al resto".

Debido a la falta de buenos registros de datos de evaporación, Prescott (1936), aplicó en Australia, una variante de este cociente: P/s.d. (Precipitación/déficit de saturación), basado sobre el principio de que "el déficit de la presión de vapor del aire" (déficit de saturación) es el principal factor que influye en la evaporación. Es una función de la temperatura y de la humedad relativa del aire.

Se hicieron más variantes del cociente P/E (Precipitación/Evaporación), que no tuvieron mucha aplicación, pero que sirvieron de base para el Índice Waite de Australia, cuya fórmula actual es $r/(s.d.)n$. (Gentilli, 1971).

Donde r = lluvia mensual (por ejem. agua recibida) o evaporabilidad (por ejem. agua necesaria) y $(s.d.)$ = déficit de saturación mensual a las 09 hrs, expresada en milibares, o : r/en , donde e = evaporación total mensual de una superficie libre (generalmente el tanque evaporímetro australiano), y n = "una constante que varía de 0.67 a 0.80 con una media probable de 0.73".

2. INDICES QUE RELACIONAN LA PRECIPITACION CON LA TEMPERATURA.

Según algunos autores, la aridez no es consecuencia tan sólo de la escasa precipitación, sino que depende también de la "precipitación efectiva" (P - E). Se ha utilizado como índice de efectividad de precipitación el cociente P/T, ya que, cuando más elevada es T, más intensa es la evaporación.

El trabajo de W. Köppen constituye el principal ejemplo de la utilización de este tipo de índices. Entre los años 1900 y 1936 publicó diversos esquemas de clasificación y para la delimitación entre los climas húmedos, semiáridos y áridos, propone las siguientes fórmulas, que varían de acuerdo con la distribución estacional de la precipitación:

Régimen de lluvias:	Límite entre semiáridos y áridos	Límite entre húmedos semiáridos
Invierno:	$r_s = t$	$r_h = 2t$
Todo el año:	$r_s = t + 7$	$r_h = 2t + 14$
Verano:	$r_s = t + 14$	$r_h = 2t + 28$

r_h = precipitación anual (en cm) mínima necesaria para que el clima sea húmedo.

r_s = precipitación anual (en cm) mínima necesaria para que el clima sea semiárido.

t = temperatura media anual (en °C)

Estos criterios implican que las condiciones de aridez (desierto), se producen cuando la precipitación en el lugar es menor que el valor de r_s y las de semiaridez cuando dicha precipitación es mayor que dicho valor.

El cociente de precipitación/temperatura (r/t , donde r = precipitación media anual en mm. y t = temperatura media anual en °C), o índice de efectividad de la precipitación fue propuesto por R. Lang en 1915; estableció los siguientes límites: cuando $r/t < 40$, se considera árido y cuando $r/t > 160$ hiperhúmedo. (Barry, 1978).

Este cociente fue incluido dentro de las modificaciones que García (1964), hizo al Sistema de W. Köppen y que a continuación se indican.

La finalidad de las modificaciones al sistema de este autor, realizadas por García en 1964, fueron el resultado de una serie de estudios para ajustar el Sistema de Clasificación Climática de Köppen a las condiciones particulares de la República Mexicana.

Las modificaciones y adaptaciones a este sistema climático se hicieron necesarias ya que éste fue concebido fundamentalmente

para definir las zonas climáticas del mundo que se extienden en la latitud. Por consiguiente, los valores y cálculos en que se funda pueden no corresponder exactamente a las condiciones de un país como México, en el que los cambios esenciales de clima no son debidos solamente a la latitud, sino también a las grandes variaciones de la altitud que crean condiciones muy especiales en los cambios y distribución de los elementos climáticos. En correspondencia con lo indicado, existe en México una gran diversidad de climas a pesar de que gran parte del país está situado dentro de la zona tropical. Diversos de esos climas no se adaptan a las descripciones climáticas clásicas o no son considerados en ellas.

En consecuencia, esta autora consideró necesario añadir a las divisiones del Sistema de Köppen nuevas descripciones climáticas, calcular sus límites e introducir símbolos adecuados para representarlas.

Dentro del grupo de climas secos B de Köppen, García (*op. cit.*), en primer lugar, cambió la designación de "desértico" del subgrupo BW, a Muy árido e hizo una modificación muy importante: partió del hecho de que por la localización y por el total de precipitación anual, el clima seco o árido BS es intermedio entre los climas muy áridos BW y los húmedos A o C y participa de algunas de las características de ellos; por consiguiente, el clima BS de una estación cercana al límite de los climas húmedos presenta mayor precipitación que una cercana al límite de los muy secos. Estas diferencias climáticas que aparentemente no son muy notables y el sistema original de Köppen, por ser tan general, no es capaz de distinguir, son importantes desde el punto de vista de su influencia en el medio físico, especialmente en los aspectos de vegetación, agricultura, etc.

La autora consideró necesario poner de manifiesto estas diferencias, e intentó hacerlo mediante una subdivisión del tipo climático BS en subtipos, cuyas características nos dieran una idea detallada de la realidad.

Para ello, calculó el máximo teórico de la serie de cocientes P/T (Índice de Lang, precipitación anual en mm temperatura media anual en °C), de todas las estaciones con clima BW para el que obtuvo un valor de 22.9. Los climas BS cuyo cociente P/T se encuentra por debajo de este valor son los más secos de los de este tipo, pues teóricamente se hallarían comprendidos dentro del límite de los climas muy secos BW. En consecuencia, se agruparon en un subtipo que se designó con el símbolo BS₀ (áridos). Los climas BS con cociente P/T mayor de 22.9 son los menos secos de los mismos y se designaron con el símbolo BS₁ (semiáridos).

Para la delimitación entre los climas húmedos y semiáridos introdujo dos fórmulas más a las establecidas por Köppen, que son:

$$r_h = 2t + 21$$

$$r_s = t + 10.5$$

Estas fórmulas fueron el resultado de haber considerado importante el porcentaje de lluvia invernal respecto a la total anual cuya fórmula es la siguiente:

$$\frac{E+F+M}{\text{Anual}} \times 100$$

Donde E, F y M corresponden a la lluvia media mensual de Enero, Febrero y Marzo. La suma de éstas, se divide entre la precipitación total anual.

De donde obtuvo que ciertas estaciones tienen un porcentaje de lluvia invernal mayor que la generalidad de los de clima con régimen de lluvias de verano, lo que se traduce en una mayor efectividad de la precipitación para el crecimiento de las plantas. Consideró necesario, por consiguiente, hacer resaltar estas características y para ello hizo una subdivisión de los climas con régimen de lluvias de verano w, en dos subtipos: los que tienen un porcentaje alto de lluvias de invierno y los que tienen un porcentaje bajo de lluvias en esta estación. El límite entre ellos lo situó en un porcentaje de lluvia invernal de 10.2 de la precipitación total anual.

Los climas que presentan régimen de lluvias de verano w, con un porcentaje de lluvias de invierno mayor de 10.2 de la anual, los designó con el símbolo w(x') para indicar que, además de la lluvia w que los caracteriza, poseen cierta cantidad de precipitación invernal que los acerca a los x' (con lluvias repartidas a lo largo del año). Por tanto, las fórmulas que separan a los climas muy áridos BW de los áridos BS y a éstos de los húmedos A o C, fueron modificadas para los climas w(x'), así en vez de usar las de Köppen se emplean las que ya se enunciaron anteriormente, y constituyen los límites entre los climas Muy Secos BWw(x') y los Secos BSw(x') y entre éstos y los húmedos Aw(x') o Cw(x').

Las modificaciones y adaptaciones del Sistema de Köppen a las condiciones particulares de la República Mexicana fueron muchas y muy importantes y constituyen un nuevo Sistema de Clasificación Climática conocido en México como Sistema Modificado y en E.U. como Sistema Köppen-García.

Este Sistema ha sido fundamental para un sinnúmero de investigaciones tanto climáticas como de otras áreas (Botánica, Zoología, Veterinaria, Antropología, Arquitectura, etc.), y ha servido de base en la construcción de varias cartas climáticas de la República Mexicana, las que se mencionarán en el capítulo siguiente.

En el presente trabajo, el Sistema Modificado se utiliza como base en la delimitación y localización espacial de las zonas semiáridas, áridas y muy áridas de México, tema que se analizará y discutirá en los dos siguientes capítulos.

En un intento por determinar la eficiencia de la lluvia, De Martonne (1926), propuso el índice de aridez:

$$i = \frac{P}{t + 10}$$

P = precipitación media anual en mm.
t = temperatura media anual en mm.

Tomó un valor de 10 como límite de las zonas áridas.

Cuando se calcula el índice de aridez para un mes en particular se utiliza la expresión:

$$i = \frac{12p}{t + 10}$$

donde p y t son la precipitación y la temperatura medias del mes considerado. Este autor tomó el valor de 20 como límite para las zonas áridas.

Este índice, como puede observarse, es un refinamiento del índice de Lang.

En el mapa no. 9 se muestra uno de los primeros intentos de clasificación climática en nuestro país, en donde se utilizó este índice; fue realizado por personal del Servicio Meteorológico de Tacubaya en 1929.

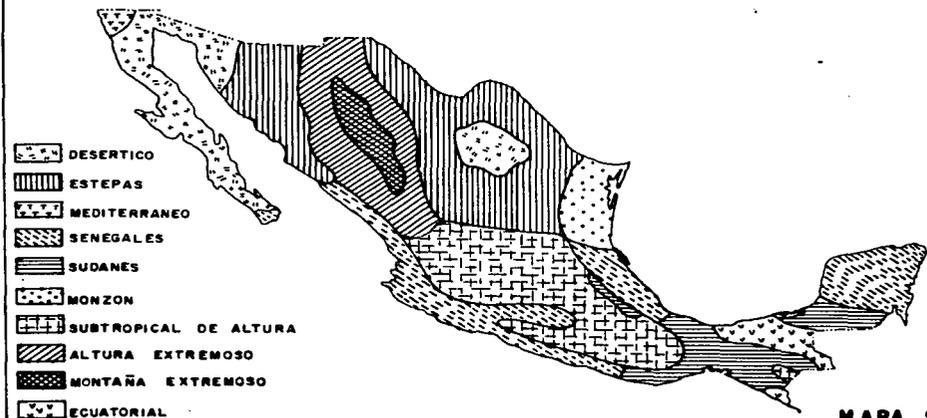
En 1979 Schmidt, aplicó la fórmula original De Martonne a nivel anual, utilizó, un índice de aridez menor de 10, para delimitar el desierto Chihuahuense.

En 1931, Thornthwaite, utilizando datos de evaporación derivó una fórmula empírica con la cual se podría calcular el cociente P/E, a partir de datos mensuales de lluvia y temperatura por medio de la fórmula siguiente:

$$P/e = 11.5 \left[\frac{P}{t - 10} \right]^{10/9}$$

donde P = es la precipitación mensual media (en pulgadas)
t = es la temperatura media mensual en °F

MAPA DE CLIMAS DE LA REPUBLICA MEXICANA, SEGUN DE MARTONNE
(1926) FORMADO EN TACUBAYA (AUTOR ANONIMO)



MAPA 9

La suma de los cocientes de los doce meses del año da el índice de "eficiencia de la precipitación" (P/E). Determinando los valores límite correspondientes a las principales zonas de vegetación, se definieron las siguientes regiones de humedad:

Vegetación	Índice P/E
Estepa	16 - 31
Desierto	16

La contribución más importante de Thornthwaite la constituye su segunda clasificación (1948). Se basa en el concepto de evapotranspiración potencial y en el balance de vapor de agua. La evapotranspiración potencial (PE), es definida como la suma total de la evaporación y transpiración de una superficie completamente cubierta por vegetación, cuando la humedad es suficiente para que este proceso sea continuamente aprovechado.

Con este parámetro es posible clasificar los climas directamente sobre las bases de su evapotranspiración potencial, dicho parámetro es usado particularmente en la definición del grado de aridez, habiéndose extendido su aplicación, en la determinación o estudios de las zonas áridas.

La evapotranspiración potencial se calcula a partir de la temperatura media mensual (en °C), con algunas correcciones previas relativas a la duración del día. Para un mes de 30 días y días de 12 horas se tiene:

$$PE \text{ (en cm)} = 1.6 \left(10 \frac{t}{I}\right)^{1.514}$$

donde: I = la suma para los 12 meses de $(t/5)$

a = una función compleja de I cuyo valor es:

$$0.0000006751 - 0.00007711 + 0.017921 + 0.49239$$

t = temperatura media mensual.

Se han elaborado diversas tablas para facilitar el cálculo de estos factores.

Esta fórmula ha sido extensamente utilizada para calcular PE, en varias partes del mundo y ha servido en la determinación de las condiciones de aridez definidas por Thornthwaite a través de su índice de humedad (pluvial) dado por el exceso (S) o déficit (D) mensual de agua que se determinan a partir de una valoración del balance de vapor de agua, en la que se tiene en cuenta la humedad almacenada en el suelo. Y cuya fórmula es:

$$Im = (100 S - 60 D) / PE$$

donde: PE = evapotranspiración potencial

Im = índice de humedad (pluvial) en %

Los climas lluviosos tienen valores positivos para su Im y los desiertos, negativos.

Designación	Indice de humedad en %
Subhúmedo seco	-20 a 0
Semiárido	-40 a - 20
Arido	-60 a - 40

Como se observa en la tabla anterior, Thornthwaite subdividió la categoría de humedad en cuatro grupos pero no les asignó nombre.

Como ya se indicó en el capítulo III, Peveril Meigs (1953) basó gran parte de la delimitación climática que hizo de las zonas áridas del mundo, precisamente, en estas fórmulas.

La evapotranspiración potencial (PE), constituye la base del ya conocido Sistema de Clasificación Climática desarrollado por C. W. Thornthwaite, el cual ha sido aplicado a diversas regiones, aunque todavía no se ha publicado ningún mapa del mismo a escala mundial. En las zonas tropicales y semiáridas el método no resulta demasiado satisfactorio, pero en el este de América del Norte, por ejemplo, se ha demostrado que los límites de vegetación coinciden de manera bastante razonable con los

correspondientes valores del PE. Esta clasificación, a diferencia de la de Köppen de 1931 y de muchas otras, no utiliza los límites de vegetación para determinar los del clima, en su lugar emplea datos hidrológicos y de suelos para suplementar los de la vegetación.

En 1932, el botánico francés Louis Emberger elaboró un índice para caracterizar las comarcas mediterráneas. Su expresión es:

Equivalente algebraica

$$Q = \frac{100P}{M_2 - m_2} - \frac{100P}{(M-m)(M+m)}$$

donde: P = precipitación media anual
M = promedio de temperatura máxima del mes más cálido.
m = promedio de temperatura mínima del mes más frío.

Como se ve, a partir de esta ecuación, el índice de aridez Q, es directamente proporcional a la precipitación media anual e inversamente proporcional al producto (M+m)(M-m).

Es decir, el valor de este índice aumenta al incrementarse la lluvia de suerte que, para lugares húmedos de la costa, Q es grande; en cambio el índice es pequeño en los lugares áridos.

Este autor encontró que m, el promedio de las mínimas del mes más frío, es por sí mismo un factor limitante en el desarrollo de las poblaciones vegetales y utiliza una gráfica donde aparece Q en las ordenadas y la temperatura mínima en las abscisas trazando en ella los límites climáticos derivados de su experiencia en los climas semiáridos de Noráfrica. Es decir, a través de esta gráfica se puede conocer dentro de qué faja o zona de aridez caen los diversos lugares incluidos (con que se está trabajando), además de poner de manifiesto claramente el hecho de que dos lugares con un mismo valor de Q pueden quedar dentro de zonas áridas distintas, es decir, con diferente grado de aridez, si se toma en cuenta el factor limitante m.

En 1963, Stretta y Mosiño incorporaron los límites anteriores en la fórmula de Emberger e invirtieron los términos para obtener la fórmula siguiente:

$$I = \frac{(m + 45) (M + m) (M - m)}{A P}$$

Este índice presenta la ventaja de aumentar con la aridez o deficiencia de las lluvias, asimismo, proporciona una escala de valores de I que cambian rápidamente para valores A pequeños de P, en tanto que varía poco con valores de este

factor. Este índice fue aplicado por los autores para la República Mexicana en un intento de delimitar las áreas secas de nuestro país.

3. INDICES QUE CUANTIFICAN LA EVAPORACION Y LA EVAPOTRANSPIRACION REAL Y POTENCIAL.

Existen otros índices de aridez propuestos hasta el presente que toman en cuenta diferentes factores climáticos, entre ellos la evaporación (o una "medida" de ella), y que permiten, en general, cartografiar las diversas zonas áridas de un país (Stretta y Mosiño, 1963).

a. Evaporación.

Derivado del caldeoamiento que los rayos solares producen sobre la superficie de la tierra se tiene el fenómeno de la evaporación.

El término evaporación se refiere, en Climatología, al agua transferida a la atmósfera; se presenta en las superficies líquidas (sean mares, lagos, ríos, charcos, etc.), y en los suelo húmedos, a cualquier temperatura. El fenómeno consiste en la conversión del agua en vapor, mientras la atmósfera no esté saturada a la temperatura ambiente o el viento no dé oportunidad a que lleguen masas de aire con un grado de humedad menor, lo cual mantiene activo el proceso. Como para realizar este fenómeno el agua toma calor de su alrededor la evaporación siempre va acompañada de enfriamiento de la superficie líquida o del suelo.

Los volúmenes evaporados son función de las superficies capaces de producir vapor; por ello, aunque potencialmente la evaporación puede realizarse en cualquier parte, es el elemento agua el factor indispensable para que se lleve a cabo.

La evaporación está influenciada por diversos factores, entre los que se pueden citar el tipo de suelo (composición, color, estructura, etc.) y otros factores climáticos (radiación, humedad del aire, viento, temperatura, etc.).

La dependencia de los factores edáficos y climáticos exige una cierta estandarización a la hora de tomar medidas que se puedan comparar. Por ello, resulta conveniente la introducción del concepto de evaporación potencial (EP), que se define como: "La cantidad de agua evaporada por unidad de tiempo y de superficie libre del líquido".

La determinación de la evaporación potencial puede realizarse por medida directa, mediante el empleo del evaporímetro, o por cálculo. El evaporímetro clase A de la Oficina Meteorológica de los Estados Unidos, consiste en un depósito de agua, expuesto al aire libre, de cuatro pies de diámetro (122 cm), diez pulgadas (26 cm) de profundidad y elevado del suelo; en él se observa la pérdida de nivel del agua cada 24 horas; cabe hacer la

aclaración que durante todo el tiempo se le alimenta de agua, lo que no sucede en condiciones reales; por lo cual la pérdida de líquido puede considerarse como pérdida máxima por evaporación. Hay que tener cuidado en considerar la cantidad de lluvia si se llegara a presentar en el periodo; las observaciones de evaporación tienen que hacerse simultáneamente con las pluviométricas.

No obstante la importancia que que la evaporación tiene para los estudios biológicos y sus aplicaciones agrícolas y ganaderas, las estaciones que la miden se han extendido poco en la República Mexicana, y en general datan de 1970 a la fecha; sus aplicaciones se han reducido al cálculo de la pérdida que por este concepto sufren los vasos de almacenamiento naturales o artificiales.

Para contar con una información de tipo general, que permita definir disponibilidades o faltantes anuales de agua, en diversas partes del país, con base en la precipitación observada, Jáuregui (Atlas de Agua), preparó un plano en el cual hizo una comparación entre los valores medios anuales de la lluvia y la evaporación potencial registrada, en 140 estaciones con periodos de registro variable.

Los métodos de cálculo de la evaporación principalmente utilizados en el país son los siguientes:

- Método de Thornthwaite (1948, 1955), basado en las temperaturas medias mensuales.

- Método de Blaney y Criddle (1950, 1955), basado en las temperaturas medias mensuales.

- Método de Penman (1948), basado en las temperaturas medias mensuales, periodo de insolación, cantidad de radiación incidente, humedad relativa y velocidad del viento. Este método es el que mejores resultados proporciona, siendo el preferido cuando se dispone de datos suficientes (Gavande, 1976). Estos tres métodos se utilizan también para el cálculo de la evapotranspiración y se describirán más adelante.

b. Evapotranspiración.

La evaporación de depósitos o masas de agua en contacto con la atmósfera, o de la humedad del suelo, no es la única aportación de vapor de agua que recibe la atmósfera; también recibe la que proviene de la transpiración de las plantas y los seres vivos.

Cuando se quiere determinar la pérdida de agua de una superficie cubierta por vegetación resulta prácticamente imposible separar la transpiración de la evaporación propiamente dicha, pues ambos procesos se incluyen mutuamente. Por ello, se utiliza el término de evapotranspiración para expresar el conjunto de pérdidas de agua en forma de vapor de la vegetación y de la superficie del suelo hacia la atmósfera.

La evapotranspiración depende de los mismos factores que la evaporación:

- Energía disponible para la vaporización del agua.
- Déficit de saturación de la atmósfera.
- Temperatura del aire.
- Velocidad y turbulencia del viento.
- Naturaleza y estado de la superficie de evaporación.

Incluye, además, otros factores relacionados con la movilización del agua por la vegetación, como:

- La radiación solar, que provoca un aumento de transpiración estomática.

- La existencia de periodos críticos durante los cuales las plantas son exigentes en agua, o, por el contrario, son poco sensibles a la cantidad disponible de agua por hallarse en un relativo reposo vegetativo. Los periodos críticos varían según las especies y preceden a una fase importante de la vida vegetal.

La importancia de la evapotranspiración es evidente por su considerable influencia sobre el crecimiento y distribución de las plantas. En concreto, la estimación de la evapotranspiración constituye la base del cálculo de las necesidades hídricas, de gran utilidad tanto en las fases de planificación de un proyecto como en el suministro diario de agua a una zona de cultivo.

La medida o el cálculo de las necesidades de agua determinan, en gran parte, la elección de cultivos que puedan crecer satisfactoriamente en áreas de escasa precipitación.

Se definen dos tipos de evapotranspiración, la potencial y la real.

1) Evapotranspiración potencial.

Dado el numeroso conjunto de factores que influyen en la evapotranspiración, su medida en condiciones suficientemente representativas resulta difícil, y su estimación a partir de los datos climatológicos es un problema aún no resuelto plenamente.

Por ello, con vistas a facilitar su cálculo, resulta de gran utilidad el concepto de "evapotranspiración potencial", que se define como el agua devuelta a la atmósfera en estado de vapor por un suelo que tenga su superficie completamente cubierta de vegetación y en la que no exista limitación en el suministro de agua (por lluvia o riego) para producir un crecimiento vegetal óptimo.

La evapotranspiración potencial depende de:

- Los factores climatológicos.
- Tipo de vegetación.

2) Evapotranspiración Real.

La evapotranspiración real se refiere al agua que efectivamente pasa a la atmósfera, proveniente del suelo y de las plantas, depende del volumen evaporado de agua en el suelo o que asciende por capilaridad hacia la superficie del mismo, así como del agua de que pueden disponer las raíces de las plantas. En este caso tiene fundamental importancia la profundidad del nivel freático, así como la cantidad y distribución de la precipitación que se presenta.

La evapotranspiración real es evidentemente menor (o en el caso límite igual) que la evapotranspiración potencial.

Por ello en las regiones áridas sin riego, la evapotranspiración real es muy pequeña, como consecuencia de la escasez del agua.

Al tratar de la distribución geográfica de la evapotranspiración no es posible separar este fenómeno de la evaporación por el suelo. Es evidente que se trata de un elemento que sólo existe en los continentes, como la evaporación pura sólo existe en los mares. El efecto global continental de los dos fenómenos es siempre inferior a la evaporación pura en los mares, de tal manera que la línea de la costa representa una línea definida de discontinuidad.

La evapotranspiración real oscila de forma simple, con un máximo en verano y un mínimo en invierno, aumentando también al disminuir la altitud.

La medición de la evapotranspiración real permite conocer la cantidad real de agua que se pierde por dicho concepto en una determinada región, pérdida que corresponde exclusivamente a las condiciones naturales de humedad del suelo.

Tanto la evaporación como la evapotranspiración son fenómenos complejos, que resultan afectados por muchas circunstancias cuya influencia se conoce cualitativamente y es difícil de valorar cuantitativamente.

3) Cálculo de la evapotranspiración potencial.

Existen varios métodos para determinar la evapotranspiración potencial unos de carácter experimental, en los que se miden las velocidades de evapotranspiración (potencial o real) con determinados aparatos, los evapotranspirómetros, que toman en consideración, en una forma más apegada a la realidad, las condiciones naturales de la humedad que imperan en el terreno, especialmente en lo que se refiere a escurrimiento superficial y a la humedad en los suelos. Y otros métodos de carácter teórico o semiempírico, en los que la evapotranspiración se calcula mediante ecuaciones más o menos rigurosas.

Método de Thornthwaite (1948, 1955).

Este método se basa exclusivamente en datos de temperatura expresados en la fórmula:

$$E_p = 1.6 \cdot \left[\frac{10TE}{I} \right]^a$$

en donde:

E_p = Evapotranspiración potencial mensual sin corregir, en cm.

TE = Temperatura media mensual en °C.

I = Índice de calor anual.

$$a = 0.000000675 I^3 - 0.0000771 I^2 + 0.011792 I + 0.49239$$

Los valores mensuales se suman para obtener el valor anual de evapotranspiración potencial para un lugar dado.

El índice de calor anual I se calcula a partir de las temperaturas medias de los doce meses:

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left[\frac{TE}{5} \right] 1.514$$

Los valores de la fórmula de Thornthwaite han sido tabulados para diferentes índices de calor anual (I) y de temperatura (TE) de la República Mexicana por la SARH y también por la autora del presente trabajo. Se pueden calcular también de forma gráfica a través de nomogramas en función de la temperatura media mensual y del Índice Anual de calor I (Pérez Espinoza, 1967).

Los valores así calculados para E_p corresponden a un mes estándar de 360 horas de luz. Para otros valores de duración de la insolación, que irían en función de la latitud, la evapotranspiración calculada debe corregirse, multiplicándola por un factor apropiado que se encuentra en tablas calculadas para cada uno de los meses del año, tanto para latitudes norte como sur.

Método de Penman (1948).

La ecuación de Penman para el cálculo de la evapotranspiración potencial es la siguiente:

$$E_p = f \cdot E_o$$

siendo:

E_p = La evaporación en una superficie de agua libre.

f = Un coeficiente de reducción experimental, dependiente del lugar, mes y tipo de cultivo.

Los valores medios del coeficiente f propuestos por Penman son:

f = 0.6 para los meses de noviembre a febrero.
f = 0.7 para marzo, abril, septiembre y octubre.
f = 0.8 para los meses de mayo a agosto.
f = 0.75 Valor medio anual.

Algunos autores dan valores más específicos de este coeficiente según varíen la altura, densidad y reflectividad de los cultivos con las distintas estaciones.

La evaporación E_o se calcula mediante la fórmula deducida por Penman a partir del balance de energía.

$$E_o = \frac{\frac{\Delta}{\tau} H + E_a}{\frac{\Delta}{\tau} + 1}$$

en donde:

E_o = Evaporación de una superficie libre de agua (cm/día).
 H = Radiación neta en unidades de cm/día de evaporación.
 Δ = Pendiente de la curva de saturación del vapor de agua (mb/°C).

Este último término se puede calcular mediante la fórmula empírica:

$$E_a = (0.013 + 0.000016 V) (e_{sa} - e_a)$$

siendo:

E_a = cm/día.
 V = Velocidad del viento (km/día) a dos metros de altura sobre el suelo.
 e_{sa} = Presión de vapor de saturación del agua a la temperatura del aire (mb).
 e_a = Presión de vapor del agua en la atmósfera (mb).

Los valores del término Δ/τ (adimensional) se dan en el cuadro siguiente para varias temperaturas.

Valores del término Δ/τ (adimensional) para varias temperaturas.			
T (°C)	Δ/τ	T (°C)	Δ/τ
0	0.67	25	2.72
5	0.90	30	3.57
10	1.23	35	4.57
15	1.58	40	5.70
20	2.14		

La ecuación de Penman establece que la evaporación es una función de la energía radiante disponible (Rn) y en segundo término depende de un factor aerodinámico (Ea) expresado por el déficit de saturación y la velocidad del viento.

Como se puede observar, para deducir los términos que intervienen en el cálculo, han de tenerse en cuenta gran número de datos, temperatura del aire y de la superficie evaporante, radiación, tensión del vapor de agua, velocidad del viento, insolación, albedo de las hojas, etc., datos que suele ser difícil obtener, por lo que no obstante su indudable importancia, no suele ser muy utilizada esta fórmula.

En vista de la falta de observaciones de evapotranspiración y evaporación en la región central de México, Jáuregui, en 1977, calculó los parámetros empleando la fórmula de Penman. Encontró que el método del equilibrio energético da mejores resultados, en general, en la zona, que los basados en la temperatura (Thorntwaite) o en el déficit de saturación. Y que en los meses de la estación lluviosa, las estimaciones de la evaporación de una superficie libre de agua con la fórmula de Penman, son muy semejantes, en promedio, con las observaciones de los evaporímetros clase A, lo que confirma la observación hecha por otros autores, que la fórmula de Penman es en realidad un método para estimar la evaporación del tanque clase A.

Método Blaney-Criddle (1950-1955).

Este método se aplicó a cultivos con riego en regiones áridas y semiáridas de la parte occidental de Estados Unidos. Se hizo la correlación entre la cantidad de agua que los cultivos sacan del suelo, con la temperatura media mensual y con la fracción de brillo solar anual que hubo durante esos meses. Esto mismo se realizó en una gran variedad de lugares; los resultados dieron la siguiente ecuación empírica:

$$(ETP) = K \cdot F \quad (1)$$

En la que (ETP) representa la evapotranspiración potencial expresada en pulgadas; F, la "fuerza evaporante", igual al producto de la temperatura media, en grados Fahrenheit, que se

designa por t, y del porcentaje p de horas diurnas al cabo del año; K es un coeficiente determinado experimentalmente, en el que se engloban todas las demás circunstancias, como naturaleza de la planta, estado de la vegetación, suelo, climas, etc.; de este modo la fórmula primitiva se transforma en:

$$(ETP) = K \frac{P \cdot t}{100}$$

Y al transformarla en otra, expresada en milímetros y grados centígrados queda:

$$(ETP) = 0.254 K p (1.8 t^{\circ}\text{C} + 32)$$

Los valores de P fueron calculados por Blaney y Criddle para los meses del año a distintas latitudes en el hemisferio norte.

Los valores de K se determinan experimentalmente considerándolos como incógnita en la fórmula (1), de la que se obtiene:

$$K = \frac{(ETP)}{F}$$

La (ETP) se determina por medio de lisímetros en distintas condiciones de suelo, clima y cultivo, de forma que los resultados se aproximen lo más posible a la realidad, y F se calcula como ya se mencionó.

De esta forma los autores, obtuvieron como valores medios de K, los que se expresan en el cuadro siguiente.

La forma más reciente de esta ecuación (U.S. Soil Conservation Service, 1970) es:

$$E_p = (0.142 t + 1.095) (t + 17.8) k \cdot d$$

- E_p = Evapotranspiración potencial (cm/mes).
 t = Temperatura media del aire ($^{\circ}\text{C}$). Cuando $t < 3^{\circ}\text{C}$, el primer término entre paréntesis se hace igual a 1.38.
 k = Coeficiente de consumo empírico, variable para cada tipo de cultivo y estado de crecimiento. Para cultivos perennes el coeficiente toma valores distintos cada mes; para cultivos anuales la variación corresponde a distintos porcentajes del periodo vegetativo.
 d = Duración media de la luz solar por comparación a un mes de treinta días y doce horas de luz. Es función de la latitud. Los valores k y d están en los cuadros siguientes.

VALORES DE K	
Cultivo	Valores de k
Alfalfa	0.80 a 0.85
Frijol	0.60 a 0.70
Maíz	0.75 a 0.85
Algodón	0.60 a 0.70
Cítricos	0.50 a 0.65
Arboles caducifolios..	0.60 a 0.70
Trébol	0.80 a 0.85
Arroz	1.00 a 1.20

VALORES DE K (U.S. SOIL CONSERVATION SERVICE, 1970)		
Cultivo	Longitud del periodo vegetativo normal	K
Alfalfa	Entre heladas	2.0-2.3
Plátanos	Todo el año	2.0-2.5
Frijol	3 meses	1.5-1.8
Cacao	Todo el año	1.8-2.0
Café	Todo el año	1.8-2.0
Maíz	4 meses	1.9-2.2
Algodón	7 meses	1.5-1.8
Cereal	3 meses	1.9-2.2
Sorgo	4-5 meses	1.8-2.0
Pastos	Entre heladas	1.9-2.2
Patata	3-5 meses	1.6-1.9
Arroz	3-5 meses	2.5-2.8
Soja	5 meses	1.6-1.8
Remolacha . . .	6 meses	1.6-1.9
Caña de azúcar	Todo el año	2.0-2.3

V A L O R E S D E									
MESES	L A T I T U D								
	36°	37°	38°	39°	40°	41°	42°	43°	44°
Enero	0.87	0.86	0.85	0.85	0.84	0.83	0.82	0.81	0.81
Febrero	0.85	0.84	0.84	0.84	0.83	0.83	0.83	0.82	0.82
Marzo	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.02	1.02
Abril	1.10	1.10	1.10	1.11	1.11	1.11	1.12	1.12	1.13
Mayo	1.21	1.22	1.23	1.23	1.24	1.25	1.26	1.26	1.27
Junio	1.22	1.23	1.24	1.24	1.25	1.26	1.27	1.28	1.29
Julio	1.24	1.25	1.25	1.26	1.27	1.27	1.28	1.29	1.30
Agosto	1.16	1.17	1.17	1.18	1.18	1.19	1.19	1.20	1.20
Septiembre	1.03	1.03	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04
Octubre	0.97	0.97	0.96	0.96	0.96	0.96	0.95	0.95	0.95
Noviembre	0.86	0.85	0.84	0.84	0.83	0.82	0.82	0.81	0.80
Diciembre	0.84	0.83	0.83	0.82	0.81	0.80	0.79	0.77	0.76

Como el método se determinó empíricamente para áreas con riego en regiones áridas y semiáridas, incluye muchas variaciones.

Da una estimación de la evapotranspiración verdadera más que de la potencial, ya que se basa en correlaciones de prácticas de riego existente.

Debido a su simplicidad y a la gran cantidad de datos básicos que aporta, dicho método se ha usado extensamente para estimar las necesidades de riego.

La fórmula ha sido utilizada para obtener la evapotranspiración potencial calculada, uno de los valores necesarios para integrar los balances hídricos, o sea la determinación de la forma como se distribuye el agua, desde su entrada hasta su salida, en diferentes cuencas de ríos del Valle de México (Meza, 1981, Cervantes, 1972, etc.).

Método de Turc (1961).

Los parámetros de la ecuación de Turc para el cálculo de la evapotranspiración potencial son la temperatura y la radiación solar. Se pueden distinguir dos casos:

- Cuando la atmósfera no está seca, siendo su contenido de humedad relativa media mensual superior al 50%.

$$E_p = 0.4 (R_i + 50) \frac{t}{t + 15}$$

en donde:

Ep = Evapotranspiración potencial (mm/mes)
 Ri = Radiación global incidente o radiación de onda corta que
 alcanza la superficie de la tierra (cal/cm2.día).
 t = Temperatura media mensual del aire del mes considerado (°C).

El coeficiente de 0.4 es válido para los meses de treinta y treinta y un días. En Febrero debe reemplazarse por 0.37. Si se utilizan periodos de diez días, el coeficiente adecuado es 0.13.

- Cuando la humedad relativa media mensual de la atmósfera es inferior al 50% el cálculo de la evapotranspiración se realiza a partir de la fórmula anterior, multiplicándola por el siguiente factor de correlación.

$$1 + \frac{50 - hr}{70}$$

siendo:

hr= Humedad relativa media del aire en el mes considerado (%).

Esta modificación pretende corregir los valores demasiado bajos que da la fórmula primitiva cuando se aplica en ciertas regiones áridas, en las cuales existen desplazamientos de masas de aire caliente y de bajo contenido en humedad sobre superficies regadas (es el llamado oasis).

Un inconveniente que presenta la fórmula de Turc, desde el punto de vista práctico, es que precisa de los datos suministrados por un actinómetro y un psicrómetro.

Para soslayar este problema, el propio Turc ha dado dos medios de aproximación:

$$- \quad Ri = Rim \left(0.18 + 0.62 \frac{a}{A} \right)$$

donde:

Rim = Máxima radiación posible según el mes y la latitud considerados (cal/cm2.día).
 A = Valor mensual medio de la duración astronómica del día.
 a = Valor mensual medio de las horas diarias de insolación.

Tanto Rim como A se encuentran tabulados para el hemisferio Norte y para las latitudes que se indican; Turc da los siguientes valores que aparecen en la siguiente figura:

VALORES DE RIM Y A PARA EL HEMISFERIO NORTE (SEGUN TURC)						
MESES	L A T I T U D					
	30°		40°		50°	
	RIM	A	RIM	A	RIM	A
Enero	508	10.45	364	9.71	222	8.58
Febrero.. ...	624	11.09	495	10.64	360	10.07
Marzo	764	12.00	673	11.96	560	11.90
Abril	880	12.90	833	13.26	764	13.77
Mayo	950	13.71	944	14.39	920	15.46
Junio	972	14.07	985	14.96	983	16.33
Julio	955	13.85	958	14.68	938	15.86
Agosto... ..	891	13.21	858	13.72	800	14.49
Septiembre...	788	12.36	710	12.46	607	12.63
Octubre... ..	658	11.45	536	11.15	404	10.77
Noviembre ...	528	10.67	390	10.00	246	9.08
Diciembre ...	469	10.23	323	9.39	180	8.15

- La segunda aproximación para el cálculo de Ri es mas burda:

$$R_i = 12.5 (Y' + 11) + 25 (T_n + 1 - T)$$

donde:

T = Temperatura media anual.

T' = Temperatura media anual reducida al nivel del mar.

tn + 1 = Temperatura media del mes siguiente.

Como se observa, los datos que se precisan para la aplicación de esta fórmula son fáciles de obtener y su cálculo es sencillo, pero su uso no ha sido muy generalizado en México; en cambio, en Francia, país de origen, este es el método más usado y es el que ha sido adoptado por los organismos oficiales de Hidráulica Agrícola.

En nuestro país, se ha aplicado la fórmula de este autor para calcular la evapotranspiración real.

4) Cálculo de la evapotranspiración real.

La evapotranspiración real se determina a partir de la evapotranspiración potencial y del contenido de humedad del suelo, suponiendo una relación entre estas variables más o menos compleja.

Dentro de las relaciones establecidas para el cálculo de la evapotranspiración real, los más utilizados son:

La de Thornthwaite, que define a la evapotranspiración real (ER) como la evapotranspiración que se presenta en un área

determinada, en función del agua disponible total.

La evapotranspiración real, puede presentar los siguientes casos:

- Cuando la precipitación (PR) es igual o mayor que la evapotranspiración potencial (EP).

Cuando esto sucede, no hay limitante de agua y por tanto se evapotranspira todo lo que señala el valor de evapotranspiración potencial.

$$\text{Si } PR \geq EP, \quad ER = EP$$

- Cuando la precipitación (PR) es menor que la evapotranspiración potencial mensual corregida (EP). En este caso se evapotranspira sólo lo que aporta la lluvia más el movimiento de humedad en el suelo.

$$\text{Si } PR < EP, \quad ER = PR + |MH|$$

Este método fue aplicado a México por la Dirección General de Geografía (DGG) de la Secretaría de Programación y Presupuesto (SPP); con los datos obtenidos se elaboraron ocho cartas, escala 1:1 000 000 que cubren toda la República Mexicana, con el nombre de: "Carta de Evapotranspiración y déficit de agua". En los recuadros, a menor escala, se indica también los escurrimientos calculados y se hace un balance por cuenca de todos los elementos en los que se distribuye la precipitación, obtenidos, también, con el Sistema Thornthwaite de 1948.

Las cartas fueron diseñadas para mostrar algunos de los conceptos más significativos que integran el balance de agua, el cual fue formulado con la siguiente ecuación:

Precipitación = Evaporación Real + Escurrimiento + infiltración + Cambios de la Humedad del suelo.

La evapotranspiración real, o sea la suma de pérdidas de agua por evaporación desde la superficie del suelo y transpiración de las plantas, se representa con el fin de contabilizar estas pérdidas y obtener el saldo, como excedentes, respecto al total de precipitación.

- En la fórmula de Turc para calcular la Evapotranspiración real que se muestra a continuación, intervienen datos anuales de precipitación y temperatura:

$$Er = \frac{P}{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}$$

Er = Evapotranspiración real en mm.
P = Precipitación anual en mm.
L = $300 + 25t + 0.05t^2$
t = Temperatura media anual en °C.

En México, esta fórmula ha sido fundamentalmente utilizada por el cálculo de la Er como un elemento significativo en los balances hídricos de diferentes cuencas hidrológicas (Maderey, 1972).

Con el objeto de tener un conocimiento de la evapotranspiración real en nuestro país en forma indirecta, Maderey (Atlas del Agua), elaboró un mapa, escala 1:5000000, en donde aplicó la fórmula empírica de Turc, en la que se tomaron como base, además, las condiciones de vegetación natural, sin considerar el riego.

5) Representación gráfica de la evapotranspiración.

Se consideró importante incluir este tema, ya que existen distintas formas de utilizar y representar los datos de evapotranspiración, unas más sencillas, que presentan la información inmediata, como son los mapas de isolíneas de evapotranspiración real, potencial, etc., y otras más elaboradas que permiten establecer clasificaciones climáticas: éstas son fundamentalmente dos:

- Diagramas de balance hídrico.
- Fichas hídricas.

Diagramas del balance hídrico.

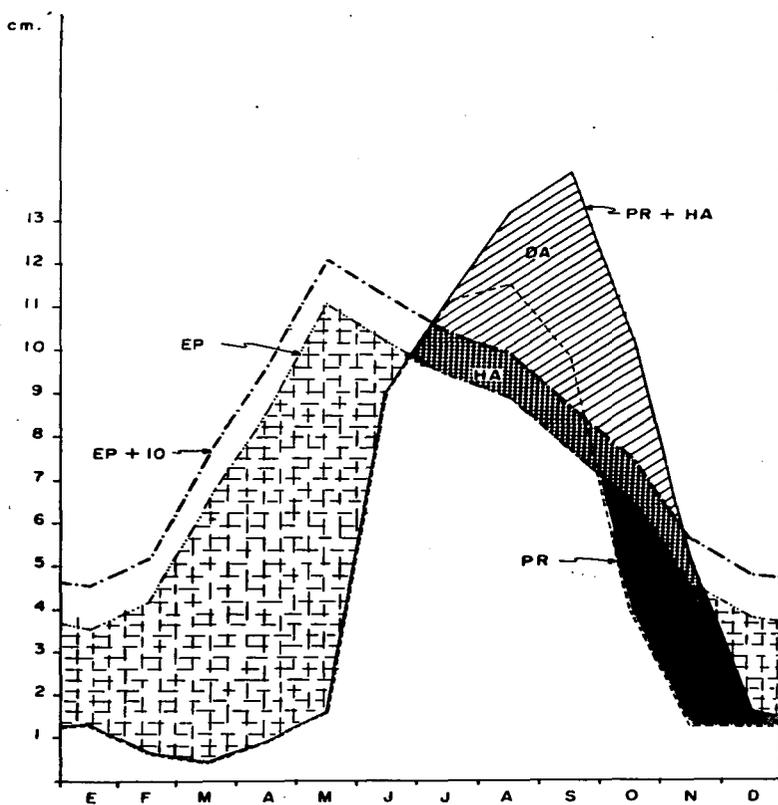
Consisten en una representación gráfica en la que se comparan la evapotranspiración potencial y la real con la precipitación, generalmente mensual. La comparación proporciona información sobre la cantidad en exceso o el déficit de agua disponible en el suelo durante las diferentes estaciones.

En México, la base de este diagrama denominado también climograma (Jiménez, 1978), o gráfica de balance de agua (DGG) está dada por la graficación de los datos calculados por el sistema de Thornthwaite (1948) de la evapotranspiración potencial mensual corregida (EP) y de la precipitación media mensual (PR), de los cuales derivan otros dos: evapotranspiración potencial (EP) más diez centímetros (EP + 10) y la precipitación más la humedad almacenada en el suelo (PR + HA)* cuya suma coincide con la precipitación (PR), cuando no se tiene humedad almacenada en el suelo (PR + HA) = PR. * La HA corresponde a la del mes inmediato anterior, o sea el agua que ya se encuentra almacenada en el suelo.

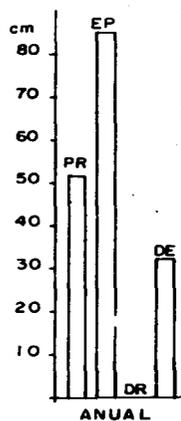
Las superficies que se encuentran sobre EP, limitadas por EP y (EP + 10), corresponden a la humedad almacenada en el suelo (HA) que, como ya se indicó, tiene un valor máximo de 10 cm.

FIG. 4. DIAGRAMA DE BALANCE HIDRICO SEGUN EL 2º SISTEMA DE THORNTHWAITTE.

AGUASCALIENTES, AGS. Lat 21° 53' Long 102° 18' Altitud 1870 m.s.n.m.



- PR: Precipitación
- EP: Evapotranspiración
- PR + HA (HA del mes anterior)
- EP + IO
- DA: Demasias de humedad
- DE: Deficiencias de humedad
- HA: Humedad almacenada
- AH: Aprovechamiento de HA



Las áreas comprendidas sobre (EP + 10) son las demasías de agua (DA), las cuales están limitadas por (PR + HA).

En la figura no. 4 se ha representado un típico diagrama de balance hídrico de una estación meteorológica con clima semiárido, según García, (1964).

Este tipo de diagramas, con algunas variantes, se pueden consultar en el reverso de las cartas de Evapotranspiración y Déficit de agua ya mencionadas. Fueron seleccionadas como las más representativas del total de las estaciones meteorológicas empleadas en la construcción de las cartas. En estas gráficas se registran los siguientes datos: precipitación media mensual, evapotranspiración potencial media mensual, déficit de agua, recarga de humedad en el suelo, excedente de agua y pérdida de la humedad del suelo.

Dentro del cuerpo de la gráfica, con la letra S se representa el excedente medio anual de agua y con la letra D se representa el déficit medio anual de agua calculado para dicha estación, según Thornthwaite, 1948.

En la figura no. 5 se muestran cuatro de estos diagramas hídricos de estaciones con climas: muy árido (BW), árido (BS₀), semiárido (BS₁) y húmedo, del subgrupo semicálido (A)C de acuerdo al Sistema Modificado de García (1964). Fueron tomados de las cartas Tijuana y México. En cada gráfica se proporciona, además, la fórmula, y estado a que pertenece y el organismo que la coordinó en el periodo 1921-1975.

El conocimiento del déficit de agua probable es muy útil en la planificación del riego y en la predicción del rendimiento de cosechas en terrenos sin riego. Se pueden utilizar también mapas estadísticos del déficit de agua para indicar probabilidades de sequía, basados en la cantidad de agua retenida por el suelo en vez de la cantidad de lluvia caída, (DGG, 1983).

A partir de los balances hídricos es inmediata la deducción de ciertos índices (índices de humedad, índice de aridez) basados en las diferencias entre la precipitación y la evapotranspiración potencial, con los que se establecen criterios de clasificación climática (Thornthwaite, 1948) como ya se indicó en párrafos anteriores.

Ficha hídrica.

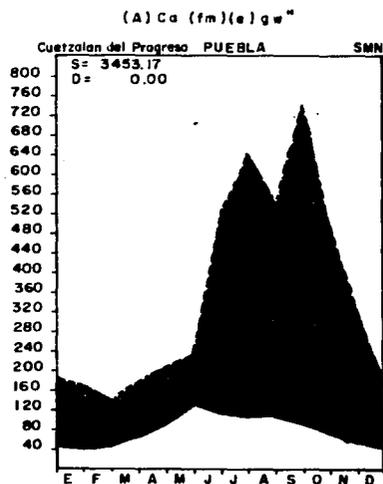
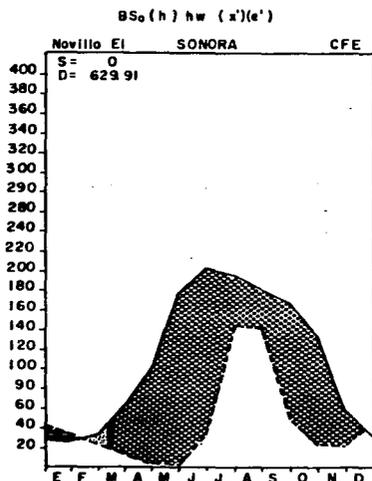
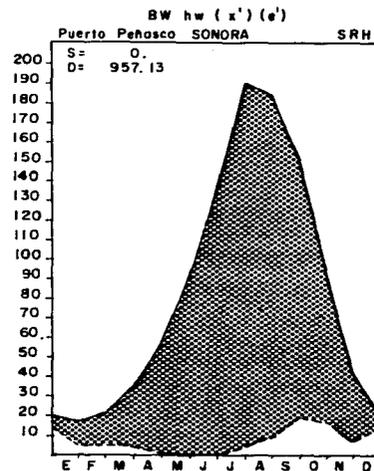
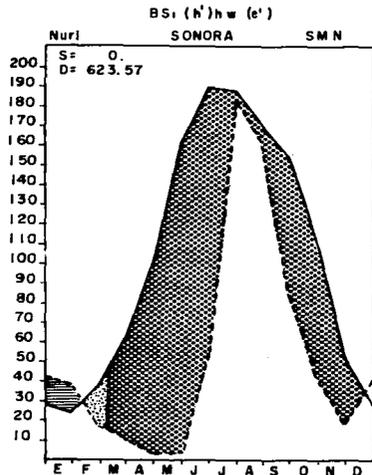
Es la representación numérica de los datos contenidos en el diagrama de balance de agua.

GRAFICAS DE BALANCE DE AGUA

FIG. 5.

----- PRECIPITACION MEDIA MENSUAL
 - - - - - EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL MEDIA MENSUAL
 [Hatched Area] DEFICIT DE AGUA

[Horizontal Lines] RECARGA DE HUMEDAD EN EL SUELO
 [Dotted Area] EXCEDENTE DE AGUA
 [Cross-hatched Area] PERDIDA DE LA HUMEDAD DEL SUELO



B. METODOS GRAFICOS PARA ESTIMAR LA DURACION DE LA EPOCA SECA DEL AÑO.

Entre los elementos climáticos que han servido con más frecuencia para la clasificación de los climas están la temperatura y la precipitación. Como se ha visto en los párrafos anteriores, diversos autores han tratado de relacionar estos elementos combinándolos en fórmulas para obtener índices climáticos, entre los que se pueden mencionar a Gausson y Bagnouls (1953), quienes introdujeron el criterio de las gráficas ombrotérmicas, para estimar la duración de la época seca del año; dichas gráficas relacionan la precipitación mensual (p) expresada en mm, con la temperatura (t) en ese mismo período, expresada en °C: sobre el eje de las X se anotan los meses del año y sobre el de las Y hay dos escalas: la de la izquierda se emplea en el trazo de la gráfica de temperatura anual mes por mes, y la de la derecha, la gráfica de precipitación; la condición es que la escala de la precipitación sea el doble que la de temperatura ($p=2t$).

Mediante la observación de la gráfica ombrotérmica se pueden determinar los meses en que la precipitación es suficiente para mantener el terreno húmedo, esto ocurre cuando la gráfica de precipitación se encuentra arriba de la de temperatura; cuando sucede lo contrario, se considera que hay déficit de lluvia.

Tal procedimiento, aunque claramente empírico y convencional, tiene la ventaja de una fácil representación gráfica (diagrama ombrotérmico), que permite inmediatas apreciaciones comparativas e incluso la posibilidad de "cuantificar" la aridez.

Este método se apoya en las siguientes consideraciones: en las zonas áridas y durante la estación seca, la superficie del suelo no tiene sombra, por lo que las lluvias se evaporan en gran parte. En un suelo medio, después de cada lluvia se pierden unos 10 mm en unos 2 o 3 días sin haber tenido un efecto notable en la vegetación. Gausson manifiesta que durante la estación calurosa una precipitación media mensual menor de 50 mm. es muy poco eficaz ya que las lluvias escalonadas no penetran mucho en el suelo, mientras que las lluvias intensas son excepcionales. Estas consideraciones son importantes para la agricultura puesto que es precisamente antes de que aparezcan los brotes de las semillas cuando el suelo sin vegetación permite un máximo de evaporación.

Por otra parte, la eficiencia de las lluvias depende de la naturaleza del suelo. Es elevada en terrenos arenosos o cuando el escurrimiento permite la acumulación de agua en las depresiones. Gausson menciona que en Noráfrica las primeras lluvias del otoño hacen reverdecer las tierras ligeras antes que los suelos densos. Si el agua penetra en el suelo es utilizable y la cubierta vegetal alcanza un equilibrio con la humedad disponible.

Puede observarse que la fórmula empleada en la construcción de las gráficas ombrotérmicas $p = 2t$ a nivel mensual en la que p está en mm. y t en °C, es una de las que Köppen usa con datos

anuales $P = 2t$ para separar los climas secos de los húmedos, en la que P se expresa en cm.

Sin embargo, Köppen utiliza esta fórmula exclusivamente para los lugares que presentan régimen de lluvias de invierno. El mismo Gausсен (1954) dice que las gráficas ombrotérmicas, así trazadas, son útiles para países fríos en los que la sequía no es muy pronunciada y en donde las precipitaciones de otoño e invierno son en forma de nieve, la que se encuentra aún sobre el terreno cuando empieza a elevarse la temperatura en primavera y ocurre el deshielo; el agua así acumulada, penetra al suelo y retarda la llegada de las condiciones de sequía del verano, el que en esos lugares carece casi totalmente de lluvia y es muy soleado.

Es lógico pensar que las gráficas ombrotérmicas trazadas con la fórmula $p=2t$ son válidas sólo para los lugares de clima mediterráneo (con lluvias en invierno y veranos secos), como lo demostraron Bagnouls y Gausсен, pero no lo son en las zonas tropicales del globo, que presentan las mayores cantidades de lluvia en el verano, como ocurre en casi todo el país.

García *et. al.* en 1983, agregan tres fórmulas más para el trazo de gráficas ombrotérmicas; parten de la premisa de que si los mencionados autores han probado que la fórmula de Köppen $P=2t$ para régimen de lluvias de invierno y datos anuales, es válida también a nivel mensual, lo mismo serían las otras fórmulas de este autor para otros regímenes pluviométricos: $p = 2t + 14$ para lluvias en todas las épocas del año, y $p = 2t + 28$ para lluvias en verano, asimismo, por extensión, sería válida la fórmula $p = 2t + 21$ propuesta por García (1964) para los lugares que presentan lluvias de verano, pero que poseen un porcentaje elevado de lluvia invernal (mayor de 10.2 de la anual).

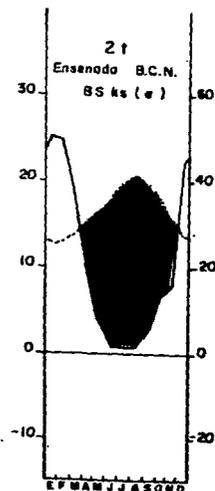
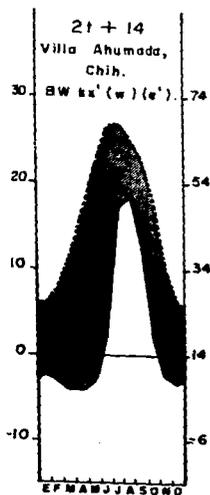
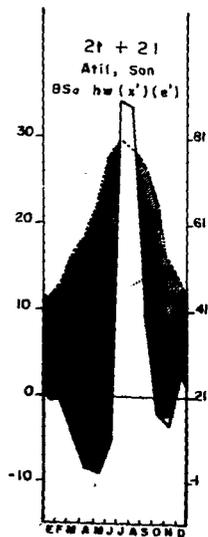
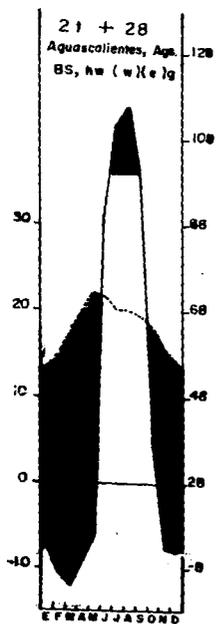
Las autoras de este trabajo, establecen que el trazo de las gráficas ombrotérmicas utilizando todas estas fórmulas se haría de manera similar a la propuesta por Bagnouls y Gausсен, sólo que se cambiarían las escalas de precipitación como se muestra en la fig no. 2.

En este mismo trabajo se incluyen dos mapas, uno que señala las áreas de la República Mexicana sujetas a diferentes regímenes, pluviométricos, y las fórmulas por emplear en el trazo de las gráficas. El segundo, es un mapa de isolíneas de número de meses secos (Mapa no. 10), obtenido a partir de las gráficas ombrotérmicas trazadas con las fórmulas propuestas, de acuerdo a su régimen de lluvias, en numerosos sitios de la República Mexicana.

Es interesante hacer notar que los trazos de las isolíneas coinciden con los diferentes grados de aridez mostrados en la Carta de Climas, 1970, elaborada según el Sistema Modificado por García.

DIAGRAMAS OMBROTERMICOS, GARCIA, et al,(1983)

FIG. 2 .



En efecto:

el clima muy árido	BW	coincide con el área de 12 meses secos.
el clima árido	BS	coincide con el área de 10 a 12 meses secos.
el clima semiárido	BS	coincide con el área de 8 a 10 meses secos.

Las áreas, con más de 8 meses secos, se indican mediante un sombreado, en el mapa no. 10.

En la correspondencia que se hizo entre el número de meses secos obtenido y la Carta de Climas, se observó, que es mayor en los climas cálidos y semicálidos que en los templados, pues éstos a causa de su menor temperatura muestran escasa evaporación.

Diagramas climáticos de Walter.

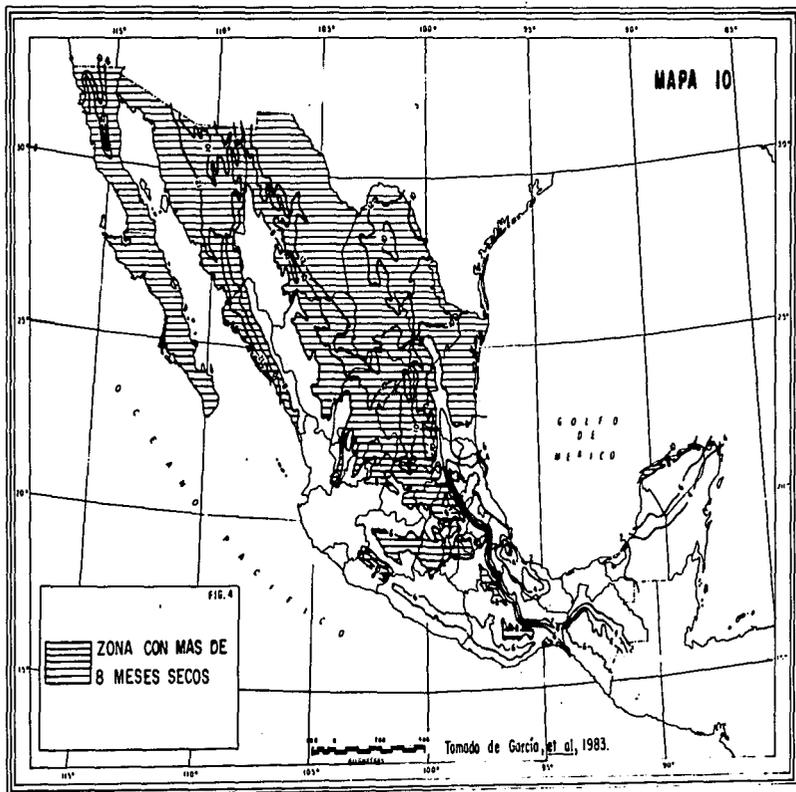
Partiendo de la misma hipótesis de Gaussen, Walter (1961), organiza un diagrama en el que cada tipo de dato ocupa siempre idéntico lugar y que puede, por tanto, ser reconocido por esto.

A diferencia de los diagramas de Gaussen, Walter coloca en el eje horizontal los meses de Enero a Diciembre para el hemisferio Norte y de Julio a Junio para el hemisferio Sur, de manera que la estación calurosa del año quede siempre en el centro del diagrama. En algunos casos introduce una segunda línea auxiliar para las precipitaciones con la relación $10^{\circ}\text{C} = 30 \text{ mm}$, es decir, 1:3, para representar al lado de una época de sequía extrema una época seca menos extrema. (La primera es la relación $10^{\circ}\text{C} = 20 \text{ mm}$ de lluvia, es decir 1:2, que se mantiene en todos los diagramas).

Los diagramas de Walter presentan además, otras denominaciones y valores que se indican a continuación, todos los cuales pueden ser reconocidos por ocupar siempre el mismo lugar. En la figura 3 se presenta un diagrama climático de la ciudad de Aguascalientes, elaborado según la propuesta de Walter.

Denominación y valores utilizados en los diagramas climáticos de Walter.

- a = localidad
- b = altura sobre el nivel del mar,
- c = número de años de observación (cuando hay 2 cifras la primera se refiere a años de observación de la temperatura; la segunda, a años de observación de las precipitaciones).
- d = temperatura media anual en $^{\circ}\text{C}$,
- e = precipitación media anual en mm,
- f = temperatura mínima diaria del mes más frío,
- g = temperatura mínima restringida,
- h = temperatura máxima diaria media del mes más caluroso,
- i = temperatura máxima registrada,
- j = oscilación diaria media de la temperatura,



- k = curva de la temperatura media mensual,
- l = curva de la precipitación media mensual,
- m = sequía relativa (punteado),
- n = estación relativamente húmeda (rayado vertical),
- o = lluvias medias mensuales 100 (negro, escala reducida a 1/10,
- p = curva auxiliar rebajada de precipitaciones (10°C=30 mm) y encima (rayado) época seca.
- q = meses con mínima diaria media inferior a 0°C (negro)= estación fría,
- r = meses con mínima absoluta por debajo de 0°C (rayado oblicuo) = se presentan heladas tempranas o tardías,
- s = duración media en días del periodo sin heladas.

Pueden faltar algunos datos cuando no se conocen los valores para la localidad en cuestión (h-j se indican sólo para climas de oscilación diaria).

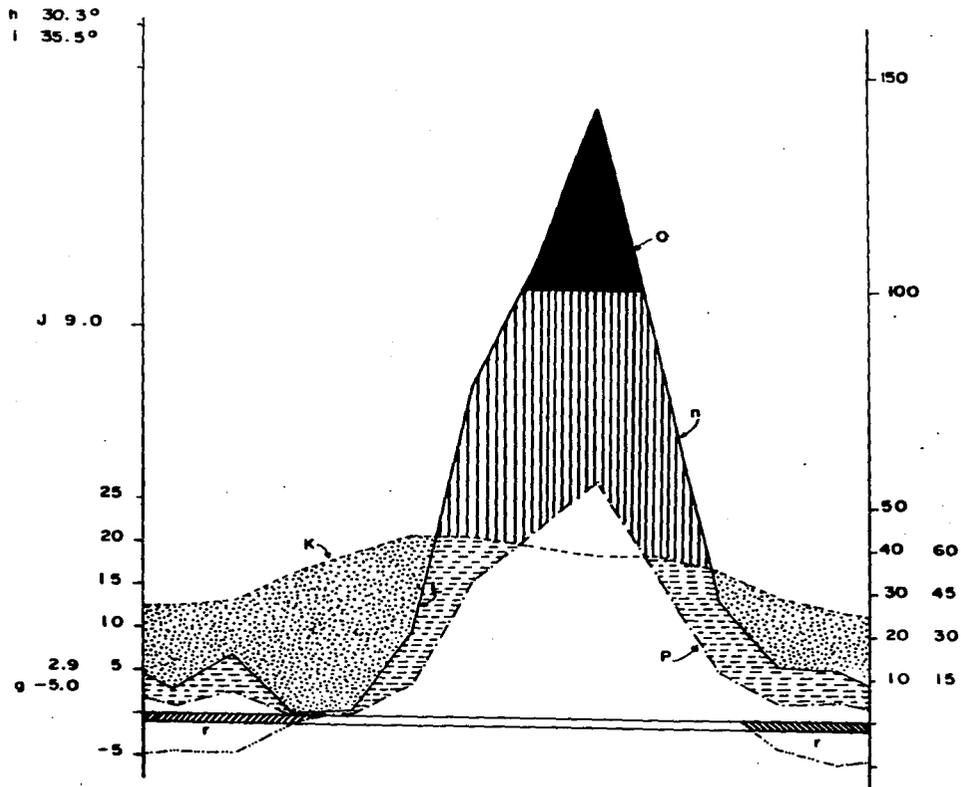
De esta forma, estos diagramas climáticos, además de mostrar la existencia, duración e intensidad de una estación relativamente húmeda y relativamente árida como en los diagramas de Gausson, se puede determinar la duración y la intensidad de un invierno frío y la posibilidad de aparición de heladas tardías o precoces. Con ello se obtienen las bases más importantes para valorar el clima desde el punto de vista ecológico (Walter, 1977).

Según Wallén (1967), fuera de la región del Mediterráneo, el parámetro $P=2t$ no es aplicable como índice que define a la sequía es pues de llamar la atención que se haya publicado un Atlas Climatológico Mundial con bases tan dudosas.

DIAGRAMA CLIMATICO DE WALTER

FIG. 3

AGUASCALIENTES, AGS 1869 m.s.n.m. 30 17.3 °C 514.3 mm.



IV. LAS ZONAS ARIDAS DE MEXICO.

A. DELIMITACION ESPACIAL.

1. ANTECEDENTES.

Ha sido mencionado en varias ocasiones, por diferentes autores, que las zonas áridas de México presentan dos problemas primordiales: uno es su delimitación en el ámbito geográfico y el otro su caracterización, o sea, el conocimiento de sus particularidades, con el objeto de que se puedan aplicar políticas tendientes a su mejor manejo.

En el capítulo anterior se mencionaron varios índices y clasificaciones climáticas que se han aplicado a México, con la finalidad de delimitar las zonas áridas.

Como resultado se tienen diferentes cuantificaciones de la extensión de dichas zonas. En 1949, Osorio Tafall señala que la República Mexicana tiene una extensión de zonas desérticas y semidesérticas del 82 al 89% de la superficie total del país; en ese mismo año, Robles Ramos indica una extensión de 59.13% para la zona desértica y 30.69% para la semidesértica, lo que hace un total de 89.69%. Otros autores señalan hasta 90% del territorio nacional con climas áridos y semiáridos. En 1955, Contreras Arias indica un 33.4% para zonas semiáridas y 18.8% para las áridas, en total 52.2%

D'Albe en 1960 (citado por Schmidt, 1989) reporta que el 36% del territorio nacional es árido y extremadamente árido y 23% es semiárido, lo que da un total de 59%.

Un mapa en el que se muestran las zonas áridas y semiáridas de México, siguiendo un criterio principalmente climático, es el elaborado por Stretta y Mosiño (1963), quienes modificaron el índice de Emberger, e indica un 4.3% para las zonas desérticas, un 33.9% para las áridas y un 33.4% para las semiáridas, dando un total de 71.6%.

Fuentes en 1971, también utiliza este mismo índice modificado y obtiene un 56% para la superficie que abarcan las zonas cuyos índices de aridez son desérticos, áridos y semiáridos respecto del total del país.

En 1980, Villa Salas reporta que las zonas áridas y semiáridas de México, definidas en razón de la precipitación recibida (menos de 350 mm. y de 350 a 600 mm. respectivamente), cubren una superficie de 90 millones de hectáreas, lo que equivale a poco menos de la mitad de la superficie total del país. Este autor se basó en los datos reportados por el Inventario Nacional Forestal.

Una de las contribuciones más detallada, sistemática y útil a la Climatología de las zonas áridas de México, es la "Carta de Climas de la República Mexicana" a escala 1:500,000 elaborada por

García en 1970 y basada en las modificaciones realizadas al Sistema de Clasificación Climática de Köppen. Esta carta consta de cuarenta y siete hojas que cubren íntegramente el territorio nacional. Utiliza las temperaturas y precipitaciones mensuales y anuales de unas 2,000 estaciones meteorológicas con un mínimo de diez años de observación dentro del lapso 1921-1960; las estaciones, con menos de diez años se utilizaron sólo como complementarias. El Sistema Modificado establece tres categorías de aridez: muy árido, árido y semiárido.

Schmidt mide la superficie de los diferentes grupos climáticos presentes en esta carta, de donde obtiene que las zonas muy áridas tienen una extensión del 21.7% y las áridas 15.0% y las semiáridas el 16.1%, que dan un total de 52.8% del territorio nacional.

Como se puede apreciar, son bastantes las cifras que se han publicado para indicar el total de la extensión de los climas áridos de México. De las cuales, la mayoría se encuentra entre el 50 y 60%, es decir, hay una fluctuación del 10% entre los valores reportados.

Sin embargo, la principal discrepancia está en la proporción de los climas áridos y semiáridos; Contreras Arias (*op. cit.*) señala 33% como semiárido y aproximadamente 19% como árido, en cambio, De'Albe (*op. cit.*) indica 23 y 36% respectivamente, esto es, hay una diferencia de 10 a 18%. Es por ello que uno de los objetivos del presente trabajo es mostrar la localización espacial nacional de las zonas muy áridas, áridas y semiáridas según cuatro criterios de aridez:

- Evaporación en mm.
- El cociente Precipitación anual en mm/Evaporación anual en mm. (P/E).
- El cociente de Lang Precipitación anual en mm/Temperatura media anual en °C (P/T).
- El índice pluvial en % de Thornthwaite.

Estos fueron elegidos con base a que son de los más importantes y utilizados a nivel mundial y aunque algunos ya han sido aplicados a México, como el caso del índice pluvial de Thornthwaite, en este trabajo se contó con una mayor y más actualizada información.

2. ELABORACION DE MAPAS

Para este estudio se seleccionaron 382 estaciones de la República Mexicana con 20 años de datos.

Los datos de temperatura, evaporación y precipitación se obtuvieron de los registros del Servicio Meteorológico Nacional y de la Oficina de Climatología de la SARH. El periodo de años de observación utilizado fue de 1921 a 1980. Se trabajó sobre la carta base altimétrica de México, escala 1:8,000,000, del Atlas Nacional de México, del Instituto de Geografía de la UNAM.

Para cada una de las 382 estaciones empleadas se calcularon: la evaporación total anual en mm, los cocientes Precipitación/Evaporación y Precipitación/Temperatura, así como el índice pluvial (IP).

Este último está dado por el exceso (DAA) o déficit (DEA) mensual de agua, que se determinan a partir de una valoración del balance de vapor de agua, en la que se tiene en cuenta la humedad almacenada en el suelo, y cuya fórmula es:

$$IP = \frac{100 \text{ DAA} - 60 \text{ DEA}}{\text{EPA}}$$

$$\text{Como: } \text{DAA} = \frac{\text{IH} \times \text{EPA}}{100} \quad \text{y} \quad \text{DEA} = \frac{\text{IA} \times \text{EPA}}{100}$$

$$IP = \text{IH} - 0.6 \text{ IA}$$

donde:

EPA = Evapotranspiración anual corregida en cm.

IH = Índice de humedad en %

IA = Índice de aridez en %

Para obtener este índice, se tuvieron que realizar los siguientes cálculos:

- Índice de calor (IC).

Está dado por la siguiente fórmula:

$$ICM = \left[\frac{\text{TE}}{5} \right]^{1.514}$$

En donde: ICM = Índice de calor mensual

TE = Temperatura media mensual

La suma de los 12 valores mensuales (ICM) es igual al Índice de Calor Anual (ICA).

- Evapotranspiración potencial mensual sin corregir.

(EV). Está definida por la ecuación:

$$EV=1.6 \left[\frac{10TE}{ICA} \right] 6.75 \times 10^{-7} (ICA)^3 - 7.71 \times 10^{-5} (ICA)^2 + 0.01792(ICA) + 0.49239$$

- Evapotranspiración potencial mensual corregida en cm (EP).

Se obtiene multiplicando el valor de la evapotranspiración potencial sin corregir (EV), por el factor de corrección por latitud (FC). Este factor, como ya se indicó en el capítulo anterior, se debe a los diferentes valores de iluminación que ocurren a diferentes latitudes, la cual influye en la evapotranspiración. Se obtiene de tablas ya calculadas para latitudes norte y sur, en las que existe el valor de dicho factor para cada uno de los meses del año.

La suma de los 12 valores mensuales corregidos (EP), es igual a la evapotranspiración anual corregida en cm (EPA).

- Movimiento de humedad en el suelo en cm (MH)*.

Se refiere a la cantidad de agua que pasa a formar parte o es obtenida de la humedad almacenada en el suelo.

El cálculo de este parámetro se lleva a cabo en forma similar al del funcionamiento de un vaso de almacenamiento. Se tiene un ingreso cuando la precipitación es mayor a la evapotranspiración, y un egreso, si la primera no es suficiente para satisfacer las necesidades de las plantas, utilizándose la humedad almacenada en el suelo hasta agotarla.

Su cálculo debe iniciarse en el mes en que la precipitación (PR) supere a la evapotranspiración (EP), pudiéndose presentar los siguientes casos:

- HA = 0 y PR < EP Entonces: MH = 0

- HA = 0

HA < 10 y PR > EP Entonces: MH = PR - EP (hasta un máximo de 10 cm.)

HA > 0 y PR < EP Entonces: MH = EP - PR (hasta utilizar toda la reserva de agua en el suelo.)

* Al movimiento de agua del suelo hacia la atmósfera, se le conoce como aprovechamiento de la humedad almacenada en el suelo (HA).

- Humedad almacenada en el suelo en cm (HA).

Es el valor del contenido de agua en el suelo, al final de cada mes.

Es igual al valor de humedad almacenada (HA) en el mes anterior, más la suma algebraica del movimiento de humedad en el suelo (MH) del mes de que se trate. El concepto de humedad almacenada, utilizado en el sistema, corresponde a la cantidad de precipitación que se almacena en el suelo y que es aprovechable por la cubierta vegetal. Para el cálculo, el propio sistema considera una lámina media de almacenamiento de 10 cm. La lámina puede ser retenida por un suelo de aproximadamente 30 cm de profundidad, de textura media y con características adecuadas de estructura y porosidad fundamental.

- Demasía de agua en cm (DA).

Es la diferencia positiva que existe entre la precipitación (PR) y la evapotranspiración (EP), restándole la cantidad que pasa a formar parte de la reserva de agua en el suelo, o sea el valor absoluto del movimiento de humedad, que en este caso tiene signo positivo. La suma de los valores mensuales de la demasía anual (DAA). $(PR-EP) - |MH|$.

- Evapotranspiración real en cm (ER).

Es la evapotranspiración que se presenta en un área determinada, en función del agua disponible total.

La evapotranspiración real, puede presentar los siguientes casos:

- Cuando la precipitación (PR) es igual o mayor que la evapotranspiración potencial (EP). Cuando esto sucede, no hay límite de agua y por tanto se evapotranspira todo lo que señala el valor de evapotranspiración potencial.

$$\text{Si } PR \geq EP, \quad ER = EP$$

- Cuando la precipitación (PR) es menor que la evapotranspiración potencial mensual corregida (EP). En este caso se evapotranspira sólo lo que aporta la lluvia más el movimiento de humedad en el suelo.

$$\text{Si } PR < EP, \quad ER = PR + |MH|$$

- Deficiencia de agua en cm (DE).

Es una función directa de la evapotranspiración potencial (EP) y la evapotranspiración real (ER). La diferencia da por resultado el valor de la deficiencia y la suma de los valores mensuales da la deficiencia anual (DEA).

- Indice de humedad en % (IH).

Se obtiene a partir de la fórmula:

$$IH = \frac{100 \text{ DAA}}{\text{EPA}}$$

En donde: DAA = Demasía anual de agua en cm.

EPA = Evapotranspiración potencial anual corregida en cm.

- Indice de aridez en % (IA).

Para obtener este valor se emplea la siguiente fórmula:

$$IA = \frac{100 \text{ DEA}}{\text{EPA}}$$

En donde: DEA = Deficiencia anual de agua en cm.

Thorntwaite subdividió la categoría de humedad en cuatro grupos pero no les asignó nombre a cada uno, por lo que se consideró pertinente asignarles las denominaciones que se encuentran entre paréntesis.

Indice pluviail en %		Designaciones	
De -60 a -40	Arido		(Arido)
-40 a -20	Arido		(Seco)
-20 a 0	Semiárido		(Semiseco)
0 a 20	Subhúmedo seco		(Subhúmedo)
20 a 40	Subhúmedo lluvioso		(Ligeramente húmedo)
40 a 60	Húmedo		(Moderadamente húmedo)
60 a 80	Húmedo		(Muy húmedo)
80 a 100	Húmedo		(Muy húmedo)
Mayor de 100	Perhúmedo		

Como se observa, los índices pluviales en porcentaje, correspondientes a las zonas áridas se encuentran entre -60 y cero, es decir, tienen valores negativos y se establecen tres categorías de aridez.

El índice de Lang determina también tres grados de sequedad: muy árido, árido y semiseco. En cambio, el índice P/E y Evaporación sólo determinan dos grados de aridez: los áridos y semiáridos.

Todos estos cálculos se hicieron por medio de programas de computación elaborados por el Físico Antonio Miranda García

quien, además, asesoró a la autora en todo lo relacionado con el manejo de microcomputadora, para poder capturar la información y obtener los listados y cuadros de resultados.

Se trazaron isolíneas de los valores obtenidos de los cuatro índices trabajados (mapas 12, 13, 14 y 15).

Por otro lado, se elaboró un mapa de los climas muy árido, árido y semiárido según el Sistema Modificado, a la misma escala que los anteriores, es decir 1:8,000,000 (Mapa no. 11). Para el cual se tomaron como fuente:

- la carta climática basada en el Sistema Modificado, escala 1:1,000,000, del INEGI de la SPP,
- el estudio "Los climas de México" de García (1987), que incluye un mapa de climas escala 1:2,500,000, editado por SIGSA, y distribuido por GEOCENTRO,
- así como los datos climáticos de Temperatura y Precipitación actualizados a 1980, de Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen (García, 1988).

De los cinco mapas resultantes, se hizo una cuidadosa medición con un planímetro electrónico, de las áreas consideradas como áridas, de acuerdo a cada uno de los índices utilizados.

3. ANALISIS COMPARATIVO DE LOS MAPAS

El mapa basado en el Sistema Modificado (García, *op. cit.*) fue utilizado como referencia para poder analizar los otros cuatro que muestran también la extensión geográfica de las zonas áridas del país con base en otros criterios de aridez. El Sistema se utilizó como punto de comparación, pues como ya se explicó en el capítulo anterior, es un sistema de clasificación climática resultado de una serie de estudios cuya finalidad fue la de ajustar la clasificación de Köppen a las condiciones particulares de la República Mexicana.

Ejemplo de estos estudios es el trabajo "Larrea y Clima", (1961), que representa una muestra de la relación existente entre la distribución de la vegetación, en este caso, de la planta *Larrea tridentata*, y el índice P/T (Precipitación anual en cm/ Temperatura media anual), incluido en el Sistema Modificado.

Los climas secos se extienden principalmente en casi la mitad septentrional del país, donde forman una masa continua, es decir, abarcan gran parte de la Altiplanicie Mexicana, aproximadamente hasta el paralelo 19°30' N: Mesa del norte, Sierras de Zacatecas y Guanajuato así como la mitad boreal de la Mesa Central o de Anáhuac, en esta última, forma una franja angosta.

También se localizan sobre las porciones de las llanuras costeras del Pacífico y Golfo, situadas al norte de los paralelos 23°20' y 23° N, respectivamente.

Se encuentran en casi toda la Península de Baja California, con excepción de las áreas de altitud mayor a 2,000 m. de las sierras de Juárez y San Pedro Mártir y de las áreas de altitud mayor a 1,000 m. en las sierras de La Laguna y de San Lázaro en el extremo austral de la Península.

Se extienden también en siete zonas interiores, dos al oeste en el estado de Jalisco: en las cuencas de los ríos Atengo y Chapalagana y en la del río Bolaños, en el límite entre Jalisco y Zacatecas.

Las otras cinco situadas al sur, se localizan en:

- La parte más baja de la cuenca del Balsas (Mich.-Gro.).
- Cuencas altas de los ríos Mixteco y Tlapaneco (Gro.-Pue.).
- Valles de los ríos Tehuantepec y Tequisistlán (Oax.).
- Valles de Tehuacán y Oaxaca-Ejutla (Pue.-Oax.).
- Llanos de San Juan (Pue.)- Perote (Ver.).

Por último, se localizan en tres áreas costeras: en el noroeste de la Península de Yucatán, en Jalisco y Colima.

A continuación también se indica la distribución geográfica de cada uno de los subtipos climáticos secos.

Clima Muy Arido BW.

El clima muy árido BW. se localiza en la parte norte central de la Altiplanicie Mexicana a altitudes menores de 1,500 m. de altitud y abarcan desde la frontera con los Estados Unidos hasta las inmediaciones del paralelo 24°30'. También se presenta en la porción de la llanura costera del Pacífico situada al norte del paralelo 25° N. y en las zonas de Altitud menor de 1,000 m. de la península de Baja California, con Excepción del extremo noroeste de la misma en donde el clima es semiárido BS.

Clima Arido BS₀.

El clima árido BS₀, se encuentra bordeando a los muy áridos BW en la parte norte de la Altiplanicie y hacia el sur, forma una banda angosta que cruza de norte a sur al estado de San Luis Potosí. También se presenta en los declives de la Sierra Madre Occidental que se elevan de la llanura costera del Pacífico al norte del paralelo 24° norte, y en las zonas situadas entre 1,000 y 2,000 m. de altitud en la porción central de la península de Baja California, y como ya se indicó, en el noroeste de la misma.

Al sur, se localiza solamente en cuatro de las regiones ya mencionadas: en las partes más bajas de la cuenca del Balsas, del río Tehuantepec, en el valle de Tehuacán, así como en el extremo noroeste de la Península de Yucatán.

Clima Semiárido BS₁

Este clima, se encuentra bordeando a los áridos BS₀ en el norte, en los declives montañosos de Chihuahua y Durango, sierras de Zacatecas y Guanajuato, la mitad occidental de San Luis Potosí, con excepción de la franja de BS₀ ya indicada y casi todos los estados de Querétaro e Hidalgo, así como el noreste del estado de México y del Distrito Federal. También bordea a los climas BS₀ de los declives de la Sierra Madre Occidental que se elevan de la llanura costera del mar de Cortés en los estados de Sonora y Sinaloa, al de las laderas de las sierras de San Lázaro y La Laguna en el sur de la Baja California y se localiza en la porción norte de la llanura costera del Golfo de México, en donde abarca casi todo el estado de Tamaulipas y la parte boreal de Nuevo León. Este clima semiárido BS₁ se extiende en todas las áreas interiores del oeste y sur del país ya mencionadas, así como en los litorales de Jalisco, Colima y península de Yucatán, donde forman una angosta franja que bordea por el SE a la banda costera de BS₀.

El rasgo más sobresaliente al comparar los cinco mapas en conjunto, es que si bien los límites son bastante diferentes, los índices utilizados coinciden en las zonas medulares.

La diferencia en las extensiones de las zonas áridas según los cuatro criterios utilizados, se pone de manifiesto en la tabla no. 1, donde se muestran los porcentajes de la superficie del territorio nacional que ocupan estas zonas obtenidas de la medición de los cinco mapas (escala 1:8,000,000).

En primer lugar se indican los valores obtenidos de la medición del mapa elaborado según el Sistema Modificado y enseguida los otros cuatro índices, ordenados de mayor a menor.

Al comparar este valor (54.2%), con el obtenido por Schmidt (*op. cit.*), de 53.0%, quien como ya se dijo midió la carta de climas (1970), escala 1:500,000, según el Sistema Modificado, se observa una diferencia de 1.2%, la cual se atribuye a la escala más pequeña (1:8,000,000), con la que se trabajó y a que se contó con una mayor y más actualizada información.

Se considera que el valor de 54.2% obtenido según el Sistema Modificado, es una aproximación razonable que define con cierta rigurosidad la superficie y nos libera de las imprecisiones con que en el pasado se han medido las zonas secas del país, que como tema de gran discusión e interés nacional han sido calculadas entre un 50 y 80 % del territorio nacional.

Dentro del intervalo 50-80%, caen los otros valores obtenidos, el dato más alto 77.4%, está dado por el índice pluviual de Thornthwaite, y el más bajo 46.3%, por la evaporación. Como se muestra en la tabla no. 1, tanto el índice de Thornthwaite como el cociente P/E muestran valores más altos que el registrado por el Sistema Modificado, los otros dos están entre 3.1 y 7.9% menos.

A continuación se hace un análisis de cada uno de los cuatro mapas, con base en los climas secos según el Sistema Modificado, al cual, por comodidad se denominará con las letras SM.

Superficie de las zonas áridas del país, en base a cinco criterios de aridez (medida con planímetro sobre los mapas trazados a 8 000 000)								
Índice o Sistema utilizado	MUY ARIDO		ARIDO		SEMIARIDO		TOTALES	
	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%
Sistema Modificado	407040	21.0	277440	14.4	361920	18.8	1,046400	54.2
Índice pluviual de Thornthwaite.	543360	27.7	608320	31.1	364480	18.6	1,516160	77.4
Cociente P/E	451340	23.1	323520	16.5	508480	26.0	1,283840	65.6
Índice de Lang (P/T)	452160	23.1	298240	15.2	250240	12.8	1,000640	51.1
Evaporación	455,360 (Km ²)		23.25 (%)		451200	23.0	906360	46.3

Índice Pluviual de Thornthwaite.

Al comparar el mapa correspondiente al índice de Thornthwaite con el del SM, se observa que las áreas señaladas como áridas y secas, con índices pluviales de -60 a -40 y de -40 a -20 respectivamente, coinciden bastante con las muy áridas, áridas y semiáridas, principalmente con las del norte y las de la Baja California. Sin embargo, la zona de semisecos de -20 a 0 de Thornthwaite sale de estos límites, es decir, no corresponden a climas secos en el SM, sino a subhúmedos W_0 que son los subhúmedos de menor humedad, y que según el SM, tienen mayor humedad que los semiáridos BS_1 , los cuales se encuentran generalmente bordeándolos. Es por ello que dicho índice señala a más del 75% del territorio nacional como árido.

Se puede decir que, las áreas semisecas de Thornthwaite se encuentran bordeando a las semiáridas BS_1 del SM.

Por otro lado, las condiciones áridas y semiáridas que prevalecen en el noroeste de la península de Yucatán, tampoco son definidas por el índice pluvial ya que toda esa área es designada como subhúmeda, esto es, con un índice pluvial entre 0 y 20%.

El valor de -40 establecido por el autor como límite inferior de los áridos coincide con el de los muy áridos BW del SM, sin embargo, valora a toda la península de Baja California como árida, es decir, no determina los otros climas semiáridos y subhúmedos presentes en ella.

Índice de Arides de Lang P/T.

Como se indicó, dicho cociente es parte del Sistema Modificado, por lo que los límites y designaciones de los valores obtenidos fueron establecidos por García (op. cit.). De donde se tiene que: los climas muy áridos BW presentan valores de P/T menores de 15, los áridos BS₀, entre 15 y 22 y los semiáridos con cociente entre 22 y 30.

En general, se observa una alta correspondencia con el climas del SM, no obstante, se presentan algunas diferencias como el límite austral de las zonas semiáridas que se encuentra situado bastante más al norte que el de los climas semiáridos BS₁. Las cuales se pueden atribuir a que el índice por sí sólo no puede ser comparable a todo un sistema de clasificación, el cual además, ha sido modificado para adaptarlo a las condiciones de nuestro país. Parte también se debe a que por la escala a la que se trabajó (1:8 000 000) varias áreas no pudieron mapearse, como puede ser el caso de los climas semiáridos del extremo austral de la Baja California, cuenca del río Mezcala, valle de San Juan, Pue.-Perote, Ver., valle de Tehuacán, Oaxaca, así como los climas semiáridos BS₀ de la costa noroeste de la península de Yucatán.

Índice de Arides P/E.

Como se muestra en la tabla no. 1, los cocientes P/E árido y semiárido también ocupan una mayor superficie (65.6%) que los climas secos (54.2%). Los valores de 0.15 a 0.25 son considerados por Davidson (1936) como áridos, y de 0.25 a 0.50 como semiáridos aunque, el índice P/E menor a 0.15 corresponde bastante bien con el límite de los BW, y de 0.15 a 0.20 con el de los áridos BS₀. El último intervalo (0.20 a 0.25) del grupo de los áridos, coincide con los climas semiáridos BS₁, localizados al norte del paralelo 22° N, los situados al sur de esa latitud, quedan comprendidos dentro de la categoría de semiáridos, es decir entre cocientes P/E del orden de 0.25 a 0.50.

Dentro de esa categoría de semiáridos de Davidson, quedan también incluidos los climas subhúmedos w₀, que como se dijo, indican zonas con mayor humedad.

Evaporación Total Anual en mm.

Los datos que sirvieron de base para la elaboración del mapa de Evaporación Total Anual, son el resultado de la medición de la pérdida de nivel del agua contenida en un tanque expuesto al aire libre de superficie conocida cada 24 horas. Valores que se han denominado, en ocasiones, "Evaporaciones potenciales", debido a que durante todo el transcurso del año existe una alimentación artificial de agua, lo que no sucede en condiciones reales, por lo cual pueden considerarse como las pérdidas máximas por este concepto. Por tanto, la evaporación medida de esa forma, no es muy buena indicadora de las condiciones áridas de nuestro país.

No obstante, al comparar ese mapa con el de climas, se observa que las áreas con las evaporaciones más altas de México (>2 000 mm), coinciden con las zonas de clima muy árido BW de la porción norte central del país, y de los estados de Sonora, Sinaloa así como la costa nororiental de la península de Baja California; pero también cubre los climas áridos BS₀ y semiáridos BS₁ del noroeste de Nuevo León y el área de semiáridos BS₁ de Durango, Jalisco y Aguascalientes.

El intervalo entre 2 000 y 2 200 mm. coincide sólo en parte con los climas áridos BS₀ pues los ubicados en Durango y noreste de Coahuila registran evaporaciones menores, del orden de 1 800 a 2 000 mm. En tanto que los semiáridos BS₁ corresponden a valores de evaporación de 1 600 a 2 000 mm., excepto en las áreas situadas en el sur de Tamaulipas y parte de Querétaro en donde los valores son inferiores a 1 600 mm; por otra parte los climas BS₁ de la cuenca del Balsas, Oaxaca y noroeste de la península de Yucatán, presentan más de 2 000 mm. de evaporación.

B. CARACTERIZACION CLIMATICA.

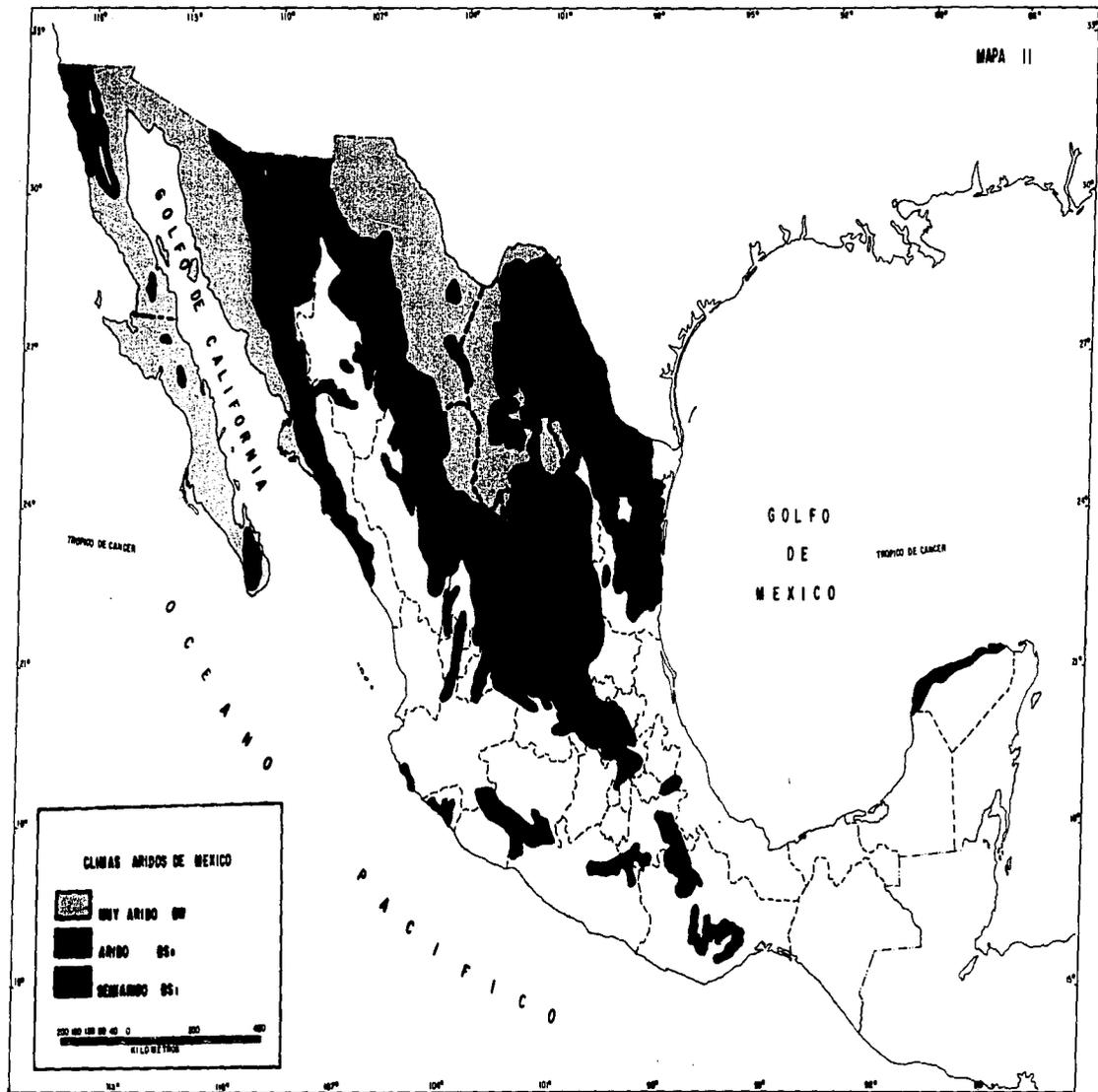
1. PARAMETROS CONSIDERADOS.

Como ya se dijo, en el Sistema de Köppen modificado por García, los climas secos B se dividen, según su humedad, en tres tipos principales:

- Los muy secos o muy áridos BW.
- Los secos o áridos BS₀ y
- Los semisecos o semiáridos BS₁.

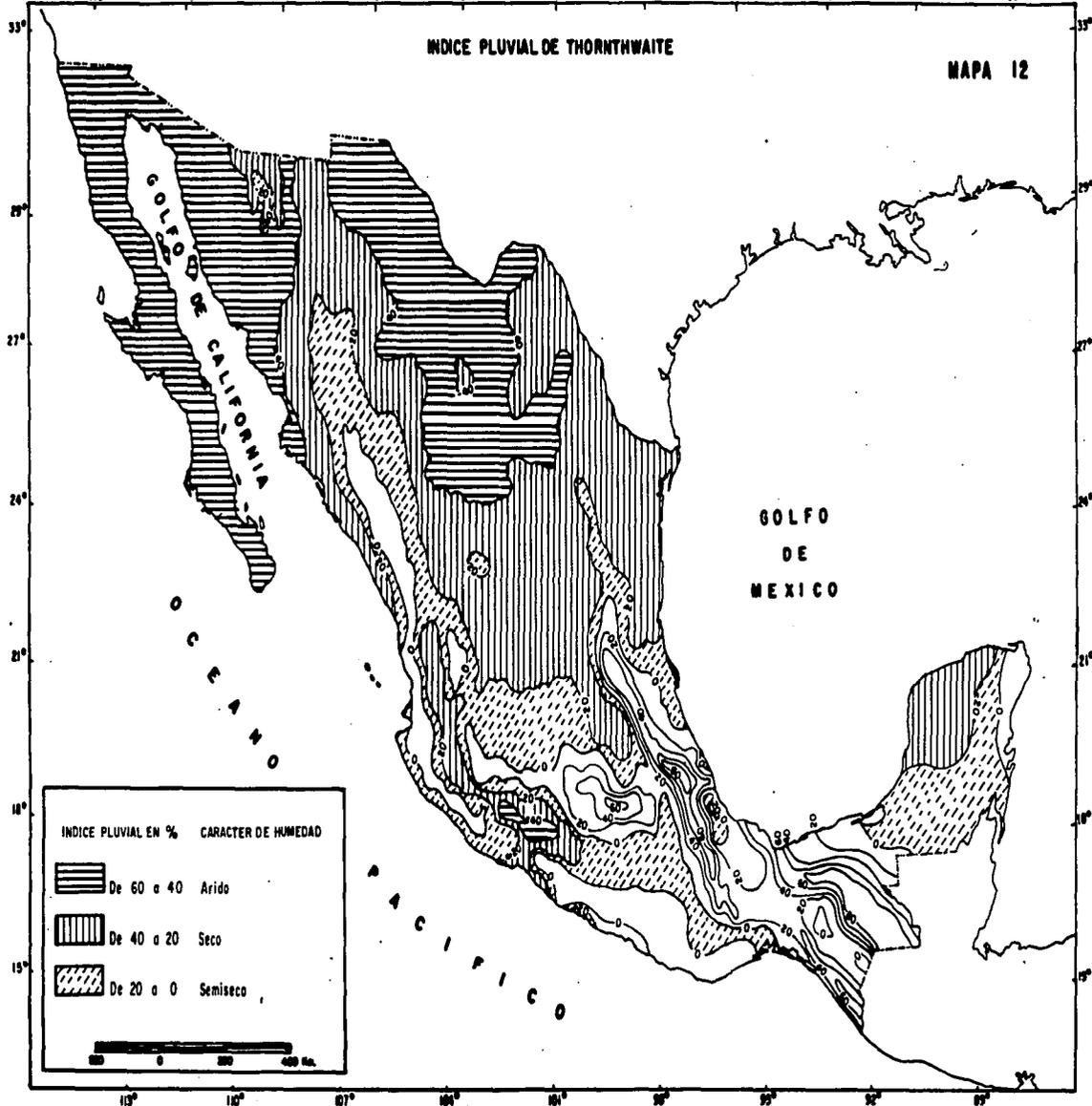
Los últimos son transición a los climas subhúmedos. El límite entre los BW y los BS se establece según el régimen pluviométrico, por medio de las fórmulas mostradas en la página 50.

Para caracterizar climáticamente al grupo B de climas se subdividió según sus condiciones térmicas (cálidas, semicálidas y templadas). Posteriormente se determinó la situación geográfica de cada subtipo a partir de las cartas de Climas trazadas de acuerdo al Sistema de Köppen modificado por García, escala 1:2 500 000 (1987) y 1:4 000 000 (1989), al final se concentraron en cuadros otras condiciones de temperatura y precipitación que



INDICE PLUVIAL DE THORNTWHAITE

MAPA 12



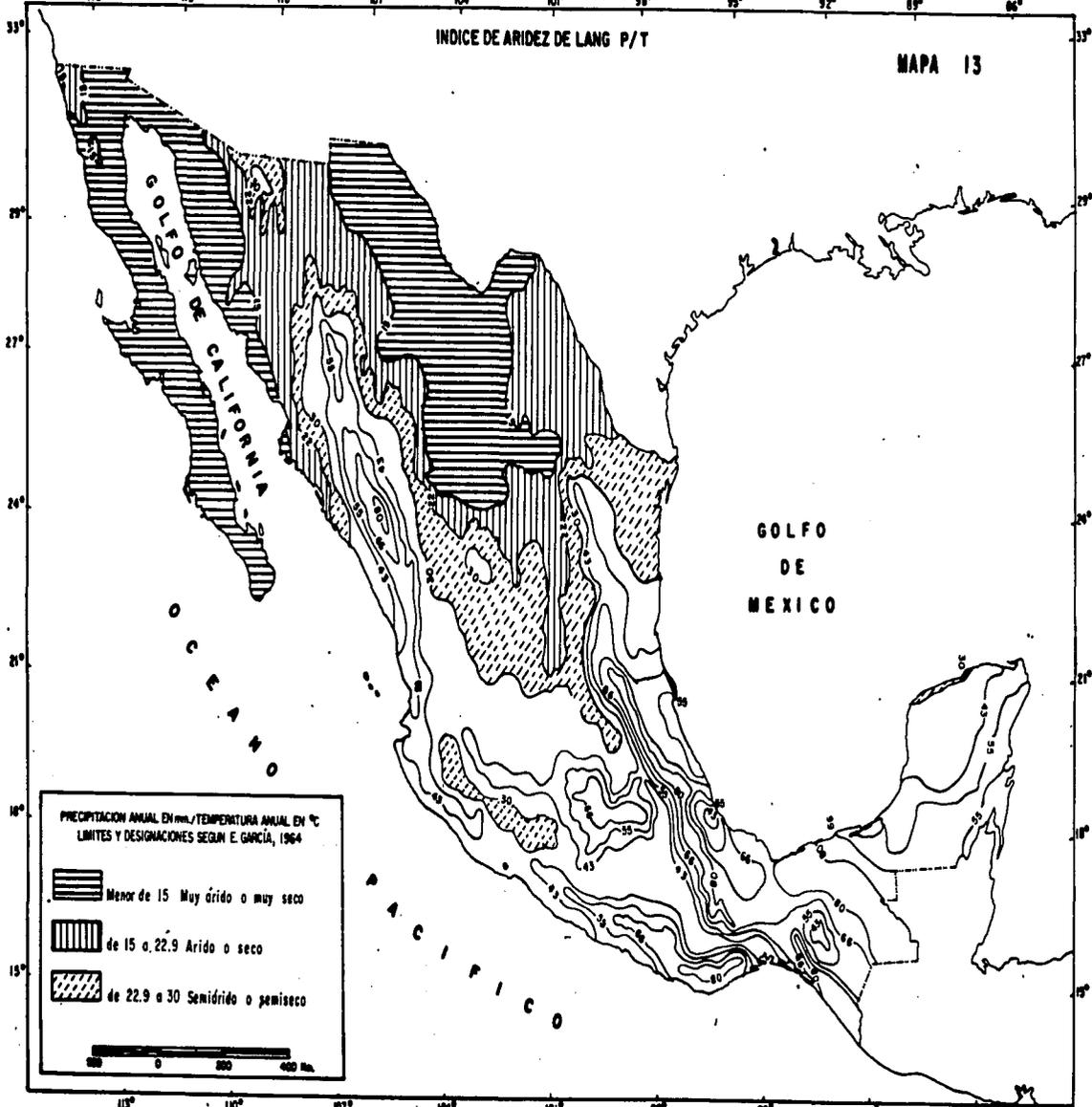
INDICE PLUVIAL EN % CARACTER DE HUMEDAD

-  De 60 a 40 Arido
-  De 40 a 20 Seco
-  De 20 a 0 Semiseco

0 200 400 Miles

INDICE DE ARIDEZ DE LANG P/T

MAPA 13



PRECIPITACION ANUAL EN mm. / TEMPERATURA ANUAL EN °C
 LIMITES Y DESIGNACIONES SEGUN E GARCIA, 1964



Menor de 15 Muy árido o muy seco



de 15 a 22.9 Árido o seco

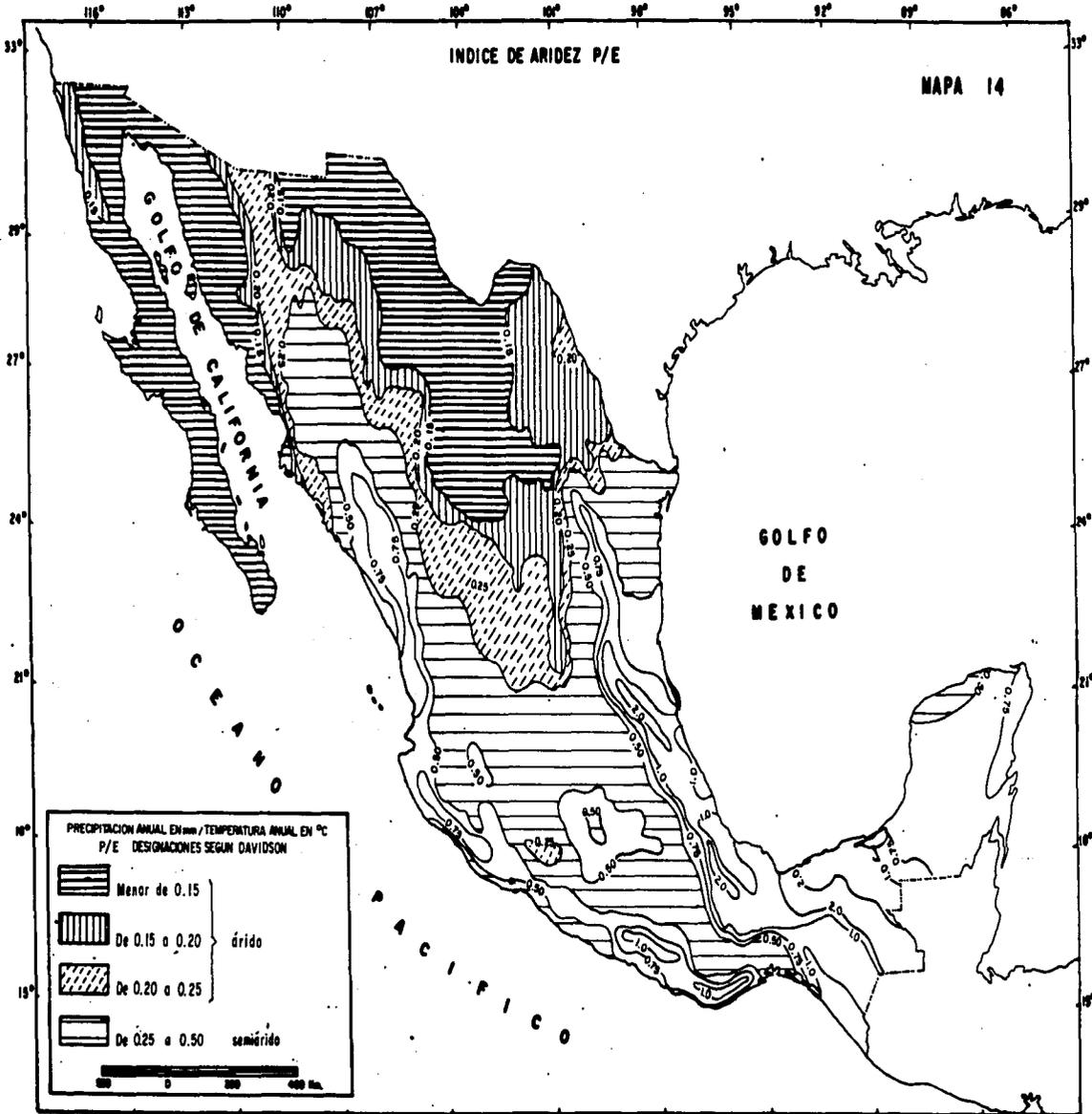


de 22.9 a 30 Semidrido o pemiaseco

0 200 400 Km.

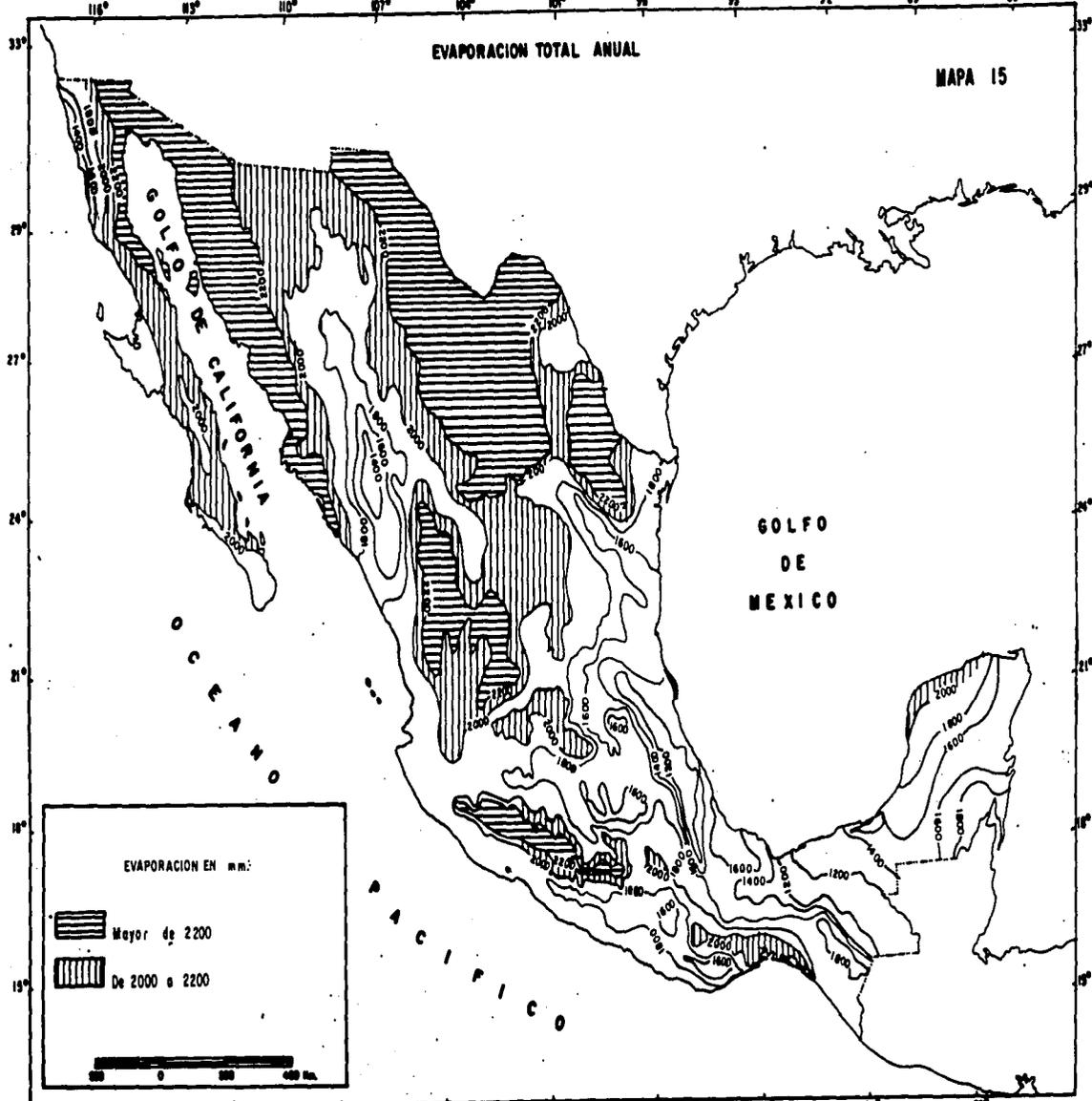
INDICE DE ARIDEZ P/E

MAPA 14



EVAPORACION TOTAL ANUAL

MAPA 15



EVAPORACION EN mm:

- Mayor de 2200
- De 2000 a 2200



presentan, tales como:

Precipitación media anual (mm)
Probabilidad en por ciento de la lluvia anual
Régimen pluvial
Canícula
Temperatura media anual (°C)
Oscilación térmica media anual
Promedio anual de la temperatura máxima
Promedio anual de la temperatura mínima
Temperatura máxima absoluta
Temperatura mínima absoluta
Insolación anual
Insolación máxima mensual
Insolación mínima mensual
Evaporación anual
Número de días al año con helada

Todos estos datos se exponen en los cuadros 19-A al 20-F.

Lo anterior se llevó a cabo con base en los datos de temperatura y precipitación de 642 estaciones clasificadas como secas, según el Sistema de Köppen modificado por García. Los datos fueron tomados de la última edición de Modificaciones al Sistema de Clasificación de Köppen de García (1988), y se agruparon de acuerdo a su grado de humedad en: muy áridos BW, con el 23.7% de las estaciones, áridos BSo con el 24.8% y semiáridos BSi con el 51.5%; información que en varios casos, sirvió de apoyo para la descripción espacial de los subtipos, así como para determinar nuevas áreas climáticas secas, que por las escalas de las últimas versiones de los mapas de climas, no había sido posible mapear. Se promediaron y se analizaron los datos de cada uno de los grupos resultantes.

Por otra parte, de los registros del SMN (SARH), se obtuvieron las temperaturas máximas y mínimas absolutas de 600 estaciones, dentro del lapso 1951-1980.

Para completar información de los climas secos situados en el norte y noroeste del país se consultaron los trabajos "Aspectos climáticos de las zonas áridas del norte de la Altiplanicie Mexicana" de García, *et al*, (1985) y "Condiciones climáticas del Golfo de California y sus islas" de la autora del presente estudio.

La información de evaporación se tomó de la carta de "Evaporación anual en mm.", elaborada para el presente trabajo.

Los valores de promedios anuales de máximas y mínimas, número de días con helada, insolación anual, máxima mensual, mínima mensual, así como de probabilidad de que se presente precipitación igual o mayor a la media, se tomaron de las siguientes cartas del Atlas Nacional de México.

- B. Enero: mes de mínima insolación, Hernández, M. E.
- C. Insolación anual, Pérez-Villegas, G.
- D. Mayo: mes de máxima insolación, Hernández, M. E. a escala 1:8,000,000 forman parte de la hoja: "Observatorios, estaciones meteorológicas e insolación" (IV. 4. 1.) (1989).
- "Precipitación" (IV. 4. 6.), Vidal, Z. R. (1989). Escala 1:4,000,000.
- Promedios de temperatura máxima, García y Vidal.
- Promedios de temperatura mínima, García y Vidal. Escala 1:8,000,000. Se encuentran en la hoja: "Temperaturas extremas" (IV. 4. 5.) (1991).
- No. de días con Helada, García y Vidal. Escala 1:8,000,000 forma parte de la carta: "Otros fenómenos climáticos" (IV. 4. 7.) (1991).

2. DISTRIBUCION GEOGRAFICA.

a. Climas Muy Aridos BW.

Forman, en la República Mexicana dos masas continuas, una en el norte centro de la Altiplanicie a altitudes menores de 1,600 m. y la otra en el noroeste del país, en donde abarca la porción de la llanura costera del Pacífico al norte del paralelo 25° N, y las áreas de altitud menor a 1,000 m. en la Península de Baja California, exceptuando su extremo noroeste. Dichas áreas son continuación de los desiertos Chihuahuense y Sonorense, respectivamente; el primero se inicia en el sur de Nuevo México y suroeste de Texas, y el segundo, en Arizona y California, Estados Unidos.

En forma general, la mayoría de los autores que han delimitado las áreas desérticas han usado a las plantas como indicadoras para establecer los límites. El esquema más sobresaliente y persistente es el de Shreve (1942), quien en la delimitación del desierto Sonorense, empleó una combinación de tres criterios de la vegetación (Mapa no. 16).

- Fisonomía y formas de vida.
- Estructura y organización social.
- Contenido florístico.

La vegetación también fue utilizada por Johnston (1977), en la delimitación del desierto Chihuahuense.

Recientemente se han realizado intentos que incluyen tanto comunidades de animales como de plantas para establecer los límites de los desiertos Norteamericanos. Lowe (1955) usó la herpetofauna y la vegetación, para establecer los límites orientales del desierto Sonorense. Morafka (1977), empleó la herpetofauna, el clima y otros datos, para establecer los límites del Chihuahuense, así como para efectuar en él una serie de subdivisiones (Mapa no. 17).

MacMahon (1979), se basó en la distribución de las plantas, animales vertebrados y el clima, para delimitar los principales desiertos calientes de Norteamérica (Mapa no. 18).

El desierto Sonorense es tan diverso que ha sido subdividido florísticamente en las siguientes unidades: (Mapa no. 17).

- Cuenca baja del Colorado.
- Tierras altas de Arizona.
- Valles de Sonora.
- Laderas bajas de la Sierra Madre Occidental.
- Costa central del Golfo de California.
- Región de Vizcaíno y
- Región de la Magdalena.

La información acerca del área que ocupan dichos desiertos, varía de acuerdo a los criterios empleados para establecer sus límites, e inclusive en un mismo trabajo, las estimaciones de la extensión del desierto Chihuahuense varía de 378,000 a 507,000 Km², dependiendo de donde sean trazados los límites (Henrickson y Straw, 1976, citado por MacMahon y Wagner, 1985).

Según los límites de MacMahon (1979), el área que ocupan dichos desiertos, así como su porcentaje respecto del total de los desiertos de Norte América, es el siguiente:

	Area Km ²	Porcentaje*
Desierto Sonorense	275,000	21.5
Desierto Chihuahuense	453,000	35.5

Schmidt (1979), hace una delimitación del desierto Chihuahuense, con base en el índice de aridez de Martonne (1926), y obtiene que su superficie cubre más de un tercio (35.7%) de Norte América y que abarca más de 11° en Latitud, ocupa 355,000 Km². Cerca de las tres cuartas partes de la zona árida están en México, donde ocupa el 13% del Territorio Nacional; otros autores consideran que es el 80% (MacMahon y Wagner, 1983). Alrededor de un tercio del desierto está en el estado de Chihuahua, del cual deriva su nombre.

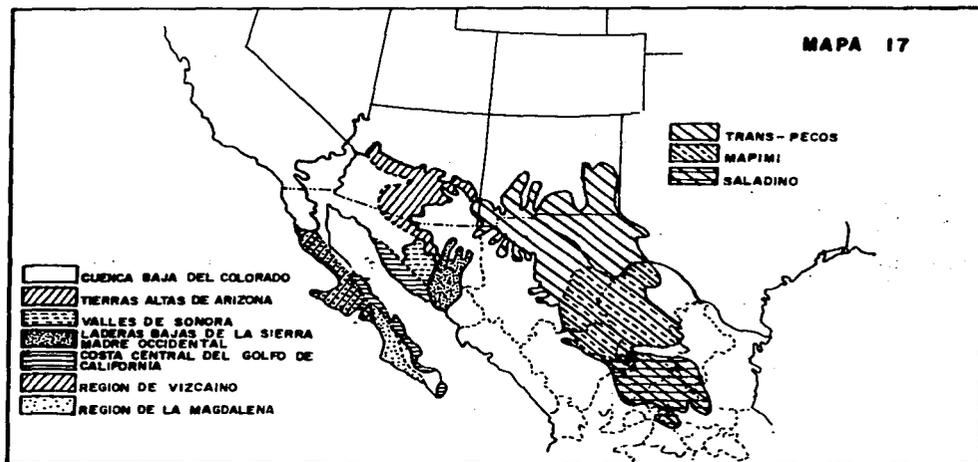
Según el mismo autor, aproximadamente dos tercios de la superficie del desierto Sonorense se localiza en territorio mexicano donde ocupa el 9% del país. Abarca casi la mitad del estado de Sonora, del cual toma su nombre y aproximadamente tres cuartas partes de la península de Baja California.

* La estimación está basada en mapas en donde se ignora el relieve.



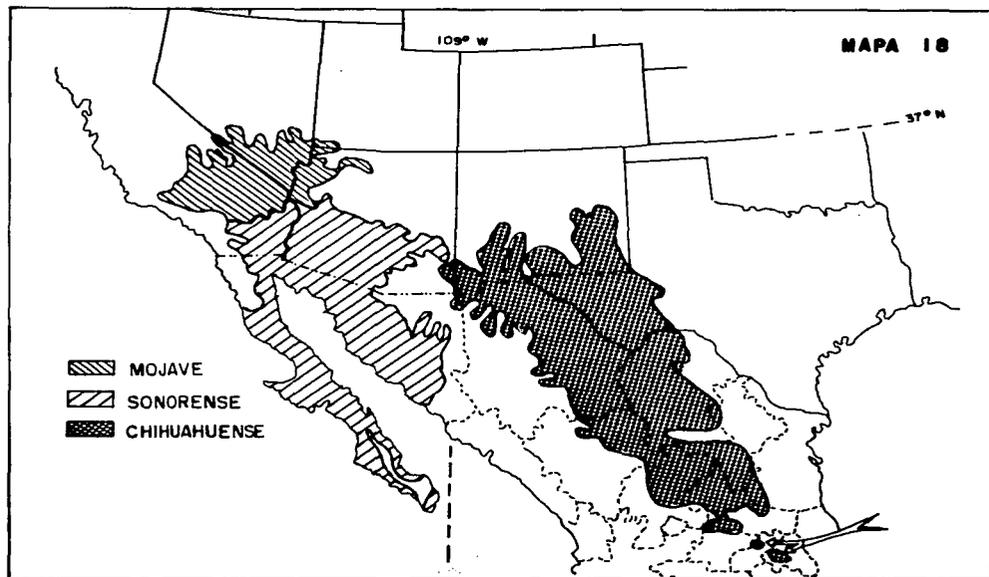
MAPA 16

CLASICA REPRESENTACION DE LOS
DESIERTOS DE NORTEAMERICA
DE SHREVE (1942)



MAPA 17

SUBDIVISIONES DEL DESIERTO CHIHUAHUENSE DE MORAFKA (1977) Y DEL DESIERTO
SONORENSE DE SHREVE Y WIGGINS (1964)



DELIMITACION DE LOS DESIERTOS DE CALIENTES DE NORTEAMERICA DE MAC MAHON (1979). LA FLECHA EN LA PORCIÓN SUR DEL DESIERTO CHIHUAHUENSE, SENALA DOS AREAS SEPARADAS, QUE SEGUN EL AUTOR TAMBIEN FORMAN PARTE DE EL.

Desierto Chihuahuense.

La zona centro muy árida que corresponde al 75% del desierto Chihuahuense, es la más grande del país (13%). Está situada en la porción boreal de la Altiplanicie, comprende el cauce del río Bravo y las cuencas salinas, conocidas como bolsones, que se extienden en la mitad este del estado de Chihuahua, ocupa el oeste, sur y este de Coahuila, norte y este de Durango, así como el extremo noroeste de Zacatecas; su límite austral se localiza aproximadamente en el paralelo 24°15' N, se extiende dentro de la zona subtropical del hemisferio norte, varía de 800 a 1940 m.

Por sus condiciones térmicas, según García, que están en función de la altitud se divide en tres áreas: la cálida, la semicálida, y la templada.

Zona cálida del desierto Chihuahuense.

Tan sólo el área de Torreón, y la estación de Arteaga, Coah., son cálidas, con temperatura media anual mayor de 22°C y la del mes más frío menor de 18°C, condición que se indica con el símbolo (h')h.

Zona semicálida del desierto Chihuahuense.

Es importante destacar que, aunque el desierto Chihuahuense es considerado como un desierto caliente, por lo menos en lo que respecta al área localizada en territorio mexicano, la mayor parte, con excepción del noreste y el área de Torreón, Coah., presenta temperaturas medias anuales entre 18° y 22° C, lo que según el Sistema Modificado por García, 1964, le da la característica de semicálido.

Los símbolos para designar esta condición térmica según la autora mencionada son: h'(h) ó h, los cuales además de indicar situaciones semicálidas, señalan la temperatura del mes más frío, cuando es mayor de 18°C o menor de este valor, respectivamente. (Ver definición en el Apéndice).

En el caso del desierto Chihuahuense, en México, la temperatura del mes más frío siempre es menor de 18°C, es decir sus climas se clasificarían como muy áridos BWh.

Zona templada del desierto Chihuahuense.

Otro aspecto que se considera relevante del desierto Chihuahuense, es que el norte y noreste de Chihuahua presenta condiciones térmicas templadas, es decir, temperaturas medias anuales entre 12° y 18°C, las del mes más frío entre - 3° y 18° C y las del mes más caliente sobre 22°C (con verano cálido), lo que se representa con la letra k, en la fórmula climática.

Desierto Sonorense.

La zona muy árida localizada al noroeste de México que corresponde a la porción austral del desierto Sonorense, es de menor extensión que la del Chihuahuense. Comprende la mitad oeste del estado de Sonora, el noroeste de Sinaloa, aproximadamente hasta el paralelo 24° N, y casi toda la península de Baja California, con excepción de:

- el noroeste, donde se localiza el desierto de Baja California, que abarca hasta las latitudes 31°40' sobre la costa y 30°45' Norte, tierra adentro.
- Las partes altas de las sierras de Juárez y de San Pedro Mártir con clima subhúmedo,
- las montañas con más de 1,000 m. de altitud situadas a todo lo largo de la península con clima árido y
- las sierras de La Laguna y San Lázaro en el extremo sur, caracterizadas por los subtipos, áridos, semiáridos y subhúmedos que se presentan en ese orden conforme aumenta la altitud.

La porción de clima muy árido, también se considera dentro de la zona subtropical del hemisferio norte.

Aunque el desierto de Sonora es considerado por otros autores como caliente, en su porción mexicana presenta en algunas áreas condiciones semicálidas y aún templadas.

Zona cálida del desierto Sonorense.

Abarca un poco menos de la mitad del total del área, con temperaturas medias anuales superiores a 22°C; esta condición se presenta a lo largo de toda la costa del Mar de Cortés en Baja California, en la cuenca del río Colorado, en una banda que se localiza en la parte centro occidental de la península al sur del paralelo 28°15' N y que se extiende hacia las costas del Pacífico al sur de Bahía Magdalena; así como sobre las costas de Sonora y Sinaloa al sur de Guaymas, ya que al norte de este punto, estas condiciones térmicas se ubican un poco tierra adentro, a lo largo de una banda sobre la llanura de Sonora hasta el paralelo 31° N.

En la región en cuestión, se presentan solamente tres zonas con temperaturas del mes más frío superiores a 18°C (h'), que corresponden al área de los Cabos, BCS, Navojoa, Son. y la de Los Mochis-Topolobambo, en Sinaloa. El resto presenta valores inferiores a 18°C (h')h.

Zona semicálida del desierto Sonorense.

Las condiciones semicálidas se presentan en el litoral del Pacífico de la Península y sobre las laderas de las sierras que la recorren en toda su longitud, así como en las costas del estado de Sonora al norte de la Bahía de Guaymas.

A diferencia del área muy árida del centro norte del país, ésta muestra condiciones de semicálido pero con la temperatura del mes más frío mayor de 18° C lo que se indica con el símbolo h°(h).

Zona templada del desierto Sonorense.

Es una área muy pequeña en comparación a las antes mencionadas, se localiza sobre las laderas australes de la sierra de San Pedro Mártir, entre las latitudes 29°20' y 29°45' N. Entre 600 y 1,000 m. de altitud, el símbolo climático que la caracteriza es k.

Desierto de Baja California.

Como se indicó, se localiza al noroeste de la península de Baja California y en la costa suroeste del estado de California, en Estados Unidos, entre las latitudes 29°45' y 33°15' Norte.

Casi el 90% se ubica en México, entre las coordenadas 29°45' y el límite internacional con Estados Unidos.

Presenta dos condiciones de aridez:

Arida.- Situada al norte entre Cabo Colonet y la frontera con el país vecino (30°50' y 32°33' N). Se extiende hacia el sur, tierra adentro, hasta Arroyo San Juan de Dios (30°15' N) a altitudes entre 0 y 1,800 m.

Muy Arida.- Se localiza al sur de la anterior, abarca hasta el paralelo 29°45,' tierra adentro hacia el norte, forma una especie de cuña que se introduce por el sur hasta la latitud de 31°20' N, entre 0 y 900 m. de altitud.

En los cuadros 19A,B y C del apéndice, se indican algunas condiciones termoplumiométricas de las tres franjas térmicas que caracterizan a estas zonas:

- Templadas.
- Semicálidas.
- Templadas.

Así como de los otros dos desiertos.

Otras Zonas Muy Áridas de México.

Zona muy árida del sur BW.

El clima muy árido también se localiza en dos áreas pequeñas, una en el fondo del valle de Tehuacán, Pue.-Oax. entre 700 y 1,200 m. de altitud, que por la escala (1:8,000,000) a la que se elaboró el mapa de climas (Mapa no. 11) no pudo ser mostrada; otra es la franja del Golfo de México Islas Faro Triángulo W, Faro Cayo Arenas (22°15' N), al noroeste de la península de Yucatán.

En el cuadro no. 19 se dan las características climáticas de estas zonas.

b. Climas Áridos BSO.

Se localizan bordeando a los muy áridos BW, de los desiertos Sonorense y Chihuahuense a mayor altitud; por sus condiciones térmicas se subdividen en: cálidos, semicálidos y templados.

Áridos Cálidos

Se localizan en:

- Las partes bajas de las laderas de la Sierra Madre Occidental hacia el Golfo de California en el tramo comprendido entre el Trópico de Cancer y el paralelo 30° Norte, a altitud de 45 a 560 m.
- En las laderas bajas de las sierras de San Lázaro y de La Laguna en Baja California Sur, de 195 a 450 metros de altitud.
- En el área que abarca las cuencas bajas de los ríos Sabinas y Salado de los Nadadores en el noreste de Coahuila y norte de Nuevo León y el tramo del cauce del río Bravo entre Piedras Negras, Coah. y Reynosa, Tamps. Entre 38 y 600 m. de altitud.
- En la cuenca baja del río Tepalcatepec en Michoacán (cuenca del Balsas). A una altitud de 80 a 1 880 m.
- En el cañón del Tomellín, en el Valle de Tehuacán (Puebla-Oaxaca), inmediatamente arriba del área muy árida descrita en párrafos anteriores, hasta 1 139 m.s.n.m.
- En la cuenca alta del río Tehuantepec, Oax., entre 620 y 1 800 m.s.n.m.
- En el noroeste de la península de Yucatán, se extiende sobre el Golfo de México, hasta el Faro Cayo Arcas, localizado frente a las costas de Campeche (91°59' long. W), a altitud menor de 10 m.

Áridos Semicálidos

Este subtipo, se encuentra situado en:

- las partes bajas de las laderas de la Sierra Madre Occidental, hacia el Golfo de California ubicadas al norte del paralelo 30° N. en el estado de Sonora. Entre 370-955 m. de altitud,
- las partes bajas de las laderas de la Sierra Madre Occidental hacia la Altiplanicie, localizadas al sur de Chihuahua

(28°40' N), las laderas boreales de las sierras de Zacatecas, así como la porción sureste y noreste del estado de Coahuila, entre 270 y 1,910 m. de altitud.

- las laderas de las sierras de Durango, Del Registro y de Milchis (cuenca alta del río Mezquital) en el estado de Durango. A una altitud de 1,400 m.
- las laderas boreales de la sierra Esmeralda en el estado de Nuevo León, específicamente entre Rayones y Galeana (840-1,655 m. de altitud).
- el suroeste del estado de Tamaulipas, en la zona de Tula (1,173 m. de altitud).
- dos zonas del estado de Hidalgo, una sobre la cuenca baja del río Tulancingo (Metztitlán- San Cristóbal) y otra en el área de Ixmiquilpan-Zimapán, abarca parte de la cuenca del río Tula; desde 1,329 a 1,745 m. de altitud.
- el área de Tolimán, en el estado de Querétaro (partes bajas de las laderas orientales de la sierra Pinal del Zamorano (1,570 m.)

Aridos Templados.

Los áridos con temperatura media anual entre 12° y 18° C corresponden a los localizados en:

- las partes bajas de las laderas de la Sierra Madre Occidental hacia la Altiplanicie situadas al norte de los estados de Sonora y Chihuahua, en este último, el límite austral se localiza aproximadamente en el paralelo 28°40' N. entre 1,120 y 1,725 m. de altitud.
- las laderas nororientales de las sierras de Guajolotes, Cuchillas de la Zarca y de Yerbarís, en el estado de Durango, así como sobre la vertiente boreal de la sierra de Zacatecas. A altitudes entre 1,700 a 2,000 metros.
- el área de Saltillo en Coahuila a 1,520 m. de altitud.
- la zona de San José de las Raíces en Nuevo León (laderas australes de la sierra Esmeralda) a 1,860 m.
- el área comprendida entre las sierras de Coronado y del Cubo en el estado de San Luis Posotí, la cual se prolonga hasta San Diego de la Unión, en el norte del estado de Guanajuato, entre 1,815 y 2,150 m. de altitud.

c. Climas Semiáridos BS₁

Los climas semiáridos, bordean en general a los climas áridos, que se encuentran a menor altitud; por su temperatura, se subdividen en: cálidos, semicálidos, templados y semifríos como

sigue.

Semiáridos Cálidos

Se localizan en:

- Las laderas de la Sierra Madre Occidental que se elevan de la llanura costera del Mar de Cortés en Sonora y Sinaloa, entre 12 y 532 metros de altitud.
- El área de Piedras Negras, Coah. a 220 msnm.
- Las laderas de la Sierra Madre Oriental hacia el Golfo de México en Nuevo León y Tamaulipas, también en las áreas que se extienden sobre la porción central de la llanura costera.
- Las cuencas bajas de los ríos Huaynamota y de Bolaños-Mezquital en Jalisco y Zacatecas, teniendo altitudes de 425 y 1,800 m. así como en el área de Juchipila, Zacatecas a 1240 m.
- Las costas de Colima, en donde alcanza los 340 m.s.n.m.
- El área de la Bahía de Chamela en Jalisco, con menos de 20 m. de altitud.
- La zona situada al este de Cerritos, en el estado de San Luis Potosí a 1,050 m.
- Las laderas bajas que rodean a las cuencas de los ríos Tepalcatepec, Zacatula y Balsas, así como en dos de los afluentes de este último: Tacámbaro en Michoacán y Tepecoacuilco (Mezcala-Zumpango) en Guerrero, se localizan entre 164 y 1210 msnm.
- La cuenca baja del río Mezcala y de sus afluentes Tlapaneco y Mixteco en Guerrero y Puebla, entre 1,025 y 1,270 m.
- Las cuencas de los ríos Otates y Tequisistlán en Oaxaca, situadas entre 170 y 1,050 m.
- El noroeste de la península de Yucatán a altitud menor de 3 m.

Semiáridos Semicálidos

Se ubican en:

- Las laderas interiores de la Sierra Madre Occidental situadas entre el límite interestatal Durango-Chihuahua y el paralelo 28° N.
- Laderas oeste de la misma sierra, localizadas en Sonora, en las áreas de: Arivechi-Mazatlán y Nacoziari Imuris de 556 a 1,082 m. de altitud.

- Las laderas boreales de la sierra Hermosa de Santa Rosa al noroeste de Nueva Rosita en Coahuila y otra en el tramo del cauce del río Bravo comprendido entre Jiménez y Palestina (290-490 msnm.).
- Las laderas bajas de la Sierra Madre Oriental hacia el Golfo de México en Tamaulipas, así como la porción norte de la llanura costera, excepto el área de Matamoros.
- Las laderas de la Sierra Madre Oriental hacia la Altiplanicie, en la mitad sur de Nuevo León y en San Luis Potosí, zona que se prolonga en el noroeste de Guanajuato, la cuenca del río Extoraz en Querétaro y las laderas de las cuencas de los ríos Tula y Tulancingo en Hidalgo. Entre 480 y 1,870 m. de altitud.
- Las laderas occidentales de las Sierras de Jerez y Colotlán y de Morones, entre Jalisco y Zacatecas de 1,800 a 1,865 m. de altitud.
- El área que abarca el valle de Aguascalientes en el suroeste del mismo estado, y la cuenca del río Juchipila-Malpaso en Zacatecas, la zona de Encarnación de Díaz-Lagos de Moreno, en el noreste de Jalisco, así como la de León-Silao en Guanajuato; también se extiende entre Celaya y el valle de Querétaro inclusive de 1,500 a 1,746 m.
- Las laderas de las sierras que rodean al valle de Tehuacán, por el norte; Sierras de Tecamachalco y Zongolica en Puebla y de Juárez en Oaxaca; al oeste por las sierras de Zapotitlán, Pue. y de Nochistlán, Oax, las altitudes varían de 1,150 a 1,746 metros.
- Los valles de Oaxaca, Tlacolula, Ocotlán y Ejutla entre altitudes de 1,360 a 1,620 m.

Semiáridos Templados

La condición de templado la presentan aquellos semiáridos situados en:

- Las partes altas de la Sierra Madre Occidental en Sonora, entre 1,067 y 1,120 m. de altitud.
- Las laderas de la misma sierra que miran hacia la Altiplanicie entre los 28° y 30° N. en el estado de Chihuahua, de 1,420 a 2,100 m. de altitud.
- En las partes altas de la Sierra Madre Occidental desde los límites de Chihuahua y Durango hasta el noreste del Distrito Federal, en el paralelo 19°30' Norte. En el estado de Zacatecas, esta área se extiende hacia el este, donde abarca la sierra que lleva el mismo nombre, adentrándose en el estado de San Luis Potosí, sobre la Mesa de la Herradura, Sierra de

Ramos y Valle Salinas del Peñon Blanco.

Abarca las áreas de altitud superior a 1,900 m. de altitud del estado de Aguascalientes y las sierras del noreste de Jalisco.

En Guanajuato, se localiza sobre las sierras del mismo nombre, del Cuyo y Gorda.

En Querétaro, ocupa la parte media sobre las sierras de Pinal del Zamorano, Peña de Bernal, sierra del Doctor, valles de Cadereyta y de Tequisquiapan.

En Hidalgo, sobre las sierras de Pachuca y de Tezontlalpan, así como en los llanos de Apan; por último, forma una especie de cuña que se introduce por el noreste al Estado de México y Distrito Federal. Se localiza entre 1,102 y 2,700 m. de altitud.

- Varias áreas aisladas situadas sobre las sierras de Parras, Coahuila, de Teyrra, Novillos, Mazapil y de la Candelaria en Zacatecas, de altitud superior a 2,000 m.
- Los valles de San Juan, Puebla y Perote, Ver., entre 2,323 y 2,394 m. de altitud.
- Las laderas de las sierras que rodean al valle de Tehuacán, comprendidas entre 1,900 y 2,300 m. de altitud.

Semiáridos Semifríos.

Se caracterizan por presentar la temperatura media anual entre 5° y 12°C, la del mes más frío entre -3° y 18° C y la del mes más caliente inferior a 22°C.

Se presentan tres áreas sobre la Sierra Madre Occidental en Chihuahua.

- Al norte de Temosachic, sobre las sierras Huachinera, del Arco y norte de la sierra de Chávez, su altitud es superior a 2,000 m.
- Al este de Temosachic, sobre la sierra de Las Lunas con más de 3,000 m. de altitud.
- Al sur de Ricardo Flores Magón, sobre la sierra del Nido, a más de 3,000 m.

Las características de los diferentes subtipos climáticos secos se presentan en los cuadros del 19A al 20F.

DISCUSION Y CONCLUSIONES.

Como se puede observar en el cuadro de condiciones pluviométricas del subgrupo muy árido BW (19A), el área del país que recibe menor precipitación (89.2 mm anuales), se localiza en la porción mexicana del desierto de Baja California y la de "mayor precipitación" 257.5 mm en promedio anual, en el desierto Chihuahuense.

Sin embargo, en la porción nacional del desierto Sonorense, se localizan las dos zonas del país con menos lluvia al año; la primera con un promedio de 54.1 mm, con valores extremos de 36.7 a 78.7 mm, se ubica en la cuenca baja del río Colorado la cual se extiende hacia el sur, sobre la costa oriental de Baja California, hasta Bahía de Los Angeles (29°N).

La segunda sobre el litoral del Pacífico de la península, entre Isla Cedros (28°04' N) y Puerto Cortés (24°26' N) donde se reciben 67.7 mm en promedio, el valor más alto registrado en esa área es de 86.1 mm. en Bahía Tortugas y el más bajo el de Poza Grande con 54.8 mm. La zona en cuestión queda comprendida dentro de las regiones conocidas como Desiertos de El Vizcaíno y Magdalena. Esta, a la que se puede considerar como la segunda más seca del país, ya ha sido mencionada por Markham (1972), quien la valoró con menos lluvia (< 50 mm), así como Schmidt (1989). Cabe hacer la aclaración que los promedios anuales de lluvia utilizados en el presente trabajo y que estuvieron actualizados a 1980, pueden tener discrepancias con los reportados por otros autores, ya que van a depender del periodo de registro de datos con el que se trabaja. Como ejemplo se puede mencionar el de las estaciones de Bataques y San Luis Río Colorado, que hasta el año de 1975, registraron 32.3 mm y 27.4 mm de precipitación media anual respectivamente, con datos actualizados hasta 1980 la primera registró 41.7 mm y San Luis Río Colorado 36.7 mm.

Las precipitaciones medias anuales de las regiones muy áridas de México, con valores del orden de 54.1 a 257.5 mm, son comparables a las cantidades de lluvia que se reciben en la mayoría de los desiertos calientes del mundo (cuadro 15 y 17), cuyos totales anuales se encuentran entre 72.2 y 670 mm, excepto la zona desértica del Sahara, con 47 mm. y los desiertos costeros Peruano-Chileno, que en su porción norte recibe de 3.5 a 35 mm al año, y del Namib, de 9 a 27 mm en su franja costera.

No obstante, difieren de ellos, en que presentan valores extremos de 30.0 mm (Al Wajh) de precipitación media anual, en la Península de Arabia, 12 mm (El Tûr) y 21 mm (Suez) en la Península del Sinaí, 25 mm (Eliat) en Israel.

Otra diferencia es la mayor variabilidad interanual, es decir, en algunos desiertos del mundo, se suelen presentar hasta varios años sin lluvia, mientras que en México, las estaciones meteorológicas que reportan menor precipitación, en general, no presentan años completos sin lluvias, excepto las siguientes que

registraron cero de precipitación en 1 y 2 años:

Estación	Años de observación	Años con cero de precipitación
Poza Grande, BCS	41	1977 y 1980
Bataques, BCN	27	1953
El Mayor, BCN	25	1956
Ampac, BCN	16	1951
Bahía de los Angeles, BCN	27	1956.
San Luis Río Colorado, Son.	52	registró 0.1 mm en 1956.

Pero varios de esos años con 0 mm de precipitación, registran entre 3 y 4 meses con lluvia inapreciable, es decir, que si se presentó el fenómeno aunque no pudo medirse con el pluviómetro, no obstante la humedad fue suficiente para saturar la atmósfera.

Los climas secos del país, difieren en cuanto a la estación de lluvias. Hay áreas con régimen de verano, w; de invierno s; e intermedio x', así como las transiciones que existen entre cada uno de ellos, y que se cuantifican con base en el porcentaje de lluvia invernal, respecto a la total anual (García, 1988). Dentro de un mismo subtipo seco, también se presentan diferencias en cuanto a la estacionalidad de la precipitación, la cual es de suma importancia biológica, no sólo porque las épocas de verano e invierno difieren en termoperiodo y fotoperiodo, los cuales son factores importantes que controlan y disparan la germinación y desarrollo de las plantas, sino también porque la evaporación es diferente durante esas dos estaciones del año. Es decir, la porción muy árida cálida, situada al sur de Sonora y en Sinaloa que recibe 196.6 mm de precipitación media anual en verano, deberá ser más árida que la del norte de Sonora que registra la misma cantidad pero tiene régimen de lluvias de invierno.

Al tratar de ubicar a las zonas muy áridas de México dentro del contexto de los desiertos calientes del mundo, en cuanto al índice de aridez P/T, se observa que solamente las regiones de San Luis Río Colorado-Bahía de los Angeles y Vizcaíno-Magdalena, con P/T de 2.4 y 3.3 respectivamente, presentan condiciones de aridez semejantes a las zonas desérticas de altitud menor a 1 000 m de la península de Arabia (con P/T de 2.7 y 3.7), la árida del Medio Oriente (5.2), la zona costera del Kalahari y Karoo (6.2), el desierto Sturt de Australia (6.1) y con la porción desértica del noroeste de Argentina (10.0). Las condiciones de aridez de esas dos zonas de México hacen pensar que dentro del grupo climático muy árido BW del Modificado existen otros niveles de mayor aridez. Al respecto la autora de las modificaciones hechas al Sistema de Clasificación de Köppen (*op. cit.*), en comunicación oral, manifiesta que se incluirá una nueva modificación en próxima edición del sistema: un cociente P/T menor de 10 separará los BW en dos grados de sequedad.

Respecto a la canícula, seguía de medio verano o seguía intraestival, nombres con que se designa al mínimo secundario de precipitación que se presenta a mediados de la estación lluviosa, como una disminución temporal en la cantidad de precipitación de esta época, sólo se presenta en las regiones con clima seco, situadas en la mitad oriental y sur del país (Mosíño y García, 1966 y 1974). Su representación en la fórmula climática es a través del símbolo w'' puesto al final de todas las letras de la clasificación.

Es importante tomar en cuenta la canícula en la planeación de la agricultura, pues el fenómeno tiene lugar en plena estación de crecimiento de cultivos, Reyna (1970).

Tocante a las condiciones térmicas de los climas BW del país (cuadros 19B y 19D), se observa que las islas al noroeste de la península de Yucatán, son las más calientes; de acuerdo con García (op. cit.) se consideran muy cálidas, pues tienen temperatura media anual mayor a 26°C.

Al comparar las condiciones térmicas de las áreas muy secas del país, con las de los desiertos subtropicales del mundo (cuadro no. 15), se aprecia que tienen temperaturas medias anuales muy semejantes, por ejemplo, la porción cálida del desierto Sonorense con temperatura media anual de 23.1°C y las zonas desérticas del Sahara del norte de Africa con temperaturas del orden de 20° a 25°C y la región árida del Medio Oriente con 22.1°C, e incluso, valores más altos que las de Argentina (14.0° 20.4°C).

En cambio, las áreas templadas nacionales con temperaturas medias anuales de 16.7 a 17.4°, coinciden sólo con algunos desiertos como el de Karakum (cuadro no. 9A), con 16.2°, los de la región oriental del Tibet que registran 17°C (cuadro 10C) o parte de los desiertos y semidesiertos de Afganistán e Irán (cuadro no. 10D) que tienen 18°C de temperatura media anual.

Sin embargo, se observa una gran diferencia con los promedios de temperaturas máximas y mínimas, así como con las temperaturas absolutas, en el caso de las primeras, son mayores de 35° y menores de 0°C en los desiertos calientes del mundo; y en los templados ya mencionados, son superiores a 44°C e inferiores de -2.8°C respectivamente. Mientras que en México son menores de 34° y de 16°C las zonas cálidas y semicálidas, en tanto que las templadas presentan promedios de temperaturas máximas de 26° a 28°C, y de 6° a 10°C de mínimas.

Como se observaron diferencias pluviométricas entre los áridos cálidos BS₀ situados en Sonora y Sinaloa, y los del lado del Golfo de México, se trataron por separado, de donde se obtuvo que los primeros presentan condiciones de más aridez con un cociente P/T de 17.2, que los segundos con un P/T de 23.8.

Las condiciones térmicas de esas dos áreas, en general, son muy similares: 23.4° y 23.2°C respectivamente, si bien, del lado

del mar de Cortés, al sur del paralelo 27°N, la temperatura es dos grados más alta (25.2°C), situación que se puede atribuir a la actividad frontal a que está sometido el noroeste de la porción continental en invierno, normalmente confinada al área situada al norte de la latitud 27°N tierra adentro, la cual es a menudo designada como "al norte de Guaymas" (Schmidt, 1989).

De las condiciones térmicas de los áridos BS₀ (cuadro no. 20B y 20C), se puede decir que la zona más caliente del país, es la cuenca del Balsas se localiza en las cuencas bajas de los ríos Tepalcatepec, Zacatula y Balsas, registra en promedio 28.8°C de temperatura media anual, los valores extremos en cuanto a temperaturas medias corresponden a la estación de San Jerónimo, con 30.1° C y le sigue La Estancia con 29.7°C en el estado de Michoacán.

Es importante señalar que, con excepción de dos estaciones en el valle de Tehuacán, con clima árido semicálido, las demás zonas áridas situadas en el sur del país, presentan únicamente condiciones térmicas cálidas.

Las áreas con clima semiárido BS₁, que ocupan el 18.8% de la superficie del territorio nacional, son considerados como las de mayor riesgo o francamente en proceso de desertificación (Medellín-Leal, 1978), entendiéndose el fenómeno de desertificación como aquel en que concurren la acción de sequías periódicas, intensificadas por el impacto del uso que el hombre hace de las tierras; a diferencia de la desertización que se refiere al acrecentamiento de los desiertos por causas naturales, principalmente por condiciones climáticas a muy largo plazo (Medellín-Leal, *op. cit.*).

Del análisis de las estaciones con clima semiárido BS₁, llama la atención que en el estado de Chiapas, donde predominan climas húmedos y subhúmedos, la finca Ocotlán, situada al suroeste de Ocozocuatla presente un clima BS₁(h'), es decir semiárido cálido.

Tocante a las condiciones térmicas (cuadro no. 20B y 20F) se observa que los cálidos de este subgrupo, bordean a los áridos localizados en las cuencas de los ríos, Tepalcatepec, Zacatula y Balsas, registran temperaturas altas 26.2°C en promedio, la estación Aratichanguío, Gro., presenta el valor más alto: 29.4°C, le siguen Churumuco y Huetamo en Michoacán.

Respecto a los otros parámetros climáticos mencionados en los cuadros como la insolación anual, la mensual de enero y mayo, y número de días con helada, se observa que los valores más altos de horas de insolación anual, del orden de 3 200 a 3 400, se presentan en la zona muy árida Sonorense, así como en los áridos y semiáridos del valle de Tehuacán. En mayo, también las mismas áreas reciben el mayor número de horas sol (> 300), además de la zona muy árida del centro norte de México, y los áridos y semiáridos que lo limitan por el sureste. Estas últimas, presentan las insolaciones más altas, en enero (> 240), así como

los muy áridos, áridos y semiáridos ubicados en Sinaloa y los semiáridos del área de Mezcala, Gro. y de Oaxaca.

La región semiárida templada (BS₁k), registra el mayor número de días con helada: > 100, en la porción ubicada en el estado de Chihuahua (cuadro no. 20B).

Comparativamente, las zonas áridas del sur y noreste de la península de Yucatán, presentan mayor cantidad de precipitación anual que los del Norte, y menor variabilidad anual; en efecto, la precipitación anual es del orden de 354.2 a 368.9 mm, con una probabilidad de 46 a 48% de que se alcance la precipitación media anual o más; en cambio, en el norte, la precipitación es del orden de 89.2 a 257.5 mm, con una probabilidad de < 40 a 46%.

La alta probabilidad anual de las zonas secas del sur del país, está relacionada, principalmente, con su ubicación latitudinal, ya que se localizan por fuera de la faja de las altas subtropicales de los 30°, y su aridez se debe esencialmente, al efecto de sombra pluviométrica. A diferencia de las del norte, en donde se conjuntan ambos factores para definir en gran medida su aridez, así como a la eventualidad con que algunos fenómenos meteorológicos productores de lluvia se presentan. Las causas de la aridez del noroeste de la península de Yucatán, ya fueron expuestas en el capítulo IV.

Las diferencias entre las zonas secas del sur y la del norte también se pone de manifiesto en los valores del cociente P/T, que son del orden de 13.2 a 15.3 para las zonas muy áridas del sur, en cambio las situadas al norte, son de 4.9 a 15.4 .

También se observan diferencias, en cuanto a condiciones térmicas: las oscilaciones anuales de las temperaturas medias mensuales de 5.1° a 7.5°C en los climas BW del sur, y de 9.7° a 19.1°C los del norte.

Es por ello que aunque dentro de los áridos BS₀ del sur, se localizan las zonas más cálidas del país, estas condiciones térmicas son constantes a lo largo del año. En las regiones secas del norte se han registrado los valores de las temperaturas absolutas máximas (57.0°C) y mínimas (-16.0°C) más altas y más bajas respectivamente.

Por último, al comparar el mapa de zonas áridas de México de Meigs (Mapa no. 5) con el de los climas secos según el Sistema Modificado (Mapa no. 11) resultan muy semejantes, en cuanto a que los dos sistemas delimitan a los tres desiertos de México: Sonorense, Chihuahuense y parte del de Baja California, si bien, el primero los clasifica como áridos y García como muy áridos. Por otro lado, el grupo de semiáridos de Meigs, incluye tanto a los áridos BS₀ como a los semiáridos BS₁ del Sistema Modificado, por lo que en el mapa de las zonas áridas de México de Meigs, considera a las regiones áridas como semiáridas.

Otras diferencias entre los dos sistemas, son que Meigs designa como extremadamente árida la cuenca del río Colorado y costa oriental de Baja California Norte, la cual presenta clima muy árido BW según García, y no define parte de los semiáridos de Tamaulipas, ni al área de los valles de San Juan-Perote, como tampoco al valle de Tehuacán.

Respecto a la extensión de las zonas áridas mexicanas obtenidas en el presente trabajo, ésta varía mucho, por ejemplo según el índice pluvial de Thornthwaite el 75% del territorio nacional sería árido, en cambio, según el sistema modificado sólo el 54%.

Se encontró que la evaporación, por sí sola, no es una buena medida de aridez, dado que los evaporímetros tipo tanques clase A, se mantienen llenos de agua, condición que difiere mucho con la realidad en la atmósfera; por otra parte, está en íntima relación con la temperatura, por lo que un método más adecuado para delimitar zonas áridas sería el cociente Precipitación/Evaporación P/E que aquí se estudio para la República Mexicana.

Todavía a nivel índice de aridez, la mejor correspondencia con la distribución de las zonas áridas de México fue con el índice de Lang P/T del que también se elaboró un mapa.

Por último, en estudios posteriores cabría la sugerencia de relacionar los tipos de vegetación y uso agrícola de las zonas áridas con los climas, para tratar de encontrar especies de plantas más productivas de otras partes del mundo, que según el clima, puedan adaptarse a México; así como la necesidad de continuar el estudio climático de las zonas áridas y semiáridas del país, en especial las situadas en la región del Balsas, los valles de San Juan-Perote, de Tehuacán y de Oaxaca, para tener una información más específica de ellas y que sirva de base a otras disciplinas.

LITERATURA CITADA.

- Aguilar, J., García-Aráez, E. y Villarroya, A., 1954. Atlas Universal Aguilar. Ediciones Madrid. 150 p.
- Ayyad, A. M. and Ghabbour, I.S., 1986. "Hot deserts of Egypt and the Sudan". In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, W. D. (Editors). *Ecosystems of the world Hot deserts and arid shrublands*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12B: 149-202.
- Bagnouls, F. et Gausen, H., 1953. "Saison sèche et indice xero-thermique". Documents pour les Cartes des Productions végétales. Serie: Generalités, Tome III, Vol.1
- Barry, R. G. y Chorley, R. J., 1978. Atmósfera, tiempo y clima. Omega, Barcelona. 395 p.
- Breckle, W. S., 1983. "Temperate deserts and semi-deserts of Afghanistan and Iran". In: West, E. N. (Editor). *Ecosystems of the world: Temperate deserts and semi-deserts*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 5: 271-319.
- Bryson, A. R. and Kenneth, H. F., 1974. "The climates of North America". In: Bryson, A. R. and Kenneth, H. F. (Editors). *World Survey of Climatology: Climates of North America*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 11: 1-47.
- Budyko, I. M., 1974. Climate and Life. In: Miegheem, V. I., Hales, L. A. (Editors). *International Geophysics Series*. 18. (Miller, H. D. (English Editor). Academic Press New York). 508 p.
- Cloudsley-Thompson, J. L., 1979. El hombre y la biología de zonas áridas. Blume. Barcelona. 255 p.
- Coll, H. A. y Jáuregui, O. E., 1974. "Las clasificaciones climáticas y su aplicación en México". Anuario de Geografía, Fac. de Filosofía y letras, UNAM. México. 14: 209-224.
- Contreras Arias, A., 1955. "Definición de las zonas áridas y su delimitación en el territorio mexicano". En: Mesas redondas sobre problemas de las zonas áridas de México. Ediciones del Instituto Mexicano de Recursos Naturales Renovables, A. C. México. 3-24.
- Contreras Arias, A., 1958. "Bosquejo climatológico". En: Beltrán, E. (Editor). *Los recursos naturales del sureste y su aprovechamiento*. Ediciones del Instituto Mexicano de Recursos Naturales Renovables, A. C. México. Tomo 2o., Segunda Parte. 95-133.

- Coordinación General de los Servicios Nacionales de Estadística, Geografía e Informática, 1982. Estudios de la climatología en México. Secretaría de Programación y Presupuesto. 30 p.
- Court, A., 1974. "The climate of the conterminous United States". In: Bryson, A. R. and Kenneth, H. F. (Editors). World Survey of Climatology: Climates of North America. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 11: 193-266.
- Davidson, J., 1936. "Climate in relation to insect ecology in Australia". 3. Bioclimatic zone in Australia. Trans. Roy. Soc. S. (60): 88-92.
- De Martonne, E., 1926. "Areisme et indice d'aridite, comptes rendus de L'Academic des Sciences de Paris". 182: 1393-1398. En inglés: "Regions of Interior Basin Drainage". Geogr. Rev. 17: 397-414.
- Deacon, E. L., Priestley, H. B. and W. C. Swinbank, 1958. "Evaporation and the water balance". Arid Zone Research X. Climatology, Reviews of Research. UNESCO. Paris, Francia. 9-34.
- Dirección General de Estudios, Información y Estadística Sectorial. 1985. Normales Climatológicas de la Red Sinóptica básica de Superficie y Estaciones Climatológicas de Primer Orden (1951-1980). Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos. México.
- Donnari, M. A., Rosell, R. A. y Torre, L., 1978. "Productividad del Ajo II. Evapotranspiración real y necesidades de agua". Turrialba. 28 (4): 331-337.
- El Rahman, A.A.A., 1986. "The deserts of the Arabian Peninsula". In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, W. D. (Editors). Ecosystems of the world: Hot deserts and arid shrublands. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12B: 29-54.
- Evenari, M., 1985. "The desert environment". In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, W. D. (Editors). Ecosystems of the world: Hot deserts and arid shrublands. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12A: 1-22.
- Finch, V. C. y Trewartha, G. T., 1954. Geografía Física. Fondo de Cultura Económica. México-Buenos Aires. 600 p.
- Fuentes, A. L., 1971. "El Índice de Aridez y la Distribución de los distritos de riego en la República Mexicana". Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. 4: 79-94.
- García, E., C. Soto y F. Miranda, 1961. "Larrea y Clima". An. Inst. Biol. Méx. 31: 133-171, Grafts. I-V, Mapas 1-6.

- García, E. y Mosiño-Alemán, P. A., 1968. "Los climas de Baja California". En: Comité Mexicano para el Decenio Hidrológico Internacional. Memoria. 1966-67. Instituto de Geofísica, UNAM. México. 29-56, 1 mapa desplegado.
- García, E. y Mosiño, A. P. A., 1978. "Caracterización del régimen pluviométrico de las regiones áridas y semiáridas de México, mediante la distribución Gamma". En: Congreso Nacional de Geografía Aplicada (7o.: 1978. Saltillo). Memoria. Saltillo. Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. 13-24.
- García, E., 1983. "The climates of Mexico with emphasis on arid zones". In Campos, E. and R. J. Anderson. Natural resources and development on arid regions. Boulder, Col.: Westview Press. 27-33.
- García, A. E., 1983. "Causas, delimitación y caracterización de las zonas áridas de México". En Molina, G. T. (ed.). Recursos Agrícolas de Zonas Áridas y Semiáridas de México. (Memorias del Simposio "Caracterización, uso actual y potencial de los recursos agrícolas de las zonas áridas y semiáridas de México"). Editorial del Colegio de Postgraduados. Chapingo, México. 39-47.
- García, E., Hernández, E. y Cardoso, D., 1983. "Las gráficas ombrotérmicas y los regímenes pluviométricos en la República Mexicana". En: Congreso Nacional de Geografía (9o.: 1983. Guadalajara). Memoria. Guadalajara, Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. 1: 140-149.
- García, E., Vidal, R. y Hernández, C. E., 1985. "Aspectos climáticos de las zonas áridas del norte de la Altiplanicie Mexicana". Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. (15):41-74.
- García, E., y Zaida Falcón de G., 1988. Nuevo Atlas Porrúa de la República Mexicana. 8a. ed. Porrúa. México.
- García, E., 1988. Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen. 4a. edición corregida, aumentada con un mapa de climas según el sistema y un diagrama de flujo para clasificar el clima, y actualizada a 1980 con promedios de 2000 estaciones. Offset Larios. México. 22 pp.
- García, E., Vidal, R. y Hernández, M. E., 1988. "Carta de climas de la República Mexicana". Escala 1:2 500 000. Publicada por Sistemas de Información Geográfica, S. A. y Proyectos y Ejecución Editorial, S. A. de C. V. México.
- García, E., 1989. Carta "Coeficiente de variación en %". Esc. 1:16 000 000. Atlas Nacional de México. Hoja IV.4.6. Instituto de Geografía, UNAM.

- García, E. y Trejo, I. R., 1990. "Causas de la precipitación en Nayarit". En: Memoria del XII Congreso Nacional de Geografía. Tepic, Nay. México. Marzo de 1990. 234-243.
- García, E. y Vidal, Z.R., 1991. Carta "Promedios de temperatura máxima". Esc. 1:8 000 000. Atlas Nacional de México. Hoja IV.4.5. Instituto de Geografía, UNAM.
- García, E. y Vidal, Z.R., 1991. Carta "Promedios de temperatura mínima". Esc. 1:8 000 000. Atlas Nacional de México. Hoja IV.4.5. Instituto de Geografía, UNAM.
- García, E. y Vidal, Z.R., 1991. Carta "Número de días con helada". Esc. 1:8 000 000. Atlas Nacional de México. Hoja IV.4.5. Instituto de Geografía, UNAM.
- Gausson, H., 1954. "Théories et classification des climats et microclimats". En: Congrès International de Botanique (Paris). París: [S.e.]
- Gavande, A. S., 1976. Física de Suelos. Principios y Aplicaciones. Limusa, México. 351 p.
- Gentilli, J., 1971. "The main climatological elements". In: Gentilli, J. (Editor). World Survey of Climatology: Climates of Australia and New Zealand. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 13: 119-188.
- Gómez, R. G., 1987. Variación climática en el noreste de México. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias, UNAM. México.
- Gorczynski, W., 1943. "Aridity factor and Precipitation ratio and their relation to World Climates (with 8 maps)". Reprinted from the Quarterly Bulletin of the Polish Institute of Arts and Sciences in America. New York. 5-47.
- Goudie, A. and Wilkinson, J., 1977. The warm desert environment. Cambridge University Press. London. 88 p.
- Grenot, J. C., 1980. Desierto Chihuahuense. Fauna del Bolsón de Mapimí. Universidad Autónoma. Chapingo. Departamento de Zonas Áridas. 70 p.
- Gupta, K. R., 1986. "The Thar desert". In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, W. D. (Editors). Ecosystems of the world: Hot deserts and arid shrublands. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12B: 55-99.
- Hales, J. 1972. "Surges of maritime tropical air northward over the gulf of California". Mo. Weather Rev. 100 (4): 298-306. Boston.
- Hernández, C. E., 1989. "Condiciones climáticas del Golfo de California y sus islas". Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. (20): 71-87.

- Hernández, M. E., 1990. Carta "Enero: mes de mínima insolación". Esc. 1:8 000 000. Atlas Nacional de México. Hoja IV.4.1. Instituto de Geografía, UNAM.
- Hernández, M. E., 1990. Carta "Mayo; mes de máxima insolación". Esc. 1:8 000 000. Atlas Nacional de México. Hoja IV.4.1. Instituto de Geografía, UNAM.
- Jáuregui, O. E., and Klaus, D., 1976. "Some aspects of climate fluctuations in Mexico in relation to Drought". Geofísica Internacional. UNAM. México. 16 (1); 45-61.
- Jáuregui, O. E., Klaus, D. y Lauer, W., 1977. "Estimación de la evaporación y evapotranspiración potencial del centro de México". Recursos Hidráulicos. 6 (1): 11--25.
- Jáuregui, O. E. y Cruz, N. F., 1980. "Algunos aspectos del clima en Sonora y Baja California. Equipatas y surgencias de humedad". Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. (10): 143-180.
- Jiménez, L. J., 1978. Cálculo del clima de acuerdo al segundo sistema de Thornthwaite. Publicación no. 7. Segunda Edición. Subdirección de Agrología. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos. México. 61 p.
- Johnson, M. A., 1976. "The climate of Peru, Bolivia and Ecuador". In: Schwerdtfeger, W. (Editor). World Survey of Climatology: Climates of Central and South America. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12: 147-218.
- Johnston, C. M., 1974. "Brief resume of Botanical; including vegetational, features of the Chihuahuan Desert region with special emphasis on their Uniqueness". In: Waver, H. R. and Riskind, H. D. (Editors). Transaction of the Symposium on the biological resources of the Chihuahuan desert region United States and Mexico. U.S. Department of the Interior. National Park Service Transactions and Proceedings Series. (3): 335-359.
- Köppen, W., 1948. Climatología. Fondo de Cultura Económica. México-Buenos Aires.
- Le Houérou, N. H., 1986. "The desert and arid zones of Northern Africa". In: Evarari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, W. D. (Editors). Ecosystems of the world: Hot desert and arid Shrublands. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12B: 101-147.
- Logan, F. R., 1968. "Causes, climates, and distribution of deserts". In: Brown, W. G. Jr. (Editor). Desert Biology. Special topics on the physical and biological aspects of arid regions. Academic Press. New York. 1: 21-50.

- MacMahon, A. J., 1985. Deserts. Alfred A. Knopf, Inc. The Audubon Society Nature Guides. New York. 100 p.
- MacMahon, J. A. and Wagner, F. H., 1985. "The Mojave, Sonoran and Chihuahuan deserts of North America". In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, W. D. (Editors). *Ecosystems of the world: Hot deserts and arid shrublands*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12A: 105-202.
- Maderey, R. L. E., 1972. Balance hidrológico de la cuenca del río Tizar, durante el periodo 1967-1968. Instituto de Geografía, UNAM. México. 133 p.
- Maldonado, A. L. J., 1985. Sistemas de producción forestal de zonas áridas (Experiencia en Latinoamérica). Boletín Divulgativo no. 72. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos. México. 55 p.
- Mares, A. M., Morello, J. and Goldstein, G., 1985. "The Monte desert and other subtropical semi-arid biomes of Argentina, with comments on their relation to North American arid areas". In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, W. D. (Editors). *Ecosystems of the world: Hot deserts and arid shrublands*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12A: 203-237.
- Markham, G. Ch., 1972. "Baja California's Climate". *Weatherwise*. 25 (2): 64-76.
- Marroquín, S. J., Borja, L. G., Velázquez, C. R. y De la Cruz, C. A., 1981. Estudio Ecológico Dasonómico de las zonas áridas del norte de México. Publicación especial no. 2. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales. SARH. México. 166 p.
- McGinnies, G. W., 1968. "General description of deserts". In: McGinnies, G. W., B. J. Goldman and P. Paylore (Editors). *Deserts of the world. An appraisal of research into their physical and biological environments*. 6-16.
- McGinnies, G. W., 1980. "Hot deserts of the World: what and where". *Arid Land Resource Inventories: Developing Cost-Efficient Methods*. An International workshop November 30-December 16. La Paz, México. 8-17.
- Medellín-Leal, F., 1983. Las zonas semiáridas de México. *Desierto y Ciencia*. México. 29-37.
- Meigs, P., 1953. "World distribution of arid and semi-arid homoclimates". In: *Review of Research on Arid Zone Hydrology*. Arid Zone Programme, 1. UNESCO, Paris. 203-210.
- Meza, S. M., 1981, "Análisis morfoclimático de la cuenca del río Tlalnepantla". Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. (10): 65-103.

- Miller, A., 1976. "The climate of Chile". In: Schwerdtfeger, W. (Editor). World Survey of Climatology: Climates of Central and South America. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12: 113-145.
- Monod, Th., 1986. "The Sahel zone north of the Equator". In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, W. D. (Editors). Ecosystems of the world: Hot deserts and arid shrublands. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12B: 203-243.
- Morafka, J. D., 1974. "Is there a Chihuahuan Desert? A Quantitative Evaluation Through a Herpetofaunal perspective". In: Waver, H. R. and Riskind, H. D. (Editors). Transaction of the Symposium on the biological resources of the Chihuahuan desert region United States and Mexico. U. S. Department of the Interior. National Park Service Transactions and Proceedings Series (3): 437-453.
- Mosifio A. P., y García, E., 1968. "Evaluación de la Sequía Intraestival en la República Mexicana". Sobretiro no. 4 de la Escuela Nacional de Agricultura de Chapingo. 35-59.
- Mosifio, A. P. y García, E., 1974. "The climates of Mexico". In: Bryson, A. R. and Kenneth, H. F. (Editors). World Survey of Climatology: Climates of North America. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 2: 345-404.
- Mosifio, A. P., 1983. "Climatología de las zonas áridas y semiáridas de México". En: Molina, G. J. (ed). Recursos Agrícolas de zonas áridas y semiáridas de México. (Memorias del Simposio "Caracterización, uso actual y potencial de los recursos agrícolas de las zonas áridas y semiáridas de México"). Editorial del Colegio de Postgraduados, Chapingo, México. 9-37.
- Oliver, E. J., 1978. Climate and Man's environment. An introduction to Applied Climatology. John Wiley & Sons, Inc. New York. 517 p.
- Orshan, G., 1986. "The deserts of the Middle East". In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, W. D. (Editors). Ecosystems of the world: Hot deserts and arid shrublands. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12B: 1-28.
- Pérez, E. M., 1967. "Un Paso más de C. W. Thornthwaite Hacia una clasificación racional del clima". Revista de Ingeniería Hidráulica en México. 21 (3): 174-197.
- Pérez - Villegas, G., 1990. Carta "Insolación Anual". Esc. 1:8 000 000, Atlas Nacional de México. Hoja IV.4.1. Instituto de Geografía, UNAM.
- Petrov, M. P., 1976. Deserts of the world. John Wiley and Sons. New York. 429 p.

- Prescott, J. A., 1938a. "Indices in Agricultural Climatology". J. Australian Inst. Agr. Sci. 4 (1): 33-40.
- Prohaska, F., 1976. "The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay". In: Schwerdtfeger, W. (Editor). World Survey of Climatology: Climates of Central and South America. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12: 13-112.
- Ratisbona, R. L., 1976. "The climate of Brazil". In: Schwerdtfeger, W. (Editor). World Survey of Climatology: Climates of Central and South America. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12: 219-293.
- Rauh, W., 1985. "The Peruvian-Chilean deserts". In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall (Editors). Ecosystems of the World: Hot deserts and arid shrublands. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12A: 239-267.
- Rauh, W., 1986. "The arid region of Madagascar", In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, W. D. (Editors). Ecosystems of the world: Hot deserts and arid shrublands. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12B: 361-377.
- Reitan, C. R. and C. R. Green, 1968. "Wather and climate of desert environments". In: McGinnies, G. W., B. J. Goldman and P. Paylore (Editors). Deserts of the world. An appraisal of research into their physical and biological environments. 3-59.
- Reyes Coca, S., Pavia, E., Candela, J. y Troncoso, R., 1984. "Estudio preliminar de las condiciones meteorológicas y climáticas alrededor del golfo de California". 1a. Parte: Análisis del Viento. Ciencias Marinas. México. 10 (2): 9-26.
- Reyna, T. T., 1970. Relaciones entre la sequía intraestival y algunos cultivos de México. Instituto de Geografía, UNAM. Serie Cuadernos. 79 p.
- Roden, G., 1964. "Oceanographic aspects of Gulf of California". In: Memoir No. 3. 30-58. California: The American Association of Petroleum.
- Schmidt, H. R., Jr., 1983. "Climate and the Chihuahuan Deserts". In: Campos, E. and Anderson, R. J., (Editors). Natural Resources and Development in Arid Regions. Boulder, Colorado. Westview Press. 35-52.
- Schmidt, H. R. Jr., 1986. "Chihuahuan climate". In: Barlow, J. C., Powell, A. M. and Timmermann, B. N. (Editors). Chihuahuan Desert U. S. and Mexico II. Alpine, Texas: Chihuahuan Desert Research Institute. 40-63.

- Schmidt, H. R. Jr., 1989. "The arid zones of Mexico: climatic extremes and conceptualization of the Sonoran deserts". *Journal and Environments*. 16: 241-256.
- Secretaría de Programación y Presupuesto. Coordinación general de los Servicios Nacionales de Estadística, Geografía e Informática. 1983. "Carta de Evapotranspiración y déficit de agua: México y Tijuana". Esc. 1:1 000 000. México.
- Secretaría de Recursos Hidráulicos. Atlas del Agua. 1976. Cartas: "Evaporación Potencial Media Anual, Evapotranspiración Anual según Turc y Diferencia entre Evaporación y Precipitación" Esc. 1:5 000 000 y 1:8 000 000. México.
- Shreve, F., 1951. *Vegetation of the Sonoran desert*. In: Shreve, F. and Wiggins, I. L. (Editors), *Vegetation and Flora of the Sonoran Desert*, I. Carn. Wash. Publ., 591: 1-17.
- Snow, W. J., 1976. "The climate of northern South America" In: Schwerdtfeger, W. (Editor). *World Survey of Climatology: Climates of Central and South America*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam. Holanda. 12: 295-403.
- Soriano, A., Walter, H. and Box, O. E., 1983. "Deserts and semideserts of Patagonia". In: West, E. N. (Editor). *Ecosystems of the World: Temperate deserts and semi-deserts*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 5: 423-460.
- Soto, M. C. y Jáuregui, O. E., 1965. Isotermas Extremas e Indices de Aridez en la República Mexicana. Instituto de Geografía, UNAM. 119 p. 16 mapas desplegados.
- Soto, M. C. y Coll, H. A., 1975. "La zona Árida de Querétaro: su análisis y aprovechamiento". *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*. (6): 117-152.
- Stretta, E. P. y Mosiño, A. P., 1963. "Delimitación de las zonas áridas de la República Mexicana, según un índice de la aridez derivado del de Emberger". *Rev. Ing. Hidr. en Méx.*, 17 (1): 1-8. 2 mapas desplegados.
- Thorntwaite, W. C., 1931. "The climate of North America according to a new classification". *Geographical Review*. 21: 633-657.
- Thorntwaite, W. C., 1948. "An approach toward a rational classification of climate". *Geographical Review*. 38 (55): 55-96.
- Transeau, N. E., 1905. "Forest centers of Eastern America". *The American Naturalist*. 32 (468): 875-889.
- Trewartha, G. T., 1961. The earth's problem climates. The University of Wisconsin Press. Madison. 3-7, 41-72.

- Valiente, B. L., 1991. Patrones de precipitación en el valle semiárido de Tehuacán, Puebla, México. Tesis de Licenciatura. Fac. de Ciencias, UNAM. México.
- Vidal, Z. R., 1989. Carta: "Número de días (con precipitación mayor de 0.1 mm)". Esc. 1:16 000 000. Atlas Nacional de México. Hoja IV.4.6. Instituto de Geografía, UNAM.
- Vidal, Z. R., 1989. Carta "Precipitación media anual y su probabilidad". Esc. 1:4 000 000. Atlas Nacional de México. Hoja IV.4.6. Instituto de Geografía, UNAM.
- Villa-Salas, B. A., 1980. "Los desiertos de México". Arid Land Resource Inventories: Developing Cost-Efficient Methods. An International workshop. November 30-December 16. La Paz, México. 18-20.
- Wallén, C. C., 1967. "Aridity definitions and their applicability". *Geografiska Annaler*. 49A (2-4): 367-385.
- Walter, H., 1977. Zonas de vegetación y clima. Ediciones Omega, Barcelona. 245 p.
- Walter, H. and Box, O. E., 1983. "Caspian Lowland Biome". In: West, E. N. (Editor). *Ecosystems of the world: Temperate deserts and semi-deserts*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 5: 9-41.
- Walter, H. and Box, O. E., 1983. "Semideserts and deserts of Central Kazakhstan". In: West, E. N. (Editor). *Ecosystems of the world: Temperate deserts and semi-deserts*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 5: 43-78.
- Walter, H. and Box, O. E., 1983. "Middle Asian deserts". In: West, E. N. (Editor). *Ecosystems of the world: Temperate deserts and semi-deserts*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 5: 79-104.
- Walter, H. and Box, O. E., 1983. "The Karakum deserts, an example of a well-studied Eu-Biome". In: West, E. N. (Editor). *Ecosystems of the world: Temperate and semi-deserts*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 5: 105-159.
- Walter, H. and Box, O. E. 1983. "The Orobiomes of Middle Asia". In: West, E. N. (Editor). *Ecosystems of the world: Temperate deserts and semi-deserts*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 5: 161-191.
- Walter, H., Box, O. E. and Hilbig, W., 1983. "The deserts of Central Asia". In: West, E. N. (Editor). *Ecosystems of the world: Temperate deserts and semi-deserts*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 5: 193-236.

- Walter, H. and Box, O. E., 1983. "The Pamir an ecologically well-studied high-mountain deserts biome". In: West, E. N. (Editor). *Ecosystems of the world: Temperate deserts and semi-deserts*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 5: 237-269.
- Walter, H., 1986. "The Namib desert". In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, W. D. (Editors). *Ecosystems of the world: Hot deserts and arid shrublands*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12B: 245-282.
- Werger, A. J. M., 1986. "The Karoo and Southern Kalahari". In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, W. D. (Editors). *Ecosystems of the world: Hot deserts and arid shrublands*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12B: 283-359.
- Williams, B. O. and Calaby, H. J., 1985. "The hot desert of Australia". In: Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall (ed.), *Ecosystems of the world: Hot deserts and arid shrublands*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Holanda. 12A: 269-312.

A P E N D I C E

**Cuadros de Características Climáticas de las Zonas Áridas del
Mundo y de México**

Cuadro No. 1

Características climáticas de los desiertos cálidos de Norte América. Las zonas áridas y semiáridas cálidas de esta parte del continente americano son:

A. Desierto de Mojave. - se sitúa en el extremo sur de Utah, sur de Nevada y California, USA. Tres cuartas partes se localizan entre los 600 y 1200 metros de altitud.

B. Desierto Sonorense. - abarca los estados de Arizona y California en USA, Sonora, así como la península de Baja California, México. Tiene una altitud inferior a los 600 metros.

C. Desierto Chihuahuense. - se localiza al sur de Nuevo México, suroeste de Texas en USA y norte-centro de México. Está situado por arriba de los 1200 metros de altitud.

	PRECIPITACION		TEMPERATURA				Evaporación Anual
	Media Anual	Régimen pluvial	Media Anual	Media del mes +caliente	+Frio	Oscilación Anual Extrema	
A	50-125mm, la mínima es de 42 mm	Invierno	19.3°C	40.8°C	0.6°C	40.2°C	4,262 mm
B	50-100mm Aumenta a 300-350 mm En Sonora y Sur de Arizona	Intermedio	21.7°C	41.3°C	3.4°C	37.9°C	2,352 mm
C	75-150 mm Aumenta a 300-400 mm en las elevaciones	Verano	17.4°C	35.2°C	-1.4°C	36.6°C	En México >2,200 mm

Características climáticas de los desiertos calientes de:
América del SurI. Argentina, Bolivia y Paraguay.

- A. Desierto de El Monte.- se localiza al norte de la Patagonia, entre las latitudes 24°35' y 44° 20'S, se extiende desde la costa del Atlántico al meridiano 69°50'W en el interior. Con altitudes de cero a 2 800 msnm.
- B. El Chaco.- se localiza al noreste de Argentina, sureste de Bolivia y suroeste de Paraguay.
- C. Regiones semiáridas.- situadas sobre la planicie al este de El Monte. La mitad sur, conocida como El Espinal ("C"), se extiende entre los 33°50' y 41° latitud S. La mitad norte (C'), ocupada por bosque xerófilo, se extiende al límite sur de El Chaco.

PRECIPITACION			TEMPERATURAS									
Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes +Caliente +Frio		Promedios de Max. Min.		Absolutas Max. Min.		Evaporación Anual	Humedad %	No. días c/p apreciable	Insolación Anual
A 140 mm (entre 100 y 200 mm)	Verano en el Norte. Inter. en la Pampa. Invierno en el Sur	14.0°C	16° - 26°C (Enero)	2° - 8°C (Julio)	35.1°C	-2.3°C	44.3°	-24.5°	1500 mm	55 a 60	32	1500 - 2200 horas
B 670mm en tre 500 y 700 mm	Verano	20.4°C	26°- 28°C (Enero)	14°- 17°C (Julio)			45.5°	-10.0°	1500 mm			
C' 530mm en tre 200 y 700 mm	Verano	18.1°C	22-26 (Enero)	6-8 (Julio)			47.2°	-9.4°	1500 mm			
C' 608 mm entre 200y700	Verano-Nor- te. Inter. en el Sur.	15°C	22-26 (Enero)	6-8 (Julio)	35.8°	-4.3°	43.7°	-11.1°	1500 mm			

Cuadro No.2-B

Características climáticas de los desiertos calientes de América del Sur.

II. Chile, Bolivia, Perú, Ecuador.

A. Desierto Peruano-Chileno. se extiende desde el sur del Ecuador, hasta el norte de Chile, se localiza entre los paralelos 1°30' y 27° S.

Climáticamente se divide en tres regiones:

1. NORTE.- del sur de Ecuador al norte de Perú (1°30' a 9°S). De cero a 1000 metros de altitud.

2. CENTRO.-costa de Perú. De Trujillo a Tacha (9° a 18°S). Al tramo entre 8° y 11°S se le conoce como el Desierto Océanico ó D. garva-Loma. De cero a 2000 m. de altitud.

3. SUR.-sur de Perú (Tacna), al río Copiapó en Chile (18° a 27°S). A esta parte se le conoce como Desierto de Atacama. De cero a 2000 m de altitud.

B. Región Árida. En Perú, se localiza sobre las vertientes hacia el Pacífico de los Andes, entre los 6° y 17°S, a más de 2000 m de altitud (B').

En Chile, se sitúa sobre la costa, entre los 31° y 33°S (Río Aconcagua), entre cero y 500 metros de altitud (B'').

C. Región Semiárida. En Perú se encuentra en los valles y vertientes interandinos, entre 6° y 17°S y de 500 a 3800 metros de altitud (C').

En el Altiplano sur (Perú-Bolivia), entre 6° y 17°S a más de 4000 m de altitud (C''). En Chile, sobre la costa, entre 33° y 37°S (Río Bio-Bio) de 0-200 metros de altitud (C''').

Regiones		PRECIPITACION		TEMPERATURA				
		media anual	Régimen Pluvial	media anual	Media del mes +Cal +Frio	Extrema Max	Min	
A	1.	35 mm	Invierno	21.4°C			35°C	8°C
	2.	9.8 mm		19.0°C				
	3.	3.5 mm		17.5°C				
B	B'	>200 mm	Verano	16°C	18°	10°	29°C	-10°C
	B''	119.4 mm	Invierno	15°C				
	C'	500 mm	Verano	18° en partes bajas y 8° en altas.				
	C''	300 mm	Verano	3°C			25°C	-22°C
	C'''	400 mm	Invierno	14.3°C				

Cuadro No. 2C.

Características climáticas de los desiertos calientes de América del Sur.

III. Brasil

La zona semiárida se localiza al noreste del país, cubre parte del noreste de la cuenca de San Francisco y el área comprendida entre la sierra de Ibiapaba y la meseta de Eorbornea.

Dentro de ella se encuentran dos pequeñas zonas áridas, una al noreste, abarca hasta la costa, y la otra entre las sierras de Tombador y Dois Irmaos.

Regiones	PRECIPITACION		Temperatura del mes		Nde días con pp. aprec.	Insol. Anual
	Media Anual	Régimen Pluvial	+Caliente	+Frio		
Semiárida	Entre 400 y 800mm	Intermedio en el Nte. Verano en centro y Sur	26°-28° >28°C en el N y NE (Enero)	22°-26° >26°C en el N y <22° en el SE (Julio)	60-90	2800-3000 horas. <2800 en el NW y <3200 en el SW
Árida	400 mm					

IV. Venezuela-Colombia.

La zona seca se localiza en la costa norte de América del Sur y áreas adyacentes del Mar Caribe, donde abarca aproximadamente 100 Km de longitud, con excepción de las costas hacia al este de los golfos y cuencas de los ríos. Se extiende longitudinalmente de la punta este de la península de Paría, Venezuela a Cartagena, Colombia (62° a 75°30'W). El límite sur está aproximadamente en el paralelo 10°30'N, aunque presenta considerables variaciones debidas principalmente a la topografía del lugar.

PRECIPITACION		TEMPERATURA
Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual
< 500 mm	Invierno	28°C

Cuadro No. 3

Características climáticas de los desiertos de Australia

Las zonas desérticas se sitúan aproximadamente entre los paralelos 20° y 30°S. Los desiertos principales son:

1.-Great Sandy (De arena).-localizado al noroeste del continente.

2.-Great Victoria (Victoria).-situado en la parte sur de Australia Central.

3.-Gibson.- ubicado entre los dos primeros.

4.-Simpson (Arunta).- en la parte occidental de la Cuenca Great Artesian.

5.-Sturt.- comprendido entre el Gran Birght Australiano y el Great Victoria.

PRECIPITACION		TEMPERATURA				Evap. Anual	Días libres de heladas	
Media Anual	Régimen	Media Anual	Media mes +Cal +Fric		Extremas Max.Min.			
125 mm en el D. Sturt aumen- ta a 254mm en el sur y este y a 38mm en el norte	Verano en la mayor parte. Invier- no en una pe- queña franja en el suroes- te.	20.3°	30° (Ene- ro)	13.6° (Ju- lio)	35° Dos Arge- as al oeste y este > 37.5°	<5° a 10°D (Ju- lio)	3633	< 250 en el D. Victoria a >300 en los demás desiertos, excepto una pequeña franja a lo largo de la costa oeste donde tal vez sólo haya hela- das ocasio- nales.

Cuadro No.4 Características climáticas de los desiertos de Medio Oriente.

Esta zona abarca las regiones áridas y semiáridas de la península del Sinaí, Israel (Desierto Negev), Jordania, Siria (Desierto Badiet esh Sham), e Irak. Las zonas semiáridas se localizan en la mitad oeste de Jordania, norte-centro de Israel y norte de Siria. Toda esta zona recibe 170 mm de precipitación al año y presenta una temperatura media anual de 20.7°C.

Regiones	PRECIPITACION		TEMPERATURA (°C)			NEVADAS
	Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes +Caliente	+Frio	
Zonas áridas	116 mm	Invierno	22.1°C	30°C	11°C	Se presentan en la mayor parte, pero generalmente son de corta duración.
Zonas semiáridas	303 mm	Invierno	17°C	(Julio)	(Enero)	

Cuadro No.5 características climáticas de los desiertos de la Península de Arabia.

Los desiertos principales son: 1. Great Nafud (An Nafud ó Nafud), localizado al norte.

2. Dahna (Ad Dahna ó Desierto Rpio), situado al centro y Este.

3. Empty Quarter (Ar Rub'Al Khali, ó Rub Al Jali) ubicado al este y sureste.

Para caracterizar climáticamente estas zonas, se subdividieron en tres regiones en base a su altitud: A. entre 1000 y 2000m, B. entre 500 y 1000 m y C. <500 metros de altitud.

	PRECIPITACION			TEMPERATURA						DIAS con			
	Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes +Cal.	+Frio	Extremas Max.	Absolutas Min.	Max.	Min.	Oscila. Anual	Precipit. Apreciable	Tormentas de Polvo	Nublados
A	266.5mm	Invierno	20.5°	27.5°	12.2°	33.5°	7.5°	38°	2°	15.2			
B	90.6mm	Invierno	24.4°	33.5°	12.7°	41.2°	7.6°	46°	-2°	20.8	14.9	21.9	38.5
C	72.2mm	Invierno	26.7°	34°	19.1°	36.2°	17.2°	49°	-3°	14.7	(de 4 a 36)	(de 6 a 79)	(de 5 a 75)
	Costa Este: 96.5mm												
	Costa Oeste: 56mm.												

Cuadro No 6

Características climáticas de los desiertos de la India y Pakistán.

El desierto principal llamado Thar (=Marusthal=Sind-Rajputana), está situado al noroeste de la India y este de Pakistán. Entre 150 y 350 metros de altitud.

PRECIPITACION		TEMPERATURA								DIAS		
Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes +Cal.	+Fric	Promedios de Max.	Min.	Máxima Absoluta	Oscilación Anual	Diaria	Evapora. Anual	Precipitación Apreciable	Tormentas de Polvo
311mm	Verano	26.4°	33.4°	14°	45° en Mayo y Junio	<0° (Enero)	50°	20.6°	De 15° a 18°	4,340	20 (de 7.7 a 30.2)	10-20 al mes en el norte en la época seca y <2 en el sur y este

Cuadro No.7A. Características climáticas de los desiertos de Africa.

I. Norte de Africa.- comprende los desiertos y zonas áridas localizadas entre el paralelo 20°N y las playas del Mediterráneo. Abarca la tercera parte del norte de Mauritania, todas las zonas áridas y desiertos de Marruecos, Argelia, Túnez, Libia, todo Egipto y norte de Sudán, aquí el límite sur desciende al paralelo 17° N.* Se divide en: **A. Zonas semiáridas.**- localizadas entre el litoral del Mediterráneo y aproximadamente el paralelo 31°N, con excepción de las costas de los países ya mencionados. **C. Zonas desérticas.**- ubicadas al sur, entre los paralelos 20° y 31°N, que corresponden al Sahara Norte. Dadas las diferencias climáticas y biológicas entre el Norte y Sur del Sahara, se tratan por separado. *Se encuentran a una altitud comprendida entre 350 y 1800 metros.

PRECIPITACION		TEMPERATURA						
Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes +Cal.	+Frio	Promedio de Max. Mínima	Máxima Absoluta	Oscila. Max.Abs.	Evapor. Anual
A	>400 mm	Invierno	17-20°			30°		
B	228 mm se incrementa de 130 en el sur a 350 en el norte	Invierno. (De Verano en las zonas de 1000 a 1500 m de altitud de Túnez y Argelia)	18-22°			35-38° 10° en las playas del sur de Marruecos y Libia -2° en las tierras altas de Marruecos y Argelia	58° (3/IX/22) en Al'Aziziah Libia, al sur de Tripoli)	2200 a 2500
C	47 mm Se incrementa de casi 0mm (0.4) en el sur a 107 en el Nte.	Invierno	20°-25° en el Sahara, sube a 26° en Assuán, Egipto (23°N)			40-45°	45° -55°	2500 a 3000

Cuadro No. 7C. Características climáticas de los desiertos de Africa.

III. Sur de Africa.

A. Desierto de Namib.- situado en el suroeste de Africa. Se extiende desde el río Nicolai (14°20'S) en el sur de Angola al río Olifants (32°S), y de la costa del Atlántico al pie de los escarpados. Presenta altitudes de 0 a 1000 metros. Climáticamente se subdivide en tres franjas longitudinales: A' una franja angosta costera, A'' lo que se denomina Namib exterior, que abarca aproximadamente 50 Km hacia el interior y A''' el Namib interior.

B. Desiertos de Kalahari y Karoo.- situados al este del Desierto de Namib. El primero se localiza al sur del paralelo 14°S, sobre una meseta central. El Karoo está situado en el extremo sur de Africa sobre una amplia meseta. Está entre los 600 y 1000 metros de altitud.

C. Madagascar.- Isla situada al sureste de Africa, presenta una franja costera árida (C') (no más de 50 Km de ancho) situada al suroeste y sur, bordeada por una banda de clima semiárido (C''), este clima también se presenta en al punta norte de la isla.

Regiones	PRECIPITACION		TEMPERATURAS				Evaporación Anual
	Media Anual	Régimen pluvial	Media Anual	Extremas		Máxima Absoluta	
				Máxima	Min.		
A A'' A'''	9-27 mm Solo lluvias irregulares 50-100 mm	Verano en la mayor parte. Invierno en el Sur (al sur del río Orange)	17.0° 20.4° 20.1°	27.6° 32.0° 31.2°	12.2° 7.6° 11.1°		
B	<100 mm en la costa, 250 en el norte y >300 en el límite este del Karoo.	Verano en el Kalahari. Invierno en el Karoo.	16.0°	‡ <25 sobre los escarpados oeste y costa, 30° tierra adentro y 35° en el Sur.		>40° tierra adentro 48° han sido registrados en la cuenca baja del río Orange.	2500 (3300 en el Pequeño Karoo y 4000 en el Kalahari Sur)
C C'' C''	500-900 <350	Verano Intermedio	23-26° 24°	‡ >40°C			

‡ promedios de máxima.

Cuadro No. 6. Características climáticas de los desiertos templados de Eurasia.

A. Tierras Bajas del Caspio. - incluye toda la región norte del Mar Caspio. La depresión está limitada al norte por la Meseta Obshchi Syrt, al oeste por la curvatura del río Volga y las colinas Yergeni y al este por las estribaciones de las Montañas Urales y la Meseta Ustyurt. Se encuentra entre 0 y 200 metros de altitud.

B. Kazakhstan Central. - está limitado al oeste por las Tierras Bajas del Caspio, al este por Dzungaria, al sureste por el Tian Shan y Tierras Bajas de Turania; el límite norte se encuentra aproximadamente en el paralelo 48°N. Abarca la estepa seca de Tengiz, los semidesiertos Ulatau y Sarysu; los desiertos Betpak - Dala (Estepa del Hambre) y el NIuyunkum. Climáticamente se subdivide en dos zonas: (B') la zona semidesértica ó desierto estepario, situado al norte y (B'') la zona desértica localizada al sur.

Regiones	PRECIPITACION		TEMPERATURA						Grueso y duración de la cubierta de nieve	Evaporación Anual
	Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes +Caliente	Media del mes +Frio	Promedios de Max. Min.	Minim. Absolu.			
A	230 mm de 250 en el norte a 300 en el sur.	Intermedio	7°	de 25° a 26° (Julio)	-30° sobre la costa a -40° tierra adentro	40°				1400
B	B' de 155 a 279	Verano	3° a 5°	de 22° a 25° (Julio)	de -15° a -20°C (Enero)	De 40° a 45°	-26°	-40° 6 menor	20 a 30cm 4 meses	
	B'' >100	Verano				De 42° a 44°	-40°		15 a 20 cm 4 1/2 meses	

Cuadro No.9 A. Características climáticas de los desiertos templados de Asia Meridional.

A. Tierras Bajas de Turania.- se extiende entre los desiertos de Kazakhstan al norte y el Kopet Dag al sur. Al oeste es limitado por el mar Caspio y al este por las montañas de Tian Shan y Pamiro-Alay. Comprende los desiertos:

- 1.- Kizil-Kum (entre los ríos Sir-Daríá y el Amu-Daríá).
- 2.- Karakum (entre el río Amu-Daríá y el Mar Caspio).

Para su estudio climático se divide en dos zonas: (A') las Tierras Bajas de Turania, con excepción del desierto Karakum y (A'') el desierto de Karakum exclusivamente.

	PRECIPITACION		TEMPERATURA							Grueso y duración de la cubierta Nieve	Evaporación Anual	Días libres de Heladas	
	Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes +Cal.	+Frio	Absolutas Max.	Min.	Oscilaciones Extre	Men Día				
A'	80-100 mm aumenta a 280 al pie de los Montes Kopet Dagal Sur.	Invierno		30°	<0° (Enero) excepto en el sur	50°			20° a 30°	15° a 20°	1500	230	
A''	114.5	Invierno	16.2°		1.7° (Enero)	50°	-31°		30°		2 a 5cm de B a 10 días	2500	280

Cuadro No.98: Características climáticas de los desiertos templados de Asia Meridional.

B. Desiertos y semidesiertos intermontanos.- las cordilleras de Asia Meridional forman una unidad muy complicada, la conforman la interacción de tres sistemas. Las zonas desérticas y semidesérticas se localizan en las cuencas intermontanas y en las laderas orientales de las montañas, la altitud que alcanzan es variable.

1.- Sistema Turkmenia-Khurasan: Kopet Dag situado entre 1000 y 1500 metros de altitud.

2.- Sistema Tian Shan: a) Tian Shan Norte, incluye las cordilleras Kirgiz, Chu-Ili y parte de Dzungaria.

b) Tian Shan Central, abarca las cordilleras: Kungey, Terskey, Koksha y Fergana. De éstas sólo se tiene información climática, muy escasa de la región situada al sur del lago Issyk-Kul de Terskey (3000-4000 msnm) (b') y de las laderas sur de Fergana (500-900 msnm) (b'').

c) Tian Shan Occidental, incluye la cordillera Talass.

3.-Sistema Pamir-Alay.- sólo se incluyen las áreas pertenecientes a Asia Meridional. incluye: a) Cordilleras Norte: Alay turkestan y Zeravshan (1500-2500 msnm), b) Montañas suroeste (Región Gissar-Darvaz): cordilleras Guissar, Darvaz y Pedro I (3000-4000 msnm).

Regiones		PRECIPITACION		TEMPERATURA			Oscilación Anual
		Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes +Cal.	+Frio	
1	1	200					
2	2b'	160-450	Verano	<0°	<10° (Julio)	-20° (Enero)	66°C
	2b''	171	Invierno	13.2°			
	2c		Verano		>36°		
3	3a	220	Invierno				
	3b	160-450	Verano				

Cuadro No. 10.- Características climáticas de los desiertos templados de Asia Central.

I. Depresión de Dzungaria.- localizada al este de Kazakhstan, limitada al sur por la montañas de Tian Shan, al norte y noreste por las Montañas Altai. Entre 200 y 1000 metros de altitud.

II. Desiertos con veranos calientes:

A. Gobi.- climáticamente se subdivide en: (A') Gobi Altai (Norte) y Gobi Oriental que comprenden los desiertos esteparios y (A'') Gobi Occidental (Transaltai-Gobi) es decir la zona desértica propiamente dicha, la parte más occidental, se le conoce como Gobi Dzungariano. En general esta región está situada entre 1000 y 1300 metros de altitud, con depresiones de 700 a 1000 metros de altitud.

B. Distrito del Gran Lago. Se localiza entre el Altai Mongoliano y las montañas de Hangayn Nuruu (Changai). Es una gran depresión cerrada con una serie de lagos de agua dulce (Har Us Nuur, Har Nuur) y lagos salados (Uvs Nuur, Hyargas Nuur, Dörb6 Nuur).

A altitudes entre 900 y 1500 metros.

C. Desierto de Pei Shan.- situado al sur del Gobi Occidental.

PRECIPITACION			TEMPERATURAS							
Regiones	Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes +Caliente + Frio	Extremas Max. Min.	Absoluta Max. Min.	Oscilación Anual	Oscilación Diaria		
I	178mm, aumenta con la altitud a 318mm 96mm, a 903m 247mm.	Intermedio	4.0°							
II A'	100-150 (valor mínimo 40mm)	Verano	3.8°	23.3° (Julio)	-18.1° (Enero)	37.5°	-36.5°			
A'' B C	18 mm 140 mm 39-85 aumenta a 500 en las partes altas de las montañas.	Verano Verano Verano		-2.2° 4.3°			35.4° 42.5°	-48.0° -35.1°	70°	30°

Cuadro No. 2. Características climáticas de los desiertos templados de Asia Central.

II. Desiertos con veranos calientes.

D. Cuenca de Tarim.- Está limitada al norte por el Tian Shan Oriental, al oeste por el Pamir y la cordillera de Kara Koran y por el sur por las Montañas Kun-Lun y el Astin-Tagh. El desierto más grande es el de Takla Makan. Está a 780 m de altitud en el este y a 1400 m en el oeste.

E. Corredor Kansu (Hessi).- Se localiza al norte del Lago Koko Nor. Lo recorre la vía del tren que va de Lan-chou a An-hsi. Al oeste presenta 800 m de altitud y al este 1500 m.

F. Desierto Ala Shan.-Se localiza entre los ríos Jo Shui y el Huan=Ho. Por el Sur, limita al corredor Kansu. La altitud es de 200 a 300 metros.

G. Región Ordos.- Está dividido en: (G') zona desértica que abarca la mitad noroeste del área, está situada en la gran curvatura del río Huang-Ho; la mitad sureste, separada de la anterior por la Gran Muralla, corresponde a un desierto estepario. (G''). Está entre 1150 y 1500 metros de altitud.

H. Cuenca Tsaidam.- Se localiza al sureste de la Cuenca Tarim. Se sitúa entre las montañas Astin Tagh (Altyn) al noroeste, las Montañas Nan Shan al noreste y las Kun Lun al sur. La altitud es de 2600 a 3000 metros.

Regiones	PRECIPITACION		TEMPERATURA						Evap.Annual
	Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes +Cal.	+Frio	Extremas Max. Min.	Absoluta Max. Min.		
D	63mm, disminuye al E (de 9 a 11)	Verano	9.8 a 11.6°	24.4° a 26.8°	-5.6 a -10°			40° -27°	2500 a 3000
E	45mm en el Oeste >100 en el este	Verano	10.9 oeste, 7.1° este	26.1° a 22.4°	-6.3° a 8.9°				3200
F	39-68mm en el oeste, 200 al pie de las montañas Ala Shan	Verano	7.0°	23.5°	-10.0°				
G	G' 116mm G'' 405mm	Verano	7.1° 8.7°		-32.4° -32.7°				2324 1689
H	13-26, >150 en el este	Interm.	2.3 -3°			17.5a 18.0°	-13.0a 12.0	31.7° -30.3°	

Cuadro No.10C. Características climáticas de los desiertos templados de Asia Central.

III. Desiertos con veranos frescos.

A. Tibet. - La meseta más alta del mundo, situada entre las montañas de Kun Lun y Nan Shan en el Norte y el Himalaya en el sur. Climáticamente se divide en cuatro regiones:

1. Región Occidental, conocida como el Alto Tibet o el Desierto de Chang Tang.

2. Región Oriental o Tsing hai (Lago Koko Nar), la cual se subdivide en:
a) Zona Norte (Nan Shan), boscosa, representa un sistema de cadenas montañosas paralelas con direcciones oeste-sureste y este-noreste, con una elevación media de 4000 m, así como valles que descienden a 2000-2500 metros de altitud.

b) Zona sur, estepa alpina, moderadamente uniforme, desciende de 4000 a 3000 metros hacia el este. Es la más seca.

3. Región Sureste, son valles profundos con ríos, con una altitud promedio de 3800m.

4. Región Sur. - es un valle largo con colinas, situado entre las montañas más altas del Himalaya y aquellas del Trans-Himalaya. Desciende al este de 4500 a 3500 metros de altitud.

Reg	PRECIPITACION		TEMPERATURA				
	Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes más caliente	Absoluta Max. Min.		Oscilación Diaria
1	< 100mm	Invierno	-5°C	8° (Julio)			37°
2	150 en el sur, 380 en el norte.	Verano	17°	10° - 15°	34°	-26°	
3	100 en el oeste, 400 en el este	Verano	0° a -4°				
4	450	Verano					

Cuadro No. 00 Características climáticas de los desiertos templados de Asia Central.

B. El Pamir. - esta región se conecta con el Tibet por el este. Se divide en:

1. Pamir Oriental. - es lo más parecido a una meseta alta, con amplios valles poco profundos, separados cada uno por cadenas montañosas de 5000 metros de altitud.

2. Pamir Occidental. - Tierra montañosa con altas cordilleras y valles profundos que se extienden por abajo de 2500 metros. Esta parte, que se extiende en Afganistán, es la menos conocida, por presentar montañas inaccesibles.

IV. Afganistán e Irán.

Los desiertos y semidesiertos se localizan al sur de las Tierras Bajas de Turanía, se encuentran limitados por las Montañas Zagros al oeste y suroeste, los Montes Elburz al noroeste, las Montañas Kopet Dag al norte y el Pamir y las Montañas de Afganistán al este. Los principales desiertos son Irán: Gran Kavir y Dasht-e-Lut. Afganistán: Sistan, Dasht-i-Margo, Registan y la Cuenca del río Amu-Daríá (Oxus). También incluye los semidesiertos marginales de los dos países.

Regiones	PRECIPITACION		TEMPERATURA								
	Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes		Promedios		Absolutas		Oscilacion	
			de +Cal	+Frio	Max	Min	Max	Min	Anual	Diaria	
B1	103(40-145). Caen en pequeñas cantidades (0.2 y 0.5mm), la mayor parte es en forma de cellisca o nieve.	Verano	de -1.0 a -2.8°	de 8° a 12°	-20° o menos			de 25° a 30°	de -40° a -45°		
B2	Régimen de lluvias de invierno. La línea de nieve está a mayor altitud a medida que la precipitación disminuye. Donde caen 500 mm de precipitación, la línea de nieve se encuentra alrededor de los 4000 m; con 400 mm está a 5500 m. En lugares donde la precipitación es menor de 40 mm, no hay nieve, debido a que se evapora directamente bajo la influencia combinada de aire seco y alta insolación.										
IV	95mm, <100 en los desiertos y de 100 a 200 en las zonas marginales	Invierno	18°			44.4°	-2.8°	51°	-50°	25° a 28°	20°

Cuadro No. II.

Características climáticas de los desiertos templados de Norte América. Los desiertos y áreas semiáridas templadas, se localizan en la zona conocida como Deste Intermontano, debido a que se localiza entre las Montañas Cascada-Sierra Nevada al oeste y las Montañas Rocallosas al este; el límite norte se localiza ligeramente por arriba de la frontera con Canadá (54°N). El límite sur corresponde en gran parte al descenso rápido en altitud y al inicio de los desiertos de características subtropicales. Comprende el sur de Columbia Británica, Canadá, este de Washington, oeste de Idaho, oeste de Oregón, sureste de Wyoming, Nevada, Utah, y Meseta del Colorado que se extiende al norte de Arizona, Estados Unidos.

En esta zona queda incluido el desierto de la Gran Cuenca que ocupa aproximadamente el sur de Idaho, la esquina sureste de Oregón, la mitad occidental de Utah y las tres cuartas partes del norte de Nevada. Representa el área desértica más grande de Estados Unidos.

La altitud de los valles de la Gran Cuenca es > 1200m, los máximos valores de las montañas son de 4000 m. Aquí se localizan las áreas semiáridas que corresponden al suroeste de Wyoming y toda la meseta del Colorado.

PRECIPITACION		TEMPERATURA		DIAS	
Media Anual	Régimen Pluvial	Media del mes +Caliente	+Frio	Neblina	Libre de Heladas
500mm <200 en el suroeste y de 400 a 600 en el noreste.	Invierno	de 20° a 25° (Julio)	de 0 a -10°C (Enero)	de 20 a 45 en el norte y >45 en el límite Washing. Idaho y Canadá.	90-120 150-180 en el suroeste y este

Cuadro No. 12

Características climáticas de los desiertos templados de América del Sur.

1. Argentina

A. Desiertos y semidesiertos de Patagonia.- Se localizan a lo largo de las estribaciones orientales de la Cordillera Andina, limitados por las latitudes de 36° a 52°S. A los 42°S Río Negro, se extiende al este, hasta el Atlántico. Con altitudes de 0 a 850 metros.

B. El Puna.- Está situado al norte del paralelo 35°S, sobre las altas montañas. Entre 3400 y 4500 m de altitud.

PRECIPITACION		TEMPERATURA								Evap. Anual
Media Anual	Régimen Pluvial	Media Anual	Media del mes		Promedios		Absoluta			
			+Cal.	+Frio	Max.	Min.	Max.	Min.		
A	180	Invierno	11.3°	12° a 20° (Enero)	<2° a 4° (Julio)	30.0	-5.0	41.2°	-18.9°	
B	340	Verano en el norte. Invierno en el extremo sur.	3.7°			15.9	-15.7	28.4	-30.3	1921

Cuadro No. 13

Superficie de algunos desiertos calientes del mundo.

		Area en Km ²
1. América del Norte	A. Desierto de Mojave	140,000
	B. Desierto Sonorense	275,000
	C. Desierto Chihuahuense	453,000
2. América del Sur	I. Argentina, Bolivia-Paraguay	
	A. Desierto de El Monte	
	B. El Chaco	
	C. Regiones semiáridas	
	II. Chile, Bolivia, Perú, Ecuador	
	A. Desierto Peruano-Chileno	360,000
	III. Brasil	
	Zonas áridas y semiáridas	399,425
	IV. Venezuela-Colombia	
	A. Regiones áridas	7,296
B. Regiones semiáridas	25,537	
3. Australia	A. Desiertos: Great Sandy, Great Victoria, Gibson, Simpson y Sturt	1,500,000
	B. Regiones semiáridas	2,700,000
4. Medio Oriente	Se consideran las regiones áridas y semiáridas de Sinai, Israel (D. de Negev), Jordania, Siria (D. de Badiet esh Sham) e Irak.	
5. Península de Arabia	A. Great Nafud (An Nafud)	55,000
	B. Dahna (Ad Dahna)	400,000
	C. Empty Quarter (Ar Rub' Al Khali).	650,000
6. India y Pakistán	Desierto del Thar (Marusthali) 446,000	
7. Africa	I. Norte de Africa.- comprende los desiertos y zonas áridas localizadas entre el paralelo 20° y las playas del Mediterráneo	
	5-944,000	
	IA. Sur del Sahara y la zona de Sahel.	
	II. Sur de Africa	
	A. Desierto de Namib	136,000
	B. Desierto de Kalahari y Karoo	52,000
	C. Madagascar	

Cuadro No. 14

Superficie de algunos desiertos templados del mundo

		Area Km ²
1. Eurasia	A. Tierras Bajas del Caspio	
	B. Kazakhsan Central	300,000
2. Asia Meridional	A. Tierras Bajas de Turania	
	1. Desierto de Karakum	350,000
	B. Desiertos y semidesiertos intermontanos	
3. Asia Central	I. Depresión de Dzungaria	
	II. Desiertos con veranos calientes	
	A. Gobi	
	B. Distrito del Gran Lago	
	C. Desierto de Pei Shan	
	D. Cuenca del Tarim, incluye el desierto de Takla Makan	400,000
	E. Corredor Kansu	
	F. Desierto Ala Shan	
	G. Región Ordos	95,000
	H. Cuenca Tsaidam	90,000
	III. Desiertos con veranos frescos	
	A. Tibet	
	B. El Pamir	
	IV. Afganistán e Irán	
	Iran: Desierto Gran Kavir	
	Desierto Dasht-e Lut	
	Desierto Sistan	
	Afganistán: Desierto Dasht-i-Margo	
	Desierto Registan	
	Cuenca del río Amu-Daria	
4. América del Sur	I. Argentina	
	A. Desiertos y semidesiertos de Patagonia	
	B. El Puna	
5. América del Norte	A. Gran Cuenca	

Cuadro No. 15 Condiciones Térmicas de los Desiertos Subtropicales.

		TEMPERATURA en °C								
Regiones	Subregiones	Media Anual	Media del mes		Promedios		Absolutas		Oscilación	
			+Cal.	+Fric	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.Abs.	Anual
1. Sahara del norte de Africa	Z. desértica	20 a 25			40 a 45					45 a 55
	Z. árida	18 a 22			35 a 38	-2 a 10	58			
	Z. semiárida	17 a 20			30					
2. Península de Arabia	de 1000 a 2000m	20.5	27.5	12.2	33.5	7.5	38	2	33	15.2
	de 500 a 1000	24.4	33.5	12.7	41.2	7.6	46	-2	45	20.8
	< 500m	26.7	34	19.1	36.2	17.2	49	-3	52	14.7
3. Medio Oriente (Sinaí, Israel, Jordania Siria e Irak)	Z. árida	22.1	30	11						
	Z. semiárida	17								
4. India (noroeste) y Pakistán		26.4	33.4	14	45	< 0	50			20.6
5. Desiertos de Norte América.	D. Mojave	19.3	40.8	0.6					40.2	
	D. Sonorense	21.7	41.3	3.4					37.9	
	D. Chihuahuense	17.4	35.2	-1.4					36.6	
6. Kalahari y Karoo		16			<20 a>35	<0 a >10	48			
7. Australia (20°-30°S)		20.3	30	13.6	35	<5 a 10				
8. Argentina (Oeste)	Z. Desértica (región noroeste)	14.0	16 a 26	2 a 8	35.1	-2.3	44.3	-24.5		
	Z. de El Chaco	20.4	26 a 28	14 a 17	35.1	-2.3	45.5	-10.0		
	Z. semiáridas	16.5	22 a 28	6 a 8	35.8	-4.3	43.7	-11.1		

Cuadro No. 16.
Condiciones Pluviométricas de los Desiertos Subtropicales.

Regiones	Subregiones	Precipitación Media Anual (mm)	Régimen de Lluvias
1. Sahara del Norte de Africa	Z. desértica Z. árida Z. semiárida	47 228 >400	Invierno
2. Península de Arabia	De 1000 a 2000m de 500 a 1000 < 500m	266.5 90.6 72.2	Invierno
3. Medio Oriente: Península del Sinai, Israel, Jordania, Siria e Irak	Z. árida	116	Invierno
	Z. semiárida	303	Invierno
4. India y Pakistán (noroeste y este respectivamente)		311	Verano
5. Desiertos de Norte América	D. de Mojave D. Sonorense	50 - 125 50-100 (300-350 en Sonora y sur de Arizona)	Invierno Intermedio
	D. Chihuahuense	75-150 (300-400 en las elevaciones)	Verano
6. Kalahari y Karoo (Sur de Africa)		<100 en la costa, 250 en el norte y > 300 en el sur.	Verano en el Kalahari e Invierno en el Karoo
7. Australia (entre los paralelos 20°y 30°S)		<125 en el D. Sturt, 254 en el sur y este y 381 en el norte.	Principalmente de Verano. Invierno en el suroeste.
8. Argentina (Oeste)	Z. desértica (región noroeste)	140	Verano
	Z. de El Chaco	670	
	Z. Semiáridas	570	

Cuadro No. 17

Condiciones Térmicas de los Desiertos Costeros Templados.

Desiertos	Temperatura Media Anual en °C	
D. de Namib	Zona costera Namib exterior Namib interior	17.0 20.4 20.1
D. Peruano Chileno	Z. desértica Z. árida Z. semiárida	19.3 15.5 16.1 (costa) 5.5 (laderas altas)
D. de Baja (laderas) California	Z. muy árida Z. árida	16.4 (costa) 18.4 16.8 (costa) 18.0 (laderas)

Cuadro No. 18

Condiciones Pluviométricas de los Desiertos Costeros Templados.

Desierto	Precipitación		
		Media Anual en mm	Régimen
D. de Namib	Zona costera Namib exterior Namib interior	9-27 Sólo lluvias irregulares 50 - 100	Verano en la mayor parte Invierno en sur.
D. Peruano- Chileno	Z. desértica Z. árida Z. semiárida	16.1 159.7 400	Invierno Verano. Lad ras altas Invierno. de 0 a 500m. Invierno. costa. Verano. -Lad ras altas.
D. de Baja California	Z. muy árida Z. árida	122 250	Invierno

El Subgrupo Semicálido seco h'(h) ó h

El subgrupo térmico semicálido lo conforman las estaciones con temperatura media anual entre 18° y 22°C que, de acuerdo con el criterio de Köppen, pueden resultar con clima cálido o templado, según tengan la temperatura del mes más frío por encima o por debajo de 18°C. García (1988) indica que esos climas son intermedios entre los climas cálidos y los templados, los cuales constituyen un subgrupo de transición entre ellos. Al subgrupo con estas características lo denominó "semicálido". Para designar a los lugares con clima seco, perteneciente a este subgrupo utilizó los siguientes símbolos: cuando según la clasificación de Köppen, una estación con las características del subgrupo presente la temperatura del mes más frío mayor de 18°C se emplea el símbolo h'(h), para indicar su tendencia hacia condiciones climáticas cálidas h'; por el contrario, si una estación tiene características semicálidas pero la temperatura del mes más frío es inferior a 18°C se representa con el símbolo h.

Cuadro No. 19-A Condiciones pluviométricas de las Zonas Muy Áridas BW del norte del país.

Región	Subregión	P/T Precipitación Temperatura	Precipitación Media Anual (mm)	Probabilidad % de la lluvia anual	Régimen Pluvial García, 1965	Canicula
Desierto Chihuahuense	Cálida	7.0	157.1	< 40	Verano w	No
	Semicálida	12.7 (8.1 a 15.1)	257.4 (146.1 a 330)	44 a 46 < 44 en Ojinaga y en el sur.	Verano w y w(1) Inter-medio x' en Cuatro Ciénegas, Coah.	w" en Río Bravo, Cuatro Ciénegas y en el sureste.
	Templada	15.4 (14.0 a 16.7)	257.5 (212.8 a 297.7)	44 a 46 < 40 en el Área de Cd. Juárez, Chih.	Verano w(x') en el noroeste, y w.	No
Desierto Sonorense	Cálida	8.5 (1.7 a 14.5)	196.6 (36.7 a 37.2)	44 a 46 < 40 en el Área de Mexicali < 36 en Bataques, BCN.	Verano w(x') costas orientales de la Península y cuenca Río Colorado W sur de Son. y Sin. Invierno s(x') Sonora	No
	Semicálida	7.3 (2.9 a 14.4)	150.8 (54.8 a 314.7)	40 a 44 < 40 Área de bahía Magdalena BCS	Verano w(x') Son y sur de la Penin Invierno s entre bahía Magdalena BCS y Punta Colonel BCN s(x') laderas orientales sierras Juárez y San Mártir	No
	Templada	6.8	118.3	40 a 44	Invierno s	No
Desierto de Baja California	Templada	8.1	132.7	40	Invierno s	No
	Semicálida	4.9	89.2	a		
	Templada	6.4	111.4	44		

Cuadro 19-B. Condiciones técnicas de las Zonas Muy Áridas BW del Norte del País.

Región	Subregión	T E M P E R A T U R A (°C)					
		Media Anual	Oscilación Media Anual	Promedio Anual Máxima	Minima	Absolutas Máximo	Mínimo
Desierto Chihuahuense	Cálida	22.3	13.1	30.9	11.1	47.0 V/55 Torreón, Coah.	-10.5 I/67 Torreón, Coah.
	Semicálida	20.2 (18.0 a 21.9)	17.0 (14.0 a 20.6) en Chih. y Coah. 9.7 (7.8 a 13.9)	26 a 30, >36 en el río Bravo	<10 en el oeste, >12 en el río Bravo	47.0 VI/78 Ojinaga, Chih.	-14.0 I/62 Delicias Chih.
	Templada	16.7 (15.2 a 17.8)	19.1 (17.0 a 20.6)	26 a 28	6 a 8 en el norte, >8 en el sur	44.4 VI/60 Cd. Juárez, Chih.	-11.5 II/56 Cd. Juárez, Chih.
Desierto Sonorense	Cálida	23.1 (22.0 a 25.7)	17.1 (14.1 a 26.5) laderas orientales de la Península y Son. 11.9 (9.3 y 13.9)	>30	12 a 14, >16 en costas Cabos, Son. y Sin.	57.0 Delta y Sn. Felipe, BCN.	-7.0 13/I/63 Mexicali, BCN.
	Semicálida	20.7 (18.9 a 21.8)	17.7 (14.6 a 20.6) laderas orientales de la Península y Son. 10.8	>30 Son. <28 Área de Sebastián Vizcaino	>16.0 costas del Pacífico de la Península <12° Área Sebastián Vizcaino	54.0 24/IX/63 El Arco, BCN	-8.0 I/77 El Carrizal Son.
	Templada	17.4	15.5	26 a 28	8 a 10	47.0 1965/68/74 y 80 Chapala, BCN	-7.5 Iy XII/54 Chapala BCN
Desierto de Baja California	Templada	16.4	6.6 a 9.0	24	<10	49.0	-7.0
	Semicálida	18.2	12.5	a	>10	13/VII/67	10y 13/II/64 y 6/I/70
	Templada	17.3	8.1 a 15.0	26	<10	San Agustín, BCN.	Sn. Agustín.

Cuadro No. 19-G. Otras características climáticas de las Zonas Muy Áridas BW del Norte del País.

Región	Subregión	I N S O L A C I O N (horas)			Evaporación Anual (mm)	Número de días al año con HELADAS
		Anual	Máxima Mensual	Mínima Mensual		
Desierto Chihuahuense	Cálida	2600 a 2800	260 a 280	180 a 200	> 2 200	6.5
	Semicálida	2800 a 3000	>300 en el Norte, 200 a 240 en el Sur.	>240 mitad a oeste y <160 en el sureste	>2200, excepto el sur	< 30 en la mitad este
	Templada	>3200	>300	>240	>2200	> 50
Desierto Sonorense	Cálida	>3400, 2600 a 3000 en Sn. Felipe-Sn.L.Río Colorado	>300, 320 a 260 Sn. Felipe-Sn.L.Río Colorado	200 a 220, > 240 al Sur de BCS	> 2200, <2000 en el Sur de BCS.	0 a 10, 0 costas
	Semicálida	3200 a 3400 en Son., 2600 a 2800 en la Península, >3400 costas oeste de la Baja California	300 a 340 en Son., BCS, <220 en BCN	200 a 220 Son. y BCN, 220 a 240 en BCN	2200 Son., <2000 en área de Sebastián Vizcaíno, BCS.	0 a 10
	Templada	<2600	200 a 220	180 a 220	2000 a 2200	0 a 10
Desierto de Baja California	Templada	<2600	200 a 220	<220	<1800	< 10
	Semicálida					10
	Templada					1800 a 2200

Cuadro No. 19-D Condiciones pluviométricas y térmicas de otras zonas muy áridas BW de México

Región	Precipitación/ Temperatura	Precipitación Media Anual (mm)	Probabilidad % de la lluvia Anual	Régimen Pluvial	Canicula
Valle de Tehuacán	15.3 (15.5)	368.9 (356.4 a 389.8)	46 a 48	Verano <u>w(w)</u>	W"
Islas al Noroeste de la P. de Yucatán	13.2 (12.6 a 13.8)	354.2 (331.6 a 376.8)	44 a 46	Verano w	W"

Región	TEMPERATURA (°C)					
	Media Anual	Oscilación Media Anual	Promedio Anual Máxima Mínima		Absolutas Máxima Mínima	
Tehuacán	24.1 (23.0 a 25.2)	7.5 (7.0 a 8.1)	26 y 30	12 y 18	45.0 27/V/74 Atlixpe, Oax.	2.0 Varios años Atlixpe, Oax.
Islas al Noroeste de la P. de Yucatán	26.8 (26.4 a 27.3)	5.1 (5.1 a 5.2)	>30	<22	42 a 48	>6

Cuadro No. 20-A Condiciones pluviométricas de las zonas áridas BSo y semiáridas Bs, del norte del país.

Región	Subregión	P/T Precipitación y Temperatura	Precipitación Media Anual (mm)	Probabilidad % de la lluvia anual	Régimen Pluvial	Canícula
ARIDA	Cálida (Golfo de México)	23.8 (17.2 a 22.0)	551.8 (379.3 a 533.4)	44 a 46	Intermedio x*(w)	w"
	Cálida (Pacífico)	17.2 (15.5 a 21.4)	402.0 (348.4 a 559.9)		Verano w(x*) w al sur 27° N, w(w)Sin.	No
	Semicálida	19.2 (15.0 a 22.4)	382.0 (269.8 a 488.1)	44 a 46, <44 en zonas aisladas de Dgo Zac y Coah.	w(x*) Son.; w(w) Chih.; w NL, SLP, Oro, Hgo; x*(w) no- reste de Coah.	w" excepto Son y Chih.
	Templada	20.6 (19.7 a 22.8)	346.2 (291.8 a	44 a 46	w(x*) Son, w(w) Chih; w Dgo y Zac x*(w) SLP	w" en Tamps, NL y SLP.
SEMI	Cálido	26.9 (23.6 a 28.7) Costas, Jal y Col. 28.4	645.0 (519.2 a 791.5) costas Jal. y Col. 732.6	44 y 46 46 y 48 en Oro, Hgo, Mex y D.F.	w NL, SLP, Sin y Son. w(w) Jal. y Zac. x*(w) Tamps.	w" en Coah, Chih, NL y SLP.
	Semicálida	28.7 (24.5 a 31.3)	560.2 (441.7 a 685.9)	44 y 46, 46 y 48 en Jal, Ags y Zac	w(w); x*(w) Coah, NL; w(x*) Son.	w" Coah NL SLP y Tamps.
	Templada	30.7 (26.5 a 34.8)	497.0 (339.4 a 621.2)	44 y 46,	w Chih, Zac Jal, Gto, SLP e Hgo. w(w) Dgo, Ags, Oro, Mex, y D.F.	w" Gto Hgo y SLP
ZARIDA DESIEC TO DE BAJA CALI- FOR- NIA	Templada	14.3	240	>44	Invierno <u>5</u>	
	Semicálida	11.1 a 13.6	200 a 300	40 a	Invierno <u>5</u>	No
	Templada	13.7	220.5	44	Invierno <u>5</u>	

Cuadro No. 20-B Condiciones térmicas de las zonas áridas RSA y semiaridas RS. del norte del país.

Región	Subregión	T E M P E R A T U R A (°C)			
		Media Anual	Decilación Media Anual	Promedio Anual Máxima Mínima	Absolutas Máxima Mínima
A R I D A	Calida (Golfo de México)	23.2 (22.0 a 24.2)	17.2 (14.2 a 19.0)	<30	16 a 18 43.5 -10.0
	Calida (Pacífico)	23.4(22.4 a 26.2), 25.2 al sur 27°LN	11.2(9.3 y 13.3) PCS, 16.3 (14.2 a 18.1) Son.	>30	12 a 18 49.5 -6.5
	Semicalida	19.9 (18.0 a 21.8)	17.2(14.7 a 20.7), Son, Chih y Coah; 9.2 (7.0 a 13.3) Dgo, NL, SLP e Hgo.	26 a 30, 330 en Son y Oro.	8 a 12 512 en VI/69 Sta. Ana Son. 47.0 VI/69 Sta. Ana Son. -12.0 en Sta. Ana, Ana, Son y Castro lugar res de Coah.
	Templada	16.8 (14.8 a 17.9)	9.0 (7.3 y 12.3), 16.8 (14.3 a 19.5) en Son y Chih.	26 a 30, 326 en NL	8 a 12, 4 a 8 en Chih. 40.5 VI/70 Saltillo, Coah. -10.5 11/51 Saltillo, Coah.
S E M I A R I D A	Calida	24.0 (22.0 a 27.6), 25.8 costas de Jal. y Col.	10.8(8.6 a 13.7) 13.7(11.5-15.7) (14.0 a 19.5) Son, norte Sin, Chih, NL y norte Templ 4.3 a 5.3 costas de Jal. y Col.	>30, 26 a 30 en Zac., >34 costas Jal., 30 a 34 Col.	12 a 18, >22 en costas de Jal. y Col. 47/68 1/55 Juchitán, Juchitán, pila, Zac. pila, Zac.
	Semicalida	19.5 (18.0 a 21.9)	8.9(7.2 a 13.9) 17.0 (14.6 a 20.1) en Son. y Coah.	26 a 30, 30 a 34 Son, Tempe, SLP y Jal; 22 a 26 Chih.	8 a 12, 12 a 18 V/73 Rio Verde, tono SLP Dgo
	Templada	16.2 (12.8 a 17.9)	8.7(7.0 a 13.8) 6.2(5.3 a 6.9) Jal, Oro, Hgo y D.F.; 16.1 (14.1 a 18.6) Chih y Son.	18 a 22 Chih., 22 a 26 Dgo, norte este, Gto, nor- reste Hgo, D.F., 26 a 30 Dgo, nor- reste Gto, nor- roeste Hgo.	8 a 12, Son, sur Chih, 73 Ags, de Cos Ags Zac. Dgo, Oro, Hgo. 4 a 8 oeste Dgo, Zac, Jal, Mex, y D.F. <4 norte Chih. 48.0 28/V/70 13/70 Vila de Cos Zac. -13.0 17/74 En Ag Dgo
Zona Arida D. Baja Califor- norte	Templada Semicalida Templada	16.8 18 a 22 16.1	10.8 a 15.6 - - - 8.1 a 13.2	24	< 10 > 10 49.5 17/13/58 19/ XII/ San Tulme

Cuadro No 20-C Otras características climáticas de las zonas áridas BSO del norte del País

Subregión	INSOLACION (horas)			Evaporación Anual (mm)	No. días al año HELADAS
	Anual	Máxima Mensual	Minima Mensual		
Cálida (Golfo de México)	2200 a 2400	180 a 220, <180 norte NL y noreste Coah.	< 160	>2000 Tamps. y NL. <2000 Coah.	< 10, 10 a 25 Coah.
Cálida Pacífico	>3200	>300	200 a 220 >220 Son, Sin. y sur de la Península	>2200 Son y Sin. <2000 sur de la Península	10
Semicálida	2000 a 2600 centro y sur 2600 a 2800 noroeste y noreste, >3200 Son <2000 NL	>300 noroeste, 220 a 300 centro y noreste.	180 a 240, 140 a 160 NL, >240 norte Dgo.	1600-2200, >2200 Coah, 1400 a 1600 Ixmiquilpan, Hgo.	25 a 50, 10 a 25 NL, sureste Coah, Hgo y Son
Templada	2600 a 2800, 3000 a 3400 noroeste 2000 a 2200 SLP <2000 NL	240 a 300, 300 a 320 noroeste, 200 a 220 NL	180 a 200, 200 a 240 noroeste, 160 a 180 NL	2000 a 2200 1800 a 2000 Dgo, 1600 a 1800 NL	10 a 25, > 50 noroeste y límite Dgo-Zac.

Cuadro No. 20-Q. Otras características climáticas de las zonas semiáridas RS, del norte del País.

Subregión	INSOLACION (horas)			Evaporación Anual (mm)	No. días al año HELADAS
	Anual	Máxima Mensual	Mínima Mensual		
Cálida	2200 a 2600, 2600 a 2800 Jal; 2800 a 3000. Sur Sin >3000 NW Coas Col; 2400 a 2600 Costas Jal: 2600 a 2800	220 a 240, 180 a 200 noreste, 280 a 300 Jal., >300 noreste, <180 NL. Costas Col 260, Jal 280 a 300	220 a 240, 160 a 200 noreste. Costas Col y Jal: >240	2000 a 2200, 1600 a 2000 Tamps. Costas Col y Jal: 1800 a 2000	0 a 10, 10 a 25 SLP, <0 costas
Semicálida	2800 a 3000 Chih. y sur oeste, 2000 a 2400 Tamps. NL, SLP, Oro. Hgo; 3000 a 3200 este Gto; 3200 a 3400 Son.	220 a 240, 260 a 280 Gto; 280 a 300 norte Chih, Jal, Ags y Zac; 300 a 320 Son.	200 a 220 Son, sur Tamps, Oro, Tulancingo 160 a 200 norte Tamps Coah, NL y Gto; 220 a 240 Tula; >240 sureste.	1400 a 1800 sur Tamps, Oro e Hgo; 1800 a 2000 norte Tamps, NL y SLP; 2000 a 2200 Chih, Son, Coah, Jal, Ags, Gto y Oro.	10 a 25, 0 a 10 NL, Tamps, Oro, Hgo, Gto; 25 a 50 Son; 50 a 100 Dgo y Chih.
Templada	2200 a 2600 SLP-DF; 2600 a 2800 Chih., sur Dgo-Jal; 2800 a 3000 norte Dgo.; 3200 a 3400 Sonora	280 a 300, 300 a 340 Son y norte Dgo; 240 a 280 Gto; 200 a 240 Oro, Hgo, Mex y D.F.	220 a 240 norte Dgo, Ags-D.F.; 200 a 220 Son, sur Dgo sureste Hgo; 180 a 200 Chih, Zac y SLP	1600 a 1800 sur SLP, Hgo, Mex y D.F.; 1800 a 2000 Chih, norte Dgo, Oro; 2000 a 2200 Son, Jal, Gto. norte SLP; >2200 sur Dgo, Zac. y Ags.	50 a 100 Son, sur Chih, norte Dgo, norte Zac, SLP; 25 a 50 Ags-Gto, sur Hgo-D.F.; 10 a 25 sur Zac, Oro, norte Hgo; > 100 Chih.

Cuadro No. 20-E Características climáticas de otras zonas áridas calidas del norte de México.

Región	P/T Precipitación Temperatura	Precipitación Media Anual (mm)	Probabilidad % de la lluvia anual	Régimen Pluvial	Condiciones	
Cuencas bajas de los ríos Tepalcatepec, Zacatula y Balsas	21.1	608.3	46 a 48, <46 en el área de confluencia de los tres ríos	Verano húm. y en el área de infiernillo.	"	
Valle de Tehuacán	18.9	463.2	<46, 46 a 48 parte central.			
Cuenca alta del río Tehuantepec	18.8	495.4	44 a 46			
Noroeste de la Península de Yuc.	19.7	513.4 (437.8 a 579.2)	44 a 46, <44 en el Área de Lagartos.	Verano húm. y en Faro Cayo, Arcas.	"	
TEMPERATURA (°C)						
Región	Media Anual	Oscilación Media Anual	Procentaje Máxima	Procentaje Mínima	Absolutas Máxima	Absolutas Mínima
Cuencas bajas de los ríos Tepalcatepec, Zacatula y Balsas.	28.8	4.3 a 5.0	30 a 34,	>22	49.0 U/77 Domin- quillo Oax.	1.8 27/XII/ &3 Boqui- lla, Oax.
Valle de Te- huantepec	24.5	7.6	>34	8 a 12		
Cuenca alta del río Tehuantepec	26.3	3.0	Tepal- cate- pec	12 a 18		
Noroeste de Yucatán	26.1	3.8 a 5.2	< 30	>22	42 a 48	>6
INSOLACION (horas)						
Región	Annual	Máxima Mensual	Mínima Mensual	Evaporación Anual (mm)	No. días al año HELADAS	
Cuencas	2000 a 2400, 2400 a 2600 Tehuantepec	200 a 220, Tepaltepec y Yucatán	220 a 240, Tehuante- pec >240.	Tehuacán 1600 a 1800, Tehuantepec 1800 a 2000 Tepalcatepec y Yuca- tán >2200.	0 a 10, 0 en Tepal. y Yuc.	
Noroeste de la Península de Yucatán.	2400 a 2600 >2600 en el Área de río Lagartos.					

Cuadro No.20: Características climáticas de otras zonas semiáridas BSI de México

Subregión	Precipitación/ Temperatura	Precipitación Media Anual (mm)	Probabilidad % de la lluvia anual	Régimen Pluvial	Canícula	
Cálida	26.6 (noroeste Yuc. 25.7)	698.3(noroeste Yuc.664.7)	46 a 48 (noroeste Yuc.44 a 46)	Verano w(w) (noroeste Yuc.w(x ²))	w', excepto Tepalcatepec-Zacatula.	
Semicálida	30.0 (26.5 a 31.8)	594.8 (479.4 a 689.6)	46 a 48	Verano w(w)	w''	
Templada	32.0 (24.5 a 34.6)	511.6 (311.2 a 615.5)	46 a 48	Verano w(w)	w''	
T E M P E R A T U R A (°C)						
Subregión	Media Anual	Oscilación Media Anual	Promedio Máxima	Anual Mínima	Absolutas Máxima Mínima	
Cálida Teo-	26.2 (noroeste Yuc 25.9)	6.4 (5.1 a 8.0) 4.4(2.7 a 4.8) (noroeste Yuca- tán 4.7 a 5.6)	26 a 30 Tehua- cán y Otates, 30 a 34 Tequi- stlán, Mezcala y Yuc. >34 Te- palcatepec.	12 a 18, >22 Tepal- catepec y noroeste Yucatán	48.5 16/XI/65	0.0 XI/66 1/67
Semicá- lida Si/53	19.8 (18.1 a 21.7)	5.4(5.0 a 6.1) 3.8(3.3 a 4.5)	26 a 30	8 a 12 Te- huacán, 12 a 18 Oaxaca	41.0 III/62 Jayaca- tán, Oax.	1.0 61, Oaxaca Oax.
Templada	16.0 (12.7 a 17.8)	5.7(5.0 a 6.4) 3.9(2.8 a 4.5)	22 a 26, <18 a 22 Perote, 26 a 30 centro de V. Tehuacán	8 a 12 1/4 a 8 Perote, 12 a 18 noroeste Tehuacán	38.0 V/74 Sn. M/ Astata,	-8.0 66/ 68 Coix- tlahuaca Oax.
INSOLACION (horas)						
Subregión	Anual	Máxima Mensual	Mínima Mensual	Evaporación Anual (mm)	No. días al año HELADAS	
Cálida	2200 a 2800, 1800 a 2000 mitad este Tehuacán, 2800 a 3000 Mezcala, >3000 Mixteco	240 a 300	>240, 220 a 240 Tepalcate- pec y noro- este de Yu- catán.	1800 a 2000, 1600 a 1800 sur Tehuacán, 2000 a 2200, Tequi- stlán, >2200 Te- palca. afluentes Balsas y Yuc.	< 0, 0 a 10 Tlapaneco y Mix- teco.	
Semicá- lida	2200 a 2800	200 a 220, Ejutla, Oax. 220 a 280	200 a 240, >240 Oax.	1600 a 1800, Perote 1200 a 1600, norte Tehuacán	0 a 10 Oax. 10 a 25 Tehuacán	
Templada	1800 a 2800	<140 a 160 Tehuacán 220 a 240	Perote <140 a 180	1800 a 2000, Eju- Ejutla, Oax. >2000	25 a 30 Perote	