

Z 5053.08
UNAM
1971

LA EROSION DEBIDA AL VIENTO EN EL AREA VECINA

AL LAGO DE TEXCOCO



TESIS QUE PRESENTA

ERNESTO JAUREGUI OSTOS
PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN GEOGRAFIA.

1971

TG90274



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.

LA EROSION DEBIDA AL VIENTO EN EL AREA VECINA
AL LAGO DE TEXCOCO

RESUMEN

El aire que respiramos es un recurso natural esencial para nuestra existencia; considerados como recursos tanto la tierra como el agua pueden ser mejorados para beneficio del hombre. Sólo durante la última década, con el desarrollo acelerado de las áreas urbanas y de la industrialización, el hombre ha comenzado a preocuparse por la calidad del aire urbano y evitar que este recurso fundamental continúe deteriorándose.

En el presente trabajo se examinan las causas de la contaminación del aire de la Ciudad de México producida por la erosión del viento sobre los suelos desnudos vecinos al lago de Texcoco. La intensa insolación que favorece la inestabilidad del aire superficial, la sequedad del suelo y la escasa cubierta vegetal, son los factores principales que determinan la formación de las tempestades de polvo que ocurren en la estación de secas. Las áreas del oriente y norte de la ciudad resultan las más afectadas por este fenómeno cuya máxima incidencia tiene lugar en los meses de febrero, marzo y abril. Finalmente se sugieren algunos medios para reducir la erosión de los suelos del área mencionada.

LA EROSION DEBIDA AL VIENTO EN EL AREA VECINA AL LAGO DE TEXCOCO

Por

Ernesto JAUREGUI O.

1. ANTECEDENTES. El área del lago Texcoco se encuentra en el valle de México; esta región está bordeada por tierras altas volcánicas. Al norte el valle está cerrado por colinas que se levantan unos cientos de metros sobre las planicies uniformes del fondo. Al sur, el borde del valle forma un arco de montañas que alcanzan un kilómetro o más sobre el nivel del suelo y culminan hacia el sureste en las nevadas cumbres del Popocatépetl y el Iztaccíhuatl que alcanzan una altura de más de tres kilómetros sobre la cuenca.

Autores como Golomb (1965) hacen ver que a pesar de las grandes alturas, el paisaje del valle es básicamente suave, redondeado y desprovisto de cambios bruscos en el relieve. Estas tierras altas formadas por acumulaciones geológicamente jóvenes de material volcánico, semejan amplias prominencias elevadas sobre las cuales destacan aquí y allá los conos volcánicos.

Aun cuando casi es plano, el suelo del valle se encuentra a tres niveles ligeramente distintos, el más bajo de los cuales está en la parte central y el más alto hacia el norte y hacia el sur. El antiguo lecho del lago contiene actualmente algunas charcas, fan-gales y depresiones alcalinas.

Sobre el suelo del valle surgen en distintos sitios los conos volcánicos que se levantan como islas en la meseta que tiene una altura media de 2 236 m sobre el nivel del mar. Estos conos son

literalmente islas que casi están sumergidas en una capa de depósitos aluviales y lacustres.

Careciendo de una salida natural las corrientes de agua del valle escurrieron al fondo de la depresión formando un gran lago (fig. 1) cuyos restos en la actualidad son los lagos Zumpango, Texcoco y Xochimilco. Los deslaves de las sierras fueron acumulándose en el interior de la cuenca, relleniéndola con espesores considerables de varios cientos de metros con arenas, gravas, limos y cantos rodados (Com. Hidr. Cuenca del Valle de México, 1959). Las cenizas volcánicas, transformadas en arcillas, formaron una capa prácticamente impermeable en la parte plana ocupada por los lagos. La extensión de estas superficies que contienen estos materiales de acarreo se muestra en el mapa geológico del valle (Mooser, 1957).

En este medio lacustre los aztecas fundaron la antigua Tenochtitlán alrededor del año 1344 en una pequeña isla del lago de Texcoco, un poco al sur de otro islote ya habitado, denominado Tlatelolco. Estas dos islas con el tiempo se volvieron una sola y al principiar el siglo XV los aztecas se habían establecido ahí al grado tal que construyeron calzadas que unieron la isla con la tierra firme, primero la de Tacuba hacia el poniente y después la del Tepeyac hacia el norte. Posteriormente construyeron las calzadas de Churubusco, Coyoacán e Ixtapalapa. Estos caminos, descritos por Bernal Díaz (1942), habrían de jugar un papel importante en la conquista de Tenochtitlán.

La primera obra hidráulica en el área lacustre fué construída por Netzahualcoyotl en el siglo XV y consistió en un dique de tierra que partía de Ixtapalapa en dirección hacia el norte por el oriente de Tenochtitlán dividiendo así el lago en dos sectores con objeto

de evitar las inundaciones que asolaron a la ciudad en los años 1440-49. Este dique de Netzahualcoyotl contenía varias compuertas que se podían cerrar cuando las aguas de la porción oriental amenazaban elevar el nivel en el sector oeste. Fox (1965) hace ver que si bien el dique no siempre impidió las inundaciones en Tenochtitlán, tuvo efectos de largo plazo en las aguas del lago; así, las aguas del sector oeste resultaron cada vez menos salinas y consecuentemente más productivas de vegetación y pesca. Por otra parte, tanto el dique como las calzadas ayudaron a reducir la circulación del lago propiciando una mayor sedimentación y consecuentemente una más intensa evaporación.

Al principiar la colonia continuaron las inundaciones pero solo se construyeron pequeñas obras para evitarlas. Al aumentar el escurrimiento debido a la desforestación de las laderas el peligro de inundaciones aumentó y en 1607 ocurrió una tan grande que sólo una parte de Tlatelolco, el zócalo y el palacio del arzobispo que que dieron a salvo de las aguas.

A raíz de este desastre las autoridades de la ciudad encargaron al cosmógrafo Enrico Martínez (Heinrich Martin) el proyecto para dar salida a las aguas del valle por el norte mediante un canal de demasías que condujera las aguas del río Cuautitlán hasta la cuenca del río Tula. El virrey inició las obras el 28 de noviembre de 1607. Esta vía de agua que fué parte canal y parte túnel (este último de 6.6 kilómetros de longitud) sufrió daños por derrumbes en 1629 y 1634 siendo reemplazada hasta 1789 por un corte a cielo abierto, el llamado Tajo de Nochistongo. Otra parte del proyecto de Martínez que era la separación del lago de Texcoco del lago de San Cristóbal por medio de un terraplén, fué terminada en 1608.

Las obras de desagüe del valle finalizaron con la construcción, durante el régimen de Porfirio Díaz, del Gran Canal del Desagüe, terminado en 1900. En esta forma los procesos de sedimentación y evaporación se aceleraron reduciéndose considerablemente las antiguas áreas lacustres.

Los suelos del lecho del antiguo lago de México fueron ocupados en parte por áreas urbanas y campos de cultivo. Por otra parte, en la vecindad del área del lago de Texcoco quedan ahora grandes extensiones del antiguo lecho del lago, constituidas de suelos alcalinos donde la vegetación prospera difícilmente, y que se encuentran sometidos a la erosión de los vientos.

2 GEOLOGIA. De acuerdo con Mooser (1956) los principales acontecimientos geológicos ocurridos en el Valle de México arrancan de principios del Terciario cuando a raíz de los esfuerzos tectónicos se abrieron grietas por las que fluyeron lavas formándose grandes edificios o aparatos volcánicos. El contenido petrográfico de los materiales desplazados hacia la superficie es muy variable encontrándose andesitas basálticas. Afloramientos de esta especie aparecen en la parte inferior de las sierras que limitan la cuenca al este y al oeste; se estima que su espesor es mayor de 1 500 m. Aparentemente, la actividad volcánica decreció a principios del Mioceno y fue seguida por un período de erosión intensa que regularizó el relieve abrupto del terreno.

Hacia el Plioceno superior en que predominaba un clima de humedad moderada, lluvias torrenciales erosionaron el relieve abrupto depositando en los flancos oriente y poniente de la cuenca extensos abanicos aluviales, integrados por fragmentos andesíticos angulosos, arenas y limos. Mooser señala que probablemente siguieron desarrollán-

dose abanicos aluviales hasta el Plioceno inferior.

Estratigrafía del área lacustre. Según los sondeos practicados en el área centro y oriente de la ciudad de México construida sobre el fondo del lago de Texcoco se pueden distinguir los siguientes estratos (Marsal y Mazari, 1959), descritos a partir de la superficie del terreno: 1, depósitos areno-arcillosos o limosos con abundancia de restos arqueológicos; 2, arcillas volcánicas extraordinariamente compresibles de variados colores y consistencias comprendidas entre blanda y media, intercaladas con pequeñas capas o lentes de arena; su potencia total oscila de 15 a 32 m; la primera capa dura, de unos tres metros de espesor, constituida por suelos arcillo o limo-arenosos, compactos y rígidos, se encuentra a 33 m bajo la superficie aproximadamente; 4, arcillas volcánicas de características semejantes a las de la formación superior, aunque más comprimidas y resistentes; este manto tiene una potencia comprendida entre 4 y 14 m; 5, depósitos de arena con grava separados por estratos de limo o arcilla arenosa. Finalmente, en algunos lugares se ha encontrado una última capa compresible integrada por arcillas volcánicas a 65 m de profundidad (Marsal y Mazari, op cit).

3. VARIACIONES EN LA EXTENSION DEL LAGO DE TEXCOCO. Como ya se dijo, después del tajo de Nochistongo no se realizó nada para defender a la Ciudad de México contra las inundaciones hasta que se iniciaron los trabajos del tunel de Tequisquiac y el gran Canal del Desagüe en 1856, dichas obras se concluyeron en 1900. La reducción mayor del área de los lagos se registra al comenzar el presente siglo; por el gran canal, el tunel de Tequisquiac y el tajo de Nochistongo se extraen las aguas de la cuenca y paulatinamente se van secando los lagos de Xaltocan, San Cristóbal y Chalco. El lago de Zumpango recibe parte de las

aguas de los ríos Cuautitlán, Tepozotlán y Avenidas de Pachuca, mientras que el lago de Xochimilco queda reducido a una zona de chinampas y a unos cuantos canales que se usan con fines recreativos. El lago de Texcoco continúa siendo el vaso más amplio en el cual descargan y se regulan numerosas corrientes; las aguas son extraídas después por el gran canal del Desagüe.

Tabla 1. AREAS DEL LAGO DE TEXCOCO EN DIFERENTES EPOCAS. (Proyecto Texcoco, 1969).

AÑO	AREA (has)	CAPACIDAD (miles m ³)	AUTOR
1608	41 000 (a)		Enrico Martínez
1774	18 200		J. Velázquez de León
1856	35 000		De Garay
1861	27 217		Comisión del Valle
1865	43 858 (b)		Comisión del Valle
1877	27 000		Luis Espinosa
1904	26 691	170 884	Comisión Hidrográfica
1939	17 113	100 920	Dir. de Obras Valle de Mex
1945	13 500	97 500	Depto. de Riego Valle de México.
1966	14 000 (c)	165 000	S. R. H.

a) Areas del Lago de Texcoco y México

b) Inundación

c) La capacidad es mayor que la anterior debido a que el fondo del lago se ha asentado por bombeo en Sosa de Texcoco.

Por decreto presidencial del 7 de mayo de 1912 se fijó como límite del lago la cota 7.10 m (aproximadamente 2 237.5 msnm) con una superficie total de 27 000 ha y una capacidad de 171 millones de m³. Entre 1934-39 se construyeron los bordos poniente y de Xochiaca al sur

que fijaron los límites actuales del lago en esas dos direcciones reduciendo la superficie a 17 000 ha y su capacidad a 101 millones (tabla I); el objeto fué rescatar del lago unas 6 000 ha en la zona poniente y otras 4 000 en la parte sur.

En 1969, en tiempo de secas se mantenía el agua dentro del lago a la elevación de 2 235.5 msnm con un área expuesta de 3 000 ha (Proyecto Texcoco, 1969) y un volumen almacenado de 12.5 millones; por tanto la lámina de agua tiene 42 cm de espesor medio.

El área del lago ha sufrido hundimientos que según la Comisión Hidrológica de la cuenca del Valle de México, son del orden de 8 cm anuales (entre 1962 y 1966). En la zona que explota Sosa de Texcoco los hundimientos aumentan localmente por el bombeo de sus pozos.

4. LA EXPLOTACION DE SALES. En 1938 la Comisión Nacional de Irrigación, realizó los primeros trabajos para aprovechar las aguas del lago que contienen carbonato sódico y cloruro de sodio. Se construyó el evaporador solar 'El Caracol' con una superficie aproximada de 850 ha para concentrar las aguas saladas provenientes del lavado de tierras de las áreas rescatadas al lago y una planta experimental para producir carbonato de sodio y sosa cáustica.

En 1944, el gobierno federal otorgó concesión a Sosa Texcoco para la explotación de las salmueras alcalinas. Según datos de dicha empresa, en 1967 la producción fué de 145 000 toneladas de carbonato sódico (el 55 por ciento de la producción nacional), 54 000 toneladas de sosa cáustica al 100 por ciento (el 46 por ciento de la producción nacional) y unas 20 000 toneladas de sal común para usos industriales.

Sosa Texcoco obtiene actualmente la salmuera bombeando en pozos que llegan hasta la capa resistente entre 25 y 30 m de profun-

didad. Con los datos obtenidos de estos pozos y de muestreos adicionales, en 1960 se hizo un estudio para determinar la reserva alcalina en el lago estimándola en 100 millones de toneladas.

Sosa Texcoco obtiene de cada metro cúbico de agua del subsuelo 17.3 kg de carbonato de sodio y 6.7 kg de sosa cáustica.

5. EL CLIMA. Según la clasificación de Köppen el clima del área que ocupó el lago de Texcoco es BS semiárido templado con verano cálido (fig. 3). Esta lengua de semiaridez tiene una orientación NE-SW y cuyo eje va de Ixtapalapa hasta San Juan Teotihuacán. Tiene clima semiárido la zona urbana del oriente de la ciudad que comprende San Juan de Aragón, El Peñón, el aeropuerto y la enorme ciudad Netzahualcoyotl que se extiende desde la carretera de Puebla al norte hasta el bordo de Xochiaca. En Ixtapalapa el clima es de transición entre templado Cw y el semiárido BS. En el corazón de esta faja de clima semiárido se localizan precisamente los suelos del lecho del lago. Si se examina la distribución de la precipitación anual (fig. 4) se puede ver que, en general, los límites de la faja semiárida coinciden con la isoyeta de 600 mm de ahí hacia el interior la lluvia decrece hasta alcanzar los valores más bajos (de 412 mm) en el área del caracol de evaporación. De este punto la precipitación aumenta considerablemente (unos 300 mm) tanto al oriente, como al poniente y al sur. Hacia el NE del caracol la lluvia se eleva sólo ligeramente en dirección de San Juan Teotihuacán donde se registran 557 mm.

La temperatura máxima. Las temperaturas más elevadas ocurren entre abril y junio y alcanzan 30° y aún 32° (fig. 5). Al comenzar la estación de lluvias la insolación disminuye y los días son más frescos manteniéndose las máximas entre 26 y 29°C de julio a octubre; durante la estación fría las máximas varían de 26° a 28° (Tabla I).

La temperatura mínima. Las temperaturas más bajas en el área ocurren en enero y varían entre -2 y -5°C manteniéndose de octubre a marzo en valores cercanos a cero grados (fig. 6). Durante la estación lluviosa las temperaturas mínimas oscilan entre 7° y 10° . La mayor amplitud de oscilación diurna de la temperatura ocurre en la segunda mitad de la estación de secas cuando llega a ser de 25 a 30° ; en los meses de febrero, marzo y abril la temperatura por la mañana es cercana a cero grados, en tanto que después del mediodía sube a cerca de 30° . Estos cambios tan fuertes de temperatura ayudan a disgregar la superficie del suelo en el área de estudio. Al mismo tiempo el excesivo calentamiento activa la evaporación de la humedad de la tierra resecaándose la capa superficial.

La insolación. En el período de 4 años (1964-68) que se tomó para el estudio, la precipitación media anual en Tacubaya fué entre 45 y 90 por ciento más abundante que en el área de Texcoco lo cual señala que la nubosidad es menor en el centro de la planicie donde se encuentra el lago que hacia los bordes. Esto se comprueba con los registros de insolación (Tabla I). La región del lago recibe en promedio 852 horas más de asoleamiento que la estación de Tacubaya, en el poniente de la ciudad, este mayor número de horas de insolación se refleja en una mayor cantidad de energía calórica para la evaporación. En efecto, la evaporación media anual en la estación del Proyecto Texcoco que se encuentra dentro del lago asciende a 2159 mm, mientras que las estaciones vecinas registran de 1200 a 1600 mm anuales (fig. 7).

La precipitación. La temporada de lluvias comienza a mediados de mayo y termina en octubre. La estación pluviométrica que recibe menos lluvia es la de Sosa de Texcoco ubicada en el caracol de evaporación con un promedio de 460 mm. Hacia los bordes oriente y norte

del lago la precipitación anual es algo más alta: de alrededor de 600 mm en Texcoco, San Andrés y La Grande. Estas cantidades de precipitación en realidad serían suficientes para mantener una cubierta vegetal adecuada de existir los suelos apropiados.

En regiones de pluviometría semejantes (400 a 600 mm) como las planicies y mesetas de Marruecos, Argelia y Túnez se cultivan cereales y otros arbustos que exigen poca agua. En la clasificación que hace García (1965) de este clima, lo considera como el menos seco de los climas semiáridos (BS). Por otra parte, la variabilidad de la lluvia no es tan elevada como podría esperarse de un clima semiárido y el coeficiente de variación fluctúa entre 18 y 25 por ciento para las estaciones La Grande y Texcoco respectivamente. Esto significa que la lluvia no varía demasiado de un año a otro en el área del lago.

En el período de 1923 a 1968, el año más lluvioso en la estación Texcoco fué el de 1941 con 1192 mm; otros años con precipitación abundante fueron 1925 y 1931 con poco más de 1000 mm; por otra parte, el año más seco fué 1957 con sólo 393 mm; otros años de lluvia escasa fueron 1949, 1950 y 1951 con menos de 500 mm.

En el mapa de la fig. 8 se muestra la distribución de los días con lluvia en el área. Sólo hay 70 días en promedio con lluvia en el corazón de lo que fué el lago, en tanto que hacia la periferia los días húmedos aumentan a 100-120 en las fajas de lomeríos al oriente, poniente y sur.

Las heladas. Como consecuencia del enfriamiento intenso por radiación nocturna y por el escurrimiento del aire frío a la planicie donde se encontraba el lago, las temperaturas abajo de cero grados son más frecuentes ahí que en la zona circundante. En la fig. 9 se advierte que en el área en estudio las heladas tienen una frecuencia de 60

a 90 días al año. Hacia el centro del área urbana de la Ciudad de México los días con heladas decrecen rápidamente debido al efecto protector que ofrece durante la noche la nube de impurezas que se cierne sobre la capital.

6. LA EROSION EOLICA. Al terminar la estación de lluvias a mediados del mes de octubre los suelos comienzan a perder humedad y las superficies líquidas se reducen por el cese de precipitación, por un incremento en las horas de insolación originado por los cielos despejados y también por un aumento en la intensidad de los vientos superficiales.

Al ir perdiendo humedad los suelos la escasa vegetación herbácea comienza a marchitarse y a desaparecer con la sequía. Al secarse la costra del suelo casi desnudo los gránulos superiores principian a ser removidos por los vientos fuertes del estiaje. Chepil (1957) describe la erosión producida por el viento en la siguiente forma:

La fuerza del viento afloja primero los granos más expuestos y los mueve una distancia corta sobre la superficie; luego, repentinamente, los lanza hacia arriba en un movimiento a saltos que se denomina de saltación; la altura de los saltos varía con el tamaño y densidad de las partículas de suelo, la rugosidad de éste y la velocidad del viento. Las partículas que no saltan por ser las más grandes, sólo ruedan: este es el movimiento por rodamiento superficial. Algunas partículas saltan unos 30 o 60 cm según la velocidad inicial; al saltar y caer sucesivamente en el suelo las partículas adquieren cada vez mayor cantidad de movimiento por la presión del viento, al rebotar continúan su movimiento de saltación o gastan su energía golpeando otras partículas que a su vez comienzan a saltar o a rodar.

Con velocidades de viento de 3 a 4 m/s el fenómeno de saltación y rodamiento de partículas se observa en el área del lago de Tex-

ccco; la altura de los granos no rebasa usualmente los 50 cm, pero con velocidades de 7 m/s las partículas en saltación se elevan y viajan distancias considerables a cierta altura antes de volver a depositarse. Este es el llamado transporte por suspensión que ocurre principalmente en la segunda mitad de la época de secas. Enormes cortinas de polvo se levantan entonces del área de Texcoco y viajan cruzando por la zona urbana de la Ciudad de México. Las nubes de polvo son el resultado de los impactos de los granos que se mueven por saltación que es la fuerza que coloca al polvo fino dentro de la corriente. Una vez elevado en el aire, el polvo fino sube cada vez más en la atmósfera por las corrientes convectivas turbulentas. Estas corrientes ascendentes tienen velocidades de 1 a 2 metros por segundo, suficiente para elevar partículas de arcilla, limo y aún arena fina.

Según el investigador Chepil (1950) el diámetro de 0.42 mm marca la división entre las fracciones erosionables y las no erosionables en condiciones de la velocidad erosiva más frecuente del viento y propone la siguiente clasificación.

		diám.
Fracción A	muy erosionable	< 0.42 mm
Fracción B	difícilmente erosionable	0.42-0.84 mm
Fracción C	no erosionable	0.84-6.4 mm
Fracción D	no erosionable	> 6.4 mm

El viento de 8 m/s a 15 cm del suelo corresponde, según este autor a un viento moderadamente erosionable y ocurre con frecuencia en las llanuras de Kansas en Estados Unidos.

Chepil ha encontrado en experimentos en tunel de viento que para los suelos que contienen tanto fracciones erosionables como no erosionables no existe una velocidad definida que perpetúe el movimien-

to del material del suelo. La erosión continúa hasta que los terrones no erosionables se proyectan suficientemente sobre la superficie para dar protección a las fracciones erosionables, es entonces cuando cesa el movimiento. Pero cuando se trata de grandes extensiones sometidas a la erosión el recorrido es tan largo que el suelo continúa removiéndose indefinidamente cuando sopla un viento erosivo en una dirección dada, como es el caso de las planicies del ex-lago de Texcoco y sólo cuando cesa el viento se detiene la erosión.

Por otra parte, la estructura dinámica de la corriente de aire es determinante ya que para que se produzca una tolvanera se requiere no sólo una cierta intensidad del viento sino que simultáneamente haya una determinada turbulencia en su seno. Dubief (1953) señala de su experiencia en el Sahara que ha observado tormentas de arena con viento de 3.5 m/s mientras que en ocasiones con un viento de hasta 7 m/s éstas no se producen.

El japonés Kawada (1953) encontró experimentalmente en las playas cercanas a Tokio que la arena comienza a levantarse cuando el viento a 43 cm tiene una velocidad de 5.4 m/s.

La abundante insolación durante la época de secas en el valle de México caldea el suelo que a su vez transmite esta energía a las capas superficiales iniciándose así corrientes convectivas muy vigorosas en una capa bastante profunda. La turbulencia así producida alcanza un máximo después del medio día y es la causa más frecuente de las tolvaneras como puede apreciarse en la tabla VII que se discutirá más adelante.

7. LOS VIENTOS. La Comisión Nacional de Energía Nuclear ha instalado una estación meteorológica en un terraplén de la parte sur del área lacustre. Además de la temperatura y precipitación se registran datos de insolación, humedad y viento superficial. Se cuenta ya con más de dos años de registros. (ver fig. 2 para la localización).

En la Tabla II se muestra la frecuencia del viento superficial a las 16 horas.

TABLA II. FRECUENCIA DEL VIENTO SUPERFICIAL (EN PORCIENTO) A LAS 16 HORAS EN LA ESTACION DEL LAGO DE TEXCOCO (PROYECTO TEXCOCO) (PERIODO 1968-69).

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
N	2	5	5	3	-	3	5	7	-	7	3	7
NE	44	33	18	25	44	42	44	37	48	45	35	20
E	-	-	-	-	-	-	3	3	3	2	2	-
SE	18	18	27	32	18	15	27	15	13	10	30	24
S	3	11	2	5	3	3	-	2	2	-	2	3
SW	11	9	29	12	24	13	11	10	7	10	15	23
W	2	4	3	5	2	2	-	-	-	2	2	2
NW	21	21	16	18	10	22	10	27	27	26	12	23

El viento más frecuente a las 16 horas sopla del NE, aunque en los meses de marzo y abril los vientos dominantes son del SW y SE respectivamente. Durante la época lluviosa los vientos en el lago soplan del NE con más frecuencia; en la estación de secas el valle de México es invadido periódicamente por masas de aire polar y debido a la altura a la que se encuentra el valle, el paso de una masa fría superior se manifiesta por vientos del SW que cambian a NW al pasar el eje del sistema. En todo caso, la llegada al valle de la corriente de vientos del oeste propios de las latitudes templadas, se refleja en una mayor variabilidad de la dirección de los vientos superficiales y el viento puede soplar entonces del NE, NW, SW o SE (Tabla II).

Intensidad del viento. El anemómetro instalado en la estación del lago Texcoco registra el recorrido del viento. Este recorrido, tomando entre diversos períodos del día y expresado en m/s aparece en la tabla III para los años de 1968-69.

TABLA III. INTENSIDAD MEDIA DEL VIENTO SUPERFICIAL (En m/s) EN LA ESTACION DEL LAGO DE TEXCOCO (PROYECTO TEXCOCO) A DIVERSAS HORAS DEL DIA

Período del día		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
de 8 a 12 horas	max.	2	6	8	7	4	12	9	13	5	5	12	8
	prom.	1	1	3	2	2	2	2	3	2	1	2	2
de 12 a 16 horas	max.	5	7	9	10	11	7	7	8	7	8	4	7
	prom.	2	2	4	3	3	2	2	2	2	2	1	2
de 16 a 8 horas	max.	2	3	3	3	2	3	3	4	2	2	1	3
	prom.	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1

La intensidad del viento a las horas de fuerte insolación es de 2 a 3 m/s en promedio. En cambio los vientos máximos varían de 4 a 11 m/s siendo mayores de 9 m/s en los meses de marzo a mayo que como se verá enseguida corresponde al período de mayor frecuencia de las tolvaneras o tempestades de polvo.

La intensidad media del viento durante la mañana (de 8 a 12 horas) es menor de 2.5 m/seg en todo el año. De enero a mayo los vientos en el lago son más débiles en la mañana (de 8 a 12 horas) que después del mediodía. En el resto del año son en general débiles (alrededor de 2 m/s) tanto en la mañana como por la tarde. Finalmente, en el período de las 4 de la tarde a las 8 de la mañana del día siguiente tanto la intensidad máxima como la promedio son las más bajas; la velocidad máxima nunca sobrepasa los 4 m/s manteniéndose entre 2 y 3 m/s; en cuanto a la velocidad promedio del viento para este período nocturno ésta se conserva en un metro por segundo durante todo el año.

¿Cuál es la intensidad del viento cuando se levanta una nube de polvo en los suelos del NE del lago? Para contestar a esta pregunta se tomaron 5 años de observaciones de la estación del aeropuerto Internacional que debido a su cercanía con Texcoco recibe el impacto

de las tormentas de polvo. Cada vez que el observador del aeropuerto anotó una tolvanera se observó la intensidad del viento a esa hora. El resultado aparece en la tabla IV.

TABLA IV. INTENSIDAD MEDIA DEL VIENTO (m/s) EN EL AEROPUERTO CADA VEZ QUE SE OBSERVO UNA TOLVANERA (PERIODO 1952-56).

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Intensidad m/seg	6	6	6	6	5	5	3	5	9	-	3.0	4

La fuerza promedio del viento que produce las tolvaneras en el antiguo lago de Texcoco varía de 4 a 6 m/seg de diciembre a junio.

Si separamos ahora por categorías la frecuencia de las intensidades de viento (de 2 hasta más de 14 m/s) cada vez que se observó una tempestad de polvo en el aeropuerto encontramos que la categoría de intensidad más frecuente es la de 9 a 11 m/s que tiene una frecuencia mayor de 40 por ciento de enero a marzo (tabla V). La siguiente categoría de intensidad de viento es la de 7 a 8.5 m/s y enseguida está la de 5 a 6.5 m/s. Si agrupamos estas tres categorías, es decir, si consideramos las intensidades de 5 a 11 metros por segundo entre diciembre y junio ocurren de un 67 a un 90 por ciento del tiempo cada vez que se observa una tolvanera en el aeropuerto. Esto significa que cada vez que se presenta una tolvanera en el aeropuerto el viento tiene una velocidad que oscila entre 5 y 11 m/s.

Al caer la tarde disminuye la convección y la intensidad del viento decrece a menos de 5 m/s. En ocasiones el polvo continúa flotando en las capas bajas del aire urbano durante varias horas y se ha llegado a observar ya avanzada la noche y aun de madrugada.

Las tolvaneras que se han observado después de las 8 de la noche hasta las 6 de la mañana en el aeropuerto, tuvieron una intensidad del viento comparativamente débil de 3 a 5 m/seg. En este último caso la tempestad de polvo es producida por la invasión de aire polar que llega al valle durante la noche.

TABLA V. FRECUENCIA (en %) DE LAS INTENSIDADES DE VIENTO (a 10 m sobre el suelo) EN EL AEROPUERTO, CADA VEZ QUE SE OBSERVO TOLVANERA (BD) O POLVO EN SUSPENSION (D). PERIODO 1952-56.

m/seg	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
14		3	5		4	3						
11.5-3	8	10	13	6	6	17	1	25				
9-11	40	46	46	33	52	47	2	50			10	45
7-8.5	29	21	16	25	24	13	2	25			58	33
5-6.5	21	14	14	23	10	7	2				31	9
2.6-4.0	1	3	2	5	4	13	3					9
2	2	2	2	8			1					4

8. FRECUENCIA DE LAS TOLVANERAS. En la tabla VI se muestra la frecuencia de las tolvaneras observadas desde el Observatorio de Tacubaya por un período de 35 años (1923-58). En el mencionado lapso se observaron un total de 2 366 tempestades de polvo lo que da un promedio anual de 68. El máximo observado fueron 94 en 1924 y el mínimo de 33 en 1926.

TABLA VI. FRECUENCIA DE LAS TEMPESTADES DE POLVO OBSERVADAS DESDE TACUBAYA PARA EL PERIODO 1923-1958 (JAUREGUI, 1960).

E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
7	9	13	10	7	7	3	1	1	2	3	5	68

Marzo es el mes con más tempestades de polvo con 13 días, seguido de abril y febrero (con 10 y 9 respectivamente).

Esta frecuencia de tempestades de polvo puede compararse con la que se observa en la zona semiárida del norte del desierto de Sahara en la faja costera de Argelia hasta el norte de las montañas del Gran Atlas donde estos fenómenos tienen una ocurrencia de 60 a 80 por año según un estudio del meteorólogo francés Dubief (1953).

9. HORAS DE MAYOR OCURRENCIA DE LAS TEMPESTADES DE POLVO.

Para determinar las horas del día en que ocurren las tolvaneras que se observan desde el aeropuerto se tomaron 5 períodos: de las 12 del día a las 14 horas, de las 15 a las 17 horas, de las 18 a las 20 horas y de las 9 de la noche a las 6 de la mañana. El resultado se muestra en la tabla VII donde puede apreciarse que el período del día en que se observa un número mayor de tormentas de polvo es entre las 3 y las 5 de la tarde para los meses de noviembre, diciembre, abril y mayo, cuando la intensidad del viento es de 18 a 20 millas por hora (8 a 9 m/s). En cambio en los meses secos de enero a marzo las horas del día con mayor ocurrencia de tempestades de polvo son de las 18 a las 20 horas cuando la intensidad del viento es de 14 a 17 millas por hora (6 a 8 m/s). En general se observa en la tabla VII que entre las 15 y las 20 horas ocurren más del 70 por ciento de las tolvaneras con intensidades que varían entre 6 y 9 metros por segundo. Las horas del día en que se observaron menor número de tempestades de polvo fué entre las 9 de la noche a las 6 de la mañana y de las 6 a las 11 horas; sin embargo en este último período las veces que ocurrieron dichos fenómenos el viento fué bastante intenso: de 25 a 30 millas por hora (13 a 15 m/s) debido sin duda a la irrupción de aire polar en el valle de México.

TABLA VII. FRECUENCIA (en %) E INTENSIDAD DEL VIENTO SUPERFICIAL (millas/hora) EN EL AEROPUERTO INTERNACIONAL CADA VEZ QUE SE OBSERVO UNA TOLVANERA PARA DIVERSAS HORAS DEL DIA. EL NUMERO SUPERIOR ES LA FRECUENCIA Y EL INFERIOR ES LA INTENSIDAD.

PERIODO	E	F	M	A	M	J	J	A	S	C	N	D
12 a 14 hs	7 15	4 23	20 21	3 15	18 21	2 5	- -	- -	- -	- -	16 19	35 21
15 a 17 hs	29 13	39 18	31 17	52 19	46 19	37 17	- -	100 18	100 16	- -	54 18	48 20
18 a 20 hs	55 14	53 15	40 17	33 15	29 18	60 16	100 15	- -	- -	- -	19 11	3 10
21 a 06 hs	10 11	4 9	6 8	12 13	7 5	- -	- -	- -	- -	- -	9 7	10 10
de 6 a 11 hs	- -	- -	3 25	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	2 30	3 20

10. LA HUMEDAD RELATIVA. Las masas de aire polar que invaden el valle de México durante la época de secas contienen generalmente poca humedad. Las tormentas de polvo que se producen en el seno de este aire de origen continental se caracterizan por su bajo contenido de vapor de agua, como puede apreciarse en la tabla VIII, donde aparecen los valores de la humedad relativa cada vez que se observó una tolvanera en el aeropuerto y para diversas horas del día. La humedad relativa fué siempre menor de 36 por ciento en las tolvaneras que ocurrieron entre las 12 y 17 horas. La humedad aumentó a 35 y hasta 66 por ciento durante las tempestades de polvo nocturnas debido al descenso de la temperatura que ocurre a esas horas.

TABLA VIII. HUMEDAD RELATIVA (en %) CADA VEZ QUE SE OBSERVO UNA TEMPESTAD DE POLVO EN EL AEROPUERTO PARA DIVERSAS HORAS DEL DIA (PERIODO 1968-1969)

PERIODO DEL DIA	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR
12-14 hs	26	33	29	23	27	17
15-17 hs	34	36	24	26	27	26
18-20 hs	48	48	46	36	28	35
21-06 hs	53	66	52	47	37	44

11. LA VISIBILIDAD. En la tabla IX aparecen los valores promedio de la visibilidad horizontal cada vez que se observó una tolvanera en el aeropuerto internacional para diversas horas del día. Esta visibilidad que anota el observador es la que predomina en más de la mitad del horizonte; es por esta razón que las visibilidades promedio de la tabla IX resultan elevadas; además estos promedios comprenden todas las observaciones en que hubo tolvaneras, desde que el fenómeno llegó a la estación del aeropuerto hasta que se hubo alejado.

TABLA IX. VISIBILIDAD MEDIA EN MILLAS CADA VEZ QUE SE OBSERVO UNA TOLVANERA EN EL AEROPUERTO INTERNACIONAL DE MEXICO. (PERIODO 1968-1969).

PERIODO DEL DIA	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR
12-14 hs	10	9	5	10	6	8
15-17 hs	8	9	8	7	7	5
18-20 hs	6	8	7	8	8	5
21-06 hs	6	5	7	7	7	4

12. LA NUBE DE POLVO SOBRE LA CIUDAD. La erosión en áreas extensas, una vez iniciada, aumenta en intensidad viento abajo del área; esto

se debe al aumento de la cantidad de partículas erosionables producidas por la abrasión de los terrones y de la costra del suelo originada por el impacto en el movimiento por saltación. Mientras más corta sea el área erosionada, menor es la abrasión y en consecuencia, menor la rapidez del movimiento del suelo. La intensidad de la erosión aumenta así con el tiempo y también con la distancia recorrida. Este es el efecto llamado de alud o avalancha.

El recorrido que tiene el viento sobre el área semiárida vecina a Texcoco es largo y, por lo tanto, la erosión del suelo alcanza un máximo en el borde NE y E del área urbana de la Ciudad de México que recibe así el impacto directo del efecto de alud de la tolvanera. Una vez que el frente de la formenta de polvo entra al área urbana, la nube queda privada de su fuente de abastecimiento y las partículas de polvo en suspensión, acusan una concentración decreciente hacia el sur, ya que al avanzar sobre la ciudad se van depositando gradualmente.

En un estudio sobre la distribución del polvo depositado por gravedad en la Ciudad de México, Bravo y colaboradores (1960) encontraron, utilizando 28 puntos de muestreo durante 1959, que en el mes de marzo por ejemplo, la cantidad de polvo depositado fué entre 30 y 50 toneladas/km²/30 días en la porción oriente y NE de la ciudad (Tacuba, Villa de Guadalupe, San Juan de Aragón, Aeropuerto, Ixtapalapa e Ixtacalco) mientras que en la porción sur y poniente (San Angel, Chapultepec, Mixcoac, Ciudad Universitaria) la cantidad de polvo depositado en ese mismo mes de máxima ocurrencia de tolvaneras fué de 9 a 12 toneladas/km²/30 días, es decir, entre una tercera y una quinta parte de la carga que reciben los bordes oriente y norte de la ciudad.

El depósito de polvo promedio mensual para toda el área urbana encontrado por Bravo para 1959 fué de 26 toneladas/km²/30 días.

Más recientemente Márquez (1969) señala que el promedio general de polvo sedimentado fué de 20.9 ton/km²/30 días para la red de 5 estaciones (aeropuerto, centro Donceles, Fedregal, Tacuba y Tlalnepantla) durante el período de agosto de 1967 a agosto de 1968. En este muestreo del polvo sedimentado el promedio más alto fué de 28 ton/km²/mes registrado en la estación del centro de la ciudad (Donceles), habiéndose observado el valor máximo de 50 ton/km²/mes en ese mismo lugar de medición.

13. MEDIDAS CONTRA LA EROSION EOLICA. Para reducir la erosión causada por el viento se requiere iniciar un programa de protección de los suelos en el área de Texcoco por medio de vegetación herbácea adaptada al medio salino así como el establecimiento a intervalos adecuados, de barreras de árboles y arbustos rompevientos o bandas de cultivos que reduzcan el poder erosivo del viento y detengan el efecto de avalancha.

La rugosidad del suelo tiene un efecto considerable en la erosión; una superficie rugosa de terrones y surcos disminuye la velocidad del viento superficial y atrapa mejor las partículas en movimiento (Zingg et al 1952). Las plantas y sus residuos son todavía más efectivos para atrapar el polvo, de modo que en áreas expuestas conviene dejar los residuos de las plantas en pie en lugar de arar. Según Chepil (1957, 1954) se requieren en suelos ligeramente erosionables, del medio oeste de E. U. unos 5/8 de tonelada de residuos de trigo por hectárea, mientras que en suelos fácilmente erosionables se necesitan 10 toneladas; los residuos de las plantas de sorgo de 23 cm de altura y separadas en hileras de un metro, redujeron la erosión sólo un tercio cuando los surcos fueron paralelos al viento a diferencia de cuando el viento sopló perpendicularmente a las hileras (Zingg et al 1952). Según Condon

(1960) la mejor protección se obtiene cuando el suelo está cubierto con pasto firmemente arraigado. Tanaka et al (1955) encontró que podía capturar un 50 por ciento del transporte de partículas por saltación y rodamiento abriendo zanjas de 1.20 a 3.00 metros de ancho.

Otra medida contra la erosión la constituyen las barreras rompevientos. Según Kaplan (1959) las bandas de árboles (tamarix) plantadas en las zonas semiáridas de Israel dan protección a distancias de unas 10 veces la altura de la barrera. Mironov (1960) obtuvo resultados semejantes en áreas semiáridas del norte del Cáucaso en la URSS durante las tormentas de polvo; este investigador encontró que aun una barrera de 8 hileras de árboles de 4 m de altura protegió las semillas sembradas hasta una distancia de 25 a 30 veces la altura.

Las bandas de 5 a 6 m de altura de árboles jóvenes ofrecieron según este investigador protección contra las tolvaneras hasta 50 y 60 veces la altura. Los huecos en las barreras resultaron bastante perjudiciales. En el área mencionada se obtuvo una protección del suelo con un sistema de barreras de 10 a 12 m de altura separadas de 500 a 600 m.

En cuanto a la composición más eficiente de las barreras Kreutz y Walter (1960), han encontrado que una barrera densa protege menos contra la erosión que una barrera permeable debido a la turbulencia que se genera en la primera. En la Unión Soviética se prefieren las barreras permeables, aunque las tolvaneras ocurren en ese país, en la primavera cuando los árboles tienen poco follaje, por esta razón Krylov y Lamin (1959) recomiendan barreras densas de 7 hileras en áreas expuestas a las tolvaneras. De acuerdo con la experiencia de los australianos (Condon, 1960) se ha ensayado con éxito el establecimiento de numerosas barreras de poca altura a intervalos reducidos para comenzar a detener la erosión.

Influencia de las barreras de árboles en la composición química del suelo y del aire.

El bióxido de carbono que se produce por respiración del suelo es absorbido durante el día por las plantas; por otra parte, mientras ocurra menos mezcla por turbulencia en el área protegida, menos CO_2 entrará del aire circundante lo que significa que las áreas abrigadas contiene menos CO_2 en el día. Rusch (1955).

La publicación No. 59 de la Organización Meteorológica Mundial (1964) relativa a las barreras de protección y que contiene una bibliografía muy amplia sobre este tema, señala que se han realizado pocas investigaciones sobre la influencia de las barreras en la composición química del suelo, según Bojko (1955) el contenido de humus, de nitrógeno móvil y de ácidos en la capa superficial decreció con la distancia a la barrera de árboles en las estepas soviéticas de Kamenaja; además la efectividad del abono mineral fué mayor en las áreas protegidas que en el campo abierto debido a una mayor humedad del suelo, este resultado fué más evidente en años de sequía, según el mencionado investigador.

Influencia de la densidad de la barrera en la reducción de la intensidad del viento.

La reducción del viento por la barrera depende de la densidad de ésta. Esta permeabilidad se determina dividiendo el área perforada entre la superficie total vertical. En obstáculos naturales no es fácil determinar este valor; Jensen (1954) ha intentado medirla por medio de fotografías.

Otros investigadores (Grundman y Nieman, 1954) han propuesto otro parámetro para expresar la densidad: el cociente de la velocidad mínima que se logra con la barrera entre la velocidad del viento a cam-

po abierto, sin embargo este cociente está afectado además por otros factores.

La reducción del viento en una barrera densa es mayor muy cerca del pie de ésta; al aumentar la permeabilidad esta reducción es menor por una parte y por otra el viento mínimo se aleja de la barrera. Según George (1960) la reducción máxima del viento ocurre inmediatamente después de una barrera de 10 hileras y se aleja a 2.4 alturas cuando sólo son 5 a 7 hileras de árboles. En el área de Texcoco se requeriría que la reducción del viento se extendiera lo más posible detrás de ésta, por lo que convendría establecer barreras de árboles altos de permeabilidad media. La variación de la fuerza del viento según la densidad de la barrera se muestra en la fig. 10, tomada de Nageli (1953), donde puede observarse que detrás de las barreras densas la distribución vertical del viento varía menos hasta la altura (H) sobre el suelo, que cuando se trata de barreras más permeables. Este investigador concluye que cuando se trate de proteger cultivos de una altura menor de $1/2 H$ (siendo H la altura de la barrera) conviene que la barrera sea bastante permeable. Este sería el caso del área de Texcoco donde los cultivos por proteger no tendrían mucha altura. Las barreras de densidad media se podrían obtener en el área de Texcoco donde la salinidad no sea muy elevada con árboles como la casuarina (Equisetum) o el eucalipto (Eucaliptus sp) que son de rápido crecimiento y mantienen la misma densidad durante todo el año. Pero aun se podrían plantar barreras con árboles de hojas caducas, pues según las pruebas realizadas por Nageli (1946) el efecto protector de las bandas de árboles sin hojas no es despreciable como puede apreciarse en la fig. 11, tomada de dicho autor donde se muestran las condiciones de una barrera de densidad media de 16 m de altura con y sin follaje.

Efecto del ancho y de la forma de la barrera en la reducción del viento. Las mediciones hechas por Nageli (1953) en Suiza y por otros investigadores demuestran que las barreras angostas con muros suaves verticales proporcionan una buena protección. El ancho y la forma de la barrera no siempre determinan la mayor reducción del viento. En muchos casos se extrae madera de los árboles de la barrera sin afectar considerablemente el efecto reductor del viento. En Europa occidental las barreras más comunes tienen unas cuantas hileras de árboles; frecuentemente son 3 o 5 si se trata de barreras de 10 a 20 m de altura. Según Jensen (1954) y otros, un aumento de la permeabilidad de abajo hacia arriba mejora la eficiencia de la barrera; esto se logra con hileras de arbustos que tienen árboles más altos y espaciados por detrás.

Influencia de las barreras en la temperatura del aire. La reducción de la difusión vertical y de mezcla del aire producida por la barrera origina usualmente un aumento de la temperatura durante el día y un decrecimiento por la noche. Si la evaporación disminuye por la reducción del viento, se conserva más el calor. Por otra parte las barreras de árboles al propiciar un decrecimiento de la temperatura mínima, ésta puede llegar a cero grados o menos durante la estación de secas particularmente en noches con viento débil, debido al efecto protector de la barrera; pero otros factores pueden ser más importantes como el contenido de humedad del suelo y así Aslyng (1958) señala que puede ocurrir que la helada se presente en el campo abierto donde el suelo es menos húmedo que en la zona protegida por la barrera donde la humedad es mayor. Sin embargo en este respecto, el efecto de la influencia de las barreras sobre la humedad del aire no es todavía muy

clara pues factores tales como la humedad del suelo, la evaporación, la transpiración y la difusión del aire complican las condiciones. Nageli (1943) encontró una humedad relativa mayor en el área protegida durante el día. Pero cuando se trata de regiones semiáridas como en las estepas de la URSS, la diferencia en la humedad relativa entre el campo abierto y el área protegida se vuelve muy pequeña (del orden de uno por ciento), según las experiencias de Matjakin (1952); siendo el área de Texcoco también semiárida es probable que las diferencias mencionadas de la humedad relativa fueran pequeñas.

Las barreras de árboles propician también en noches despejadas y con aire en calma, la formación de rocío en forma más abundante que en las áreas desprotegidas. Las ventajas que se obtienen son: una mayor provisión de agua a las plantas por medio de las hojas y una demora en el comienzo de la transpiración; pero la humedad del suelo en sí no se altera directamente por el rocío, cuando menos en lo que respecta a las raíces de los cultivos.

Según el informe técnico de la Organización Meteorológica Mundial sobre barreras (1964) el rocío en las áreas protegidas está influenciado por los siguientes factores:

a. La radiación de onda larga del suelo decrece cerca de la barrera, la temperatura mínima es menos baja y el punto de rocío es el menor al pie de la barrera.

b. La reducción de la velocidad del viento favorece la formación de rocío y hace más difícil su evaporación.

c. La mayor humedad absoluta y relativa en el área protegida actúa en la noche aumentando la cantidad de rocío.

d. La temperatura mínima cerca del suelo en el área protegida es más baja por lo que el punto de rocío se alcanza más temprano que

en las áreas abiertas.

Pero las condiciones más favorables para la formación de rocío es en noches con aire en calma; en estas condiciones las barreras no tienen influencia en el movimiento del aire y la formación del rocío depende de la temperatura mínima y en consecuencia en las condiciones de radiación. Por lo tanto, la cantidad de rocío es menor cerca de la barrera y aumenta rápidamente primero y luego más lentamente con la distancia como lo confirman las mediciones de Van Eimern (1953). Este investigador encontró también que el rocío se formó de una a dos horas más temprano en la noche cerca de las barreras de arbustos debido a la mayor calma del aire; el rocío se disipó también de dos a tres horas más tarde en la mañana que en el campo abierto.

Influencia de las barreras arbóreas en la precipitación.

¿En qué medida influencia la reforestación de un área a la precipitación? Algunos autores como Geiger (1961) consideran que la lluvia quizá aumenta debido a que el aire que se encuentra sobre el área de árboles es menos seco y las gotas que caen se evaporan un poco menos que sobre las áreas sin vegetación. Este aumento es de sólo un 1 a 2 por ciento y cuando más de 5 por ciento en Europa Central según este autor pero considera que en climas menos húmedos este aumento podría ser mayor. El citado informe de la O.M.M. concluye que todavía queda por probarse el efecto de la reforestación en la precipitación aunque esto no quiere decir que las barreras rompevientos no tengan influencia sobre la distribución de la lluvia.

Según experiencias de Krentz (1956) y otros, la precipitación es un poco mayor cerca de la barrera de árboles tanto del lado protegido como viento arriba; sin embargo esta faja no se extiende más de

una vez la altura de los árboles.

Influencia de las barreras en la evaporación.

Uno de los efectos más notables de las barreras son la reducción de la evaporación y de la transpiración de las plantas en el área protegida. Los cultivos ahí se dan mejor debido a una mayor humedad del suelo.

Según las experiencias de Golubeva (1941), la reducción mayor de la evaporación se observa hasta 10 a 15 veces la altura de la barrera, además esta reducción depende de la velocidad del viento. Walker (1951) encontró que la evaporación decreció un 40 y 10 % a una distancia de 2 y 10 veces respectivamente la altura de una barrera de 8 metros.

14. METODOS DE PROTECCION DE LOS SUELOS DEL AREA DEL LAGO DE TEXCOCO.

De lo anterior se desprende que los sistemas de barreras de árboles o arbustos plantados perpendicularmente a la dirección de los vientos dominantes en el área del ex-lago de Texcoco, no sólo ayudaría a reducir considerablemente la erosión debida al viento y en consecuencia la recurrencia de las tolvaneras que afectan a la capital, sino que mejoraría las condiciones microclimáticas de dichas áreas propiciando la utilización de los suelos para cultivos adaptados a cierto grado de salinidad.

Algunos de los árboles y arbustos que se pueden emplear como barreras rompevientos y que son bastante resistentes a la sequía y prosperan en suelos relativamente adversos son:

- a) el eucalipto (Eucaliptus sp)
- b) el mezquite (Prosopis juliflora)

- c) el pirú (Schinus molle)
- d) el nopal (Opuntia sp)
- e) la acacia (Acacia cyanophylla)
- f) el huizache (Acacia sp)
- g) la casuarina (Equisetum)
- h) otras cactáceas como el órgano, el sahuaro, el maguey, etc.

Algunos de estos árboles se podrán plantar formando rompevientos en el área de Texcoco previo mejoramiento de los suelos donde se vayan a plantar, reduciendo su contenido de sales de sodio, potasio y magnesio ya sea por métodos químicos o por medio de lavado de los suelos.

En aquellas áreas donde el contenido de sales es elevado los suelos se pueden proteger con vegetación herbácea que resiste la salinidad. El popular romero (Suaeda nigra) abunda en los suelos salitrosos de la vecindad del lago, lo mismo el zacahuiste ya mencionado que es un pasto muy resistente que según Rzedowski (1957) es la asociación vegetal más extendida del área del lago y rodea en forma de anillo a la porción central desértica del lago. El mencionado investigador señala que el zacahuiste es además una comunidad sumamente agresiva y es la primera colonizadora de los terrenos emergidos y su avance hacia el centro del lago está limitado por la alcalinidad elevada que impide su desarrollo. La misma especie se encuentra tanto en forma herbácea como rasante.

Rzedowski estimó que en 1956 la expansión horizontal media del zacahuiste era de un 70 por ciento y sugiere que esta planta está ahí en competencia con el romerillo que le sigue en importancia por su extensión.

Otras especies nativas de esta zona señaladas por Rzedowski son:

Sporobolus argutus

Heliotropium curassavicum

Sesuvium postulacastrum

Atriplex muricata

Ya fuera del área de los suelos muy salitrosos de los terrenos del lago, existen campos de cultivo, principalmente maíz que, durante la estación de secas, permanecen con una escasa o ninguna cubierta vegetal; la erosión del viento se podría reducir en estas áreas perimetrales ya fuera:

- a) conservando los residuos vegetales el mayor tiempo posible, de preferencia dejar las plantas secas en pie (o parte de éstas.
- b) hacer la superficie del suelo más rugosa produciendo terrones grandes que reduzcan la intensidad del viento y atrapen las partículas en movimiento.
- c) producir agregados de suelo estables suficientemente grandes para resistir la fuerza del viento.

Según las experiencias de Chepil (1957, 1954), se requerirían entre 3 y 10 toneladas de residuos de la cosecha por hectárea en los suelos moderada o fácilmente erosionables del área de Texcoco.

- d) establecer las barreras de árboles o arbustos orientadas de preferencia perpendicularmente al viento. En estas áreas donde los suelos son más permeables y por lo tanto el contenido de sales perjudiciales es menor, se pueden plantar barreras con una mayor variedad de árboles.

e) finalmente, otros cuerpos de agua se podrían crear en el área del lago con fines recreativos, protegidos de la evaporación excesiva por barreras de árboles que bordearan sus riberas.

Un programa de protección y habilitación de suelos del área del lago de Texcoco se podría llevar a cabo en forma gradual pero constante de manera que al cabo de unos años quedara reducida al mínimo esta fuente de polvo de las tolveneras que tanto afectan a los habitantes de la Ciudad de México.

La arboleda de eucaliptos al poniente del lago y que se extiende de San Juan de Aragón hasta la vecindad del cerro del Peñón (incluyendo el actual bosque de San Juan Aragón) fue plantada en la década de los años treintas empleando el método de lavado de los suelos. Los eucaliptos, que son árboles de rápido crecimiento, han prosperado ahí y constituyen una barrera eficiente de protección contra los vientos. Este intento de reforestación iniciado hace varias décadas é infortunadamente interrumpido, es una demostración de que este tipo de barreras rompevientos se pueden plantar en los terrenos del antiguo lago.

TABLA I a. DATOS CLIMATOLÓGICOS DE ESTACIONES VECINAS AL AREA
 DEL LAGO DE TEXCOCO (PROMEDIO 1964-1968).

ESTACIONES	ELEMENTOS	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL
San Juan de Aragón, Mex.	Temp. Max.	25.5	27.7	29.5	30.1	30.4	28.9	26.1	26.5	26.4	26.0	26.1	25.5	30.4
	Temp. Min.	-3.6	0.0	1.4	4.3	5.3	7.4	9.1	8.8	7.6	1.9	-0.4	0.0	-3.6
	Amplitud	29.1	27.8	28.1	25.8	25.1	21.5	17.0	17.7	18.8	24.1	26.5	25.5	
Atenco, Mex.	Temp. Max.	25.4	26.4	28.9	29.3	31.0	28.9	26.3	26.6	26.3	26.9	26.1	24.4	31.0
	Temp. Min.	-5.9	-3.5	-0.5	1.9	2.8	5.1	7.4	6.5	5.0	1.0	-2.6	-3.0	-5.9
	Amplitud	31.3	29.9	29.4	27.4	28.2	23.8	18.9	20.1	21.3	25.9	28.7	27.4	
Sosa Texcoco, Mex.	Temp. Max.	25.0	26.0	28.0	29.0	29.5	28.8	26.5	25.5	25.8	25.3	25.0	24.5	29.5
	Temp. Min.	0.5	1.1	2.5	6.5	7.3	8.3	8.8	8.5	7.8	2.3	0.0	1.0	0.0
	Amplitud	25.5	24.9	25.5	22.5	22.2	20.5	17.7	17.0	18.0	23.0	25.0	23.5	
Texcoco, Mex.	Temp. Max.	21.5	23.5	26.1	27.3	27.6	25.5	22.8	24.4	23.8	23.5	22.2	21.5	27.6
	Temp. Min.	2.6	3.6	6.1	7.5	9.6	10.7	9.8	10.3	10.1	7.5	5.0	3.0	2.6
	Amplitud	18.9	19.9	20.0	19.8	18.0	14.8	13.0	14.1	13.7	16.0	17.2	18.5	
La Grande, Mex.	Temp. Max.	25.6	27.0	29.1	30.9	31.0	29.4	26.1	26.5	26.2	26.3	26.5	24.4	31.0
	Temp. Min.	-6.1	-3.4	-1.2	1.8	3.1	5.5	6.3	5.9	4.3	-1.9	-3.4	-3.0	-6.1
	Amplitud	31.7	30.4	30.3	29.1	27.9	23.9	19.8	20.6	21.9	28.2	29.9	27.4	
Proyecto Texcoco	Temp. Max.	26.0	24.5	27.5	28.5	28.0	28.5	24.5	25.5	28.0	24.0	26.0	27.0	28.5
	Temp. Min.	-3.0	-4.0	-6.0	3.0	2.0	6.0	6.0	6.0	6.0	3.0	-1.0	1.0	-6.0
	Amplitud	29.0	28.5	33.5	25.5	26.0	22.5	18.5	19.5	22.0	21.0	27.0	26.0	
Tacubaya, D. F.	Temp. Max.	24.8	27.2	27.9	29.7	29.9	28.3	26.1	25.9	25.7	25.1	24.9	24.2	29.9
	Temp. Min.	0.5	3.7	4.6	7.7	8.4	9.3	9.8	8.4	8.9	4.7	4.2	3.0	0.5
	Amplitud	24.3	23.5	23.3	22.0	21.5	19.0	16.3	17.5	16.8	20.4	20.7	21.2	

TABLA I b. DATOS CLIMATOLOGICOS DE ESTACIONES VECINAS
AL AREA DEL LAGO DE TEXCOCO (PROMEDIO 1964-69)

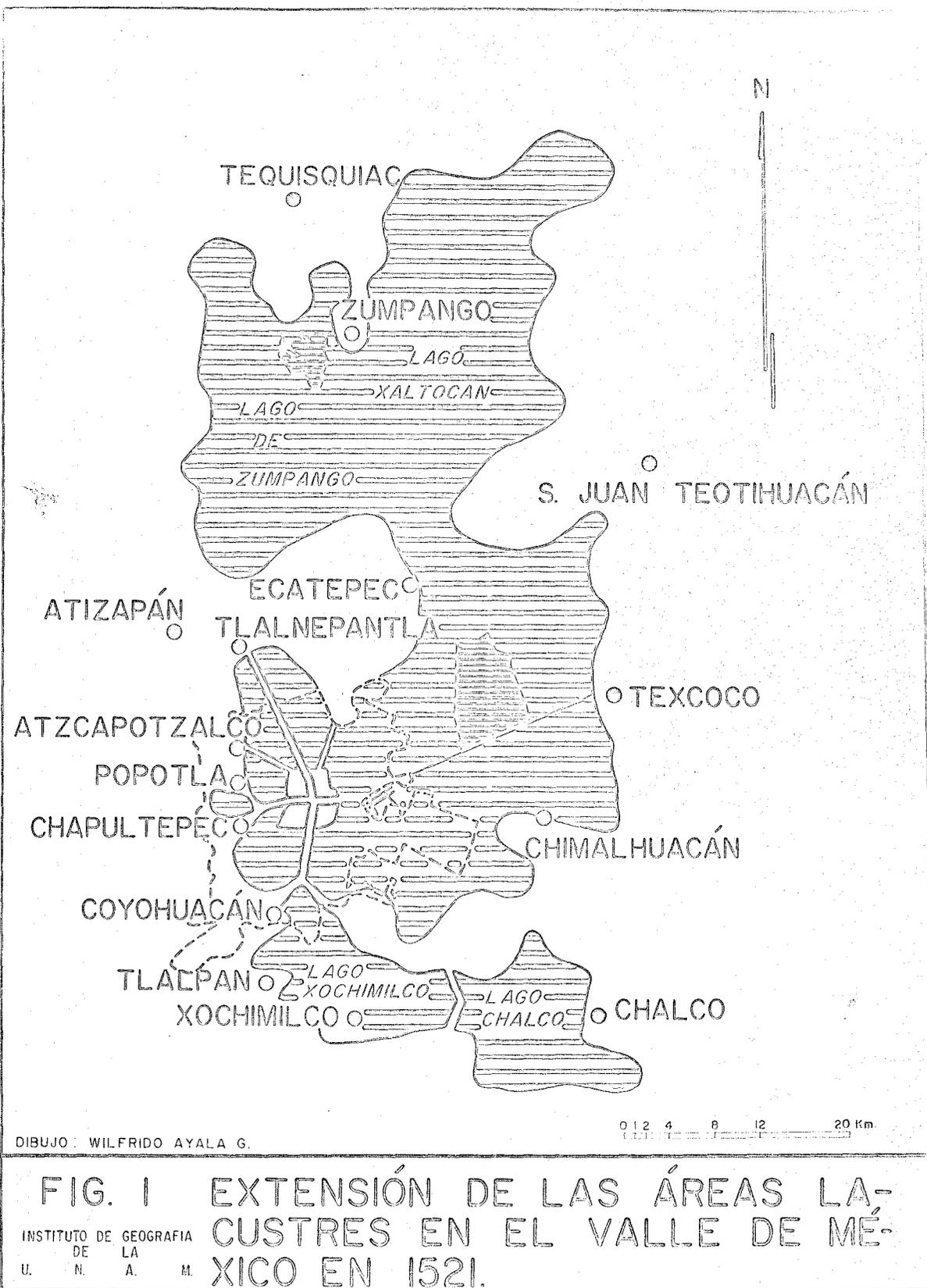
E S T A C I O N	Precipitación anual (mm)	Evaporación anual (mm)	Insolación anual horas
San Juan de Aragón, D.F.	611	1375	---
Tacubaya, D. F.	878	---	1870
Chapingo	643	1591	2546
Sosa Texcoco	460	1403	---
Texcoco, Mex.	625	---	---
San Andrés, Mex.	588	1482	---
La Grande, Mex.	646	1696	---
Proyecto Texcoco (Lago)	556	2159	2722

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Aslyng, H. C. (1958): Shelter and its effect on climate and water balance, OIKOS, 2 .
- Bernal Diaz del Castillo (1942): Conquista de la Nueva España, Espasa Calpe.
- Bojko, A. S. (1955): The influence of forest belts on the soil of the space between belts. Sbornik statei. Institut Zemledelija. Centralnocernozjomnoj polosi, Moscú.
- Bravo, H., Baez A., Lares. S., (1960): Estudio del depósito de polvo por gravedad en la Ciudad de México. Ingeniería Química.
- Condon, R. W. (1960): Causes and Control of wind erosion in New South Wales. The Living Earth, Sidney, Australia 5 No. 4.
- Condon, R. W. (1960): Causes and Control of wind erosion in New South Wales. The Living Earth, Sidney, 5 No. 4, pp. 22-28.
- Chepil, W. S. (1957): Erosion of soil by wind. US Dept. Agriculture Yearbook, pp. 308-314.
- Chepil, W. S. (1954): Seasonal fluctuations in soil structure and erodibility of soil by wind. Soil Science Soc. Americ. Proceedings, 18 No. 1.
- Chepil, W. S. (1950): Properties of soil which influence wind erosion Soil Science, 69, pp. 149-62.
- Chepil, W. S. (1954): Seasonal fluctuations in soil structure and erodibility of soil by wind, Soil Science. Soc. Americ. Proceedings 18 , No. 1.
- Chepil, W. S. (1957): Dust bowl: Causes and Effects. Journ. of soil and water conservation, 12 , No. 3
- Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México (1959): Breve descripción de la cuenca del Valle de México, Sría. Recursos Hidráulicos.
- Dubief, J. (1953): Les vents de sable au Sahara Francais, Colloques Internationaux du CNRC, Actions eoliennes, (35), Argelia.
- Eimern, J. (1953): The influence of narrow spaced hedges on meteorological elements. Annalen de Meteor., Hamburgo 6 , No. 7-8
- Fox, D. (1965): Man-water Relationships in Mexico, Geographical Review, octubre.
- García, E. (1965): Los climas del valle de México, Simposio sobre el valle de México, UGI. Conferencia Regional Latino Americana, Soc. Mex. Geogr. y Estad.

- Geiger, R. (1961): The climate near the ground.
- George, E. J. (1960): The effect of shelter belts on crop yields, 5th world Forestry Congress, Seattle, Wash., Ago.
- Golubeva, L. A. (1941): The influence of forest shelterbelts of different design on microclimate, Itogi naučno isledovatel'skih rabot VNIALMI, Moscú.
- Grundmann, W., Niemann, A.,: Influence of density of wind breaks on vegetation and soil, manuscript, Meteorol. Inst. Techn. Hochschule, Hannover, No. 2201.
- Jáuregui, E. (1960): Las tolváneras de la Ciudad de México, Ing. Hidr. en México. Vol. 14, No. 2.
- Jensen, M. (1954): Shelter effect Danish Techn. Press., Copenhage.
- Kaplan, J. (1959): A sandstorm in the Judean Mountains, LA-YAARAN, 2, 1-2
- Kawada, S. (1953): Quelques experiences sur l'entrainement du sable par le vent, Colloques Internat. Actions eoliennes (35), Alger.
- Krentz, W., Walter, W. (1960): Strömungs und Erosionsvorgänge im Bereich von einzelnen und gestaffelten Windschutzstreifen Schriftenreihe Inst. Naturschutz, Darmstadt, 5 .
- Krentz, W. (1956): The wind shelter as a climate factor. Arbeiten der Deutch. Land Ges., 37.
- Krylov, G. V. Lamin, L. A. (1959): An attempt at planting protective forests in west Siberia. Voprosy zmeledelija i borby s eroziejpocv, Sratovskoe, kniznoe, tom. II.
- Marquez, E. (1969): Estado actual de la contaminación del aire en la ciudad de México, Salud Pública de México, vol. II (1).
- Marsal, R., Masari, M. (1959): El subsuelo de la ciudad de México, Congreso Panamericano de Mecánica de Suelos, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Matjakin, G. I. (1952): Forest shelter belts and microclimate, Geografiz Moscú.
- Mironov, W. W. (1960): The selter effect against duststorms of forest belts in the Caucasus Mountains, WNIALMI, Stalingrade koje kniznoe izdatel'stwo.
- Mooser, F. (1956): Los ciclos de vulcanismo que formaron la cuenca de México, XX Congreso Geológico Internacional.
- Nageli, W. (1946): Further investigation on wind conditions in the range of shelter belts (en alemán) Mitteil Schweiz. Austalt Forstl. Versuchswesen, Zurich, 24 .
- Nageli, W. (1953): The breaking effect of a forest on wind, Internat. Union Forestry 11th Congress, Rome, Sect. 11.

- Rusch, J. D. (1955): The CO₂ content of the layers near the ground influenced by shelter belts, Zeitschriften Pflanzanern, Bodenkunde Durgung, 71 (116), No. 2.
- Rzedowski, J. (1957): Algunas asociaciones vegetales del lago de Texcoco, Bol. Soc. Botánica de México, 21.
- Rzedowski, J. (1957): Algunas asociaciones vegetales de los terrenos del lago de Texcoco, Bol. Soc. Botánica de México. (No. 21).
- Tanaka, S., Sano H. (1955): Wind erosion prevention by catch ditch for flying soil, Journ. of Agricultural Meteor., Tokyo, 15, pp. 130-132.
- Walker, J. (1951): Planning and planting field shelter belts, Canada Dept. of agriculture, Publ. 785.
- World Meteorological Organization (1964), Technical Note No. 59, Windbreaks and Shelter belts, Ginebra.
- Zingg, A. W. Woodruff N. P. and Englehorn, C. L. (1952): Effect of windrow orientation of Erodibility of Land in Sorghum-Stubble. Agron. Journ. 44 , No. 5, pp. 227-230.



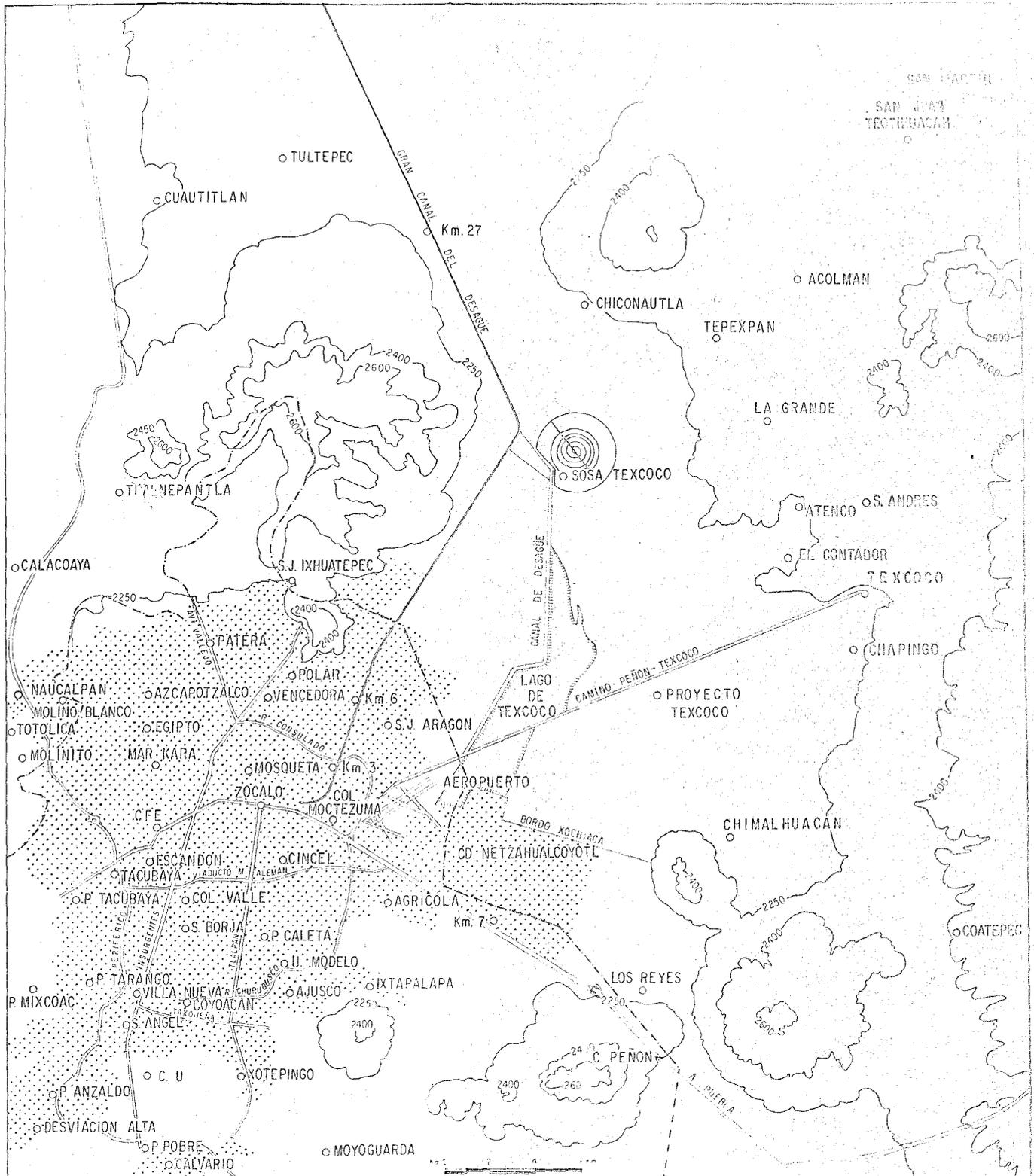


FIG. 2 LOCALIZACION DE LAS ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS UTILIZADAS.

INSTITUTO DE GEOGRAFIA
DE LA
U. N. A. M.

DISEÑO J. HUMBERTO ROELIS URALDO

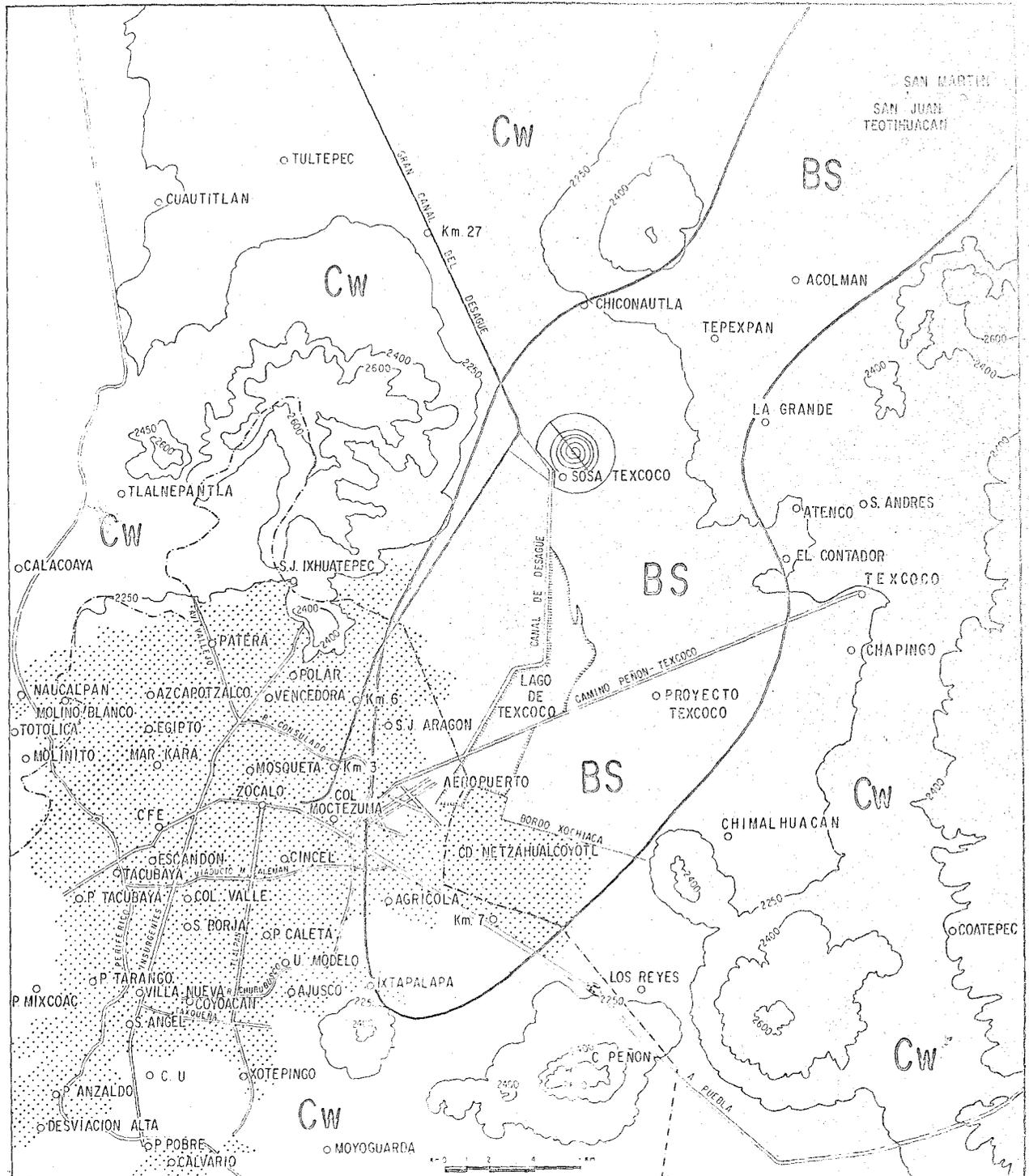


FIG. 3 CLIMAS SEGUN KOPPEN

INSTITUTO DE GEOGRAFIA
DE
LA
U. N. A. M.

DIBUJO J. HUMBERTO ROBLES URBALDO

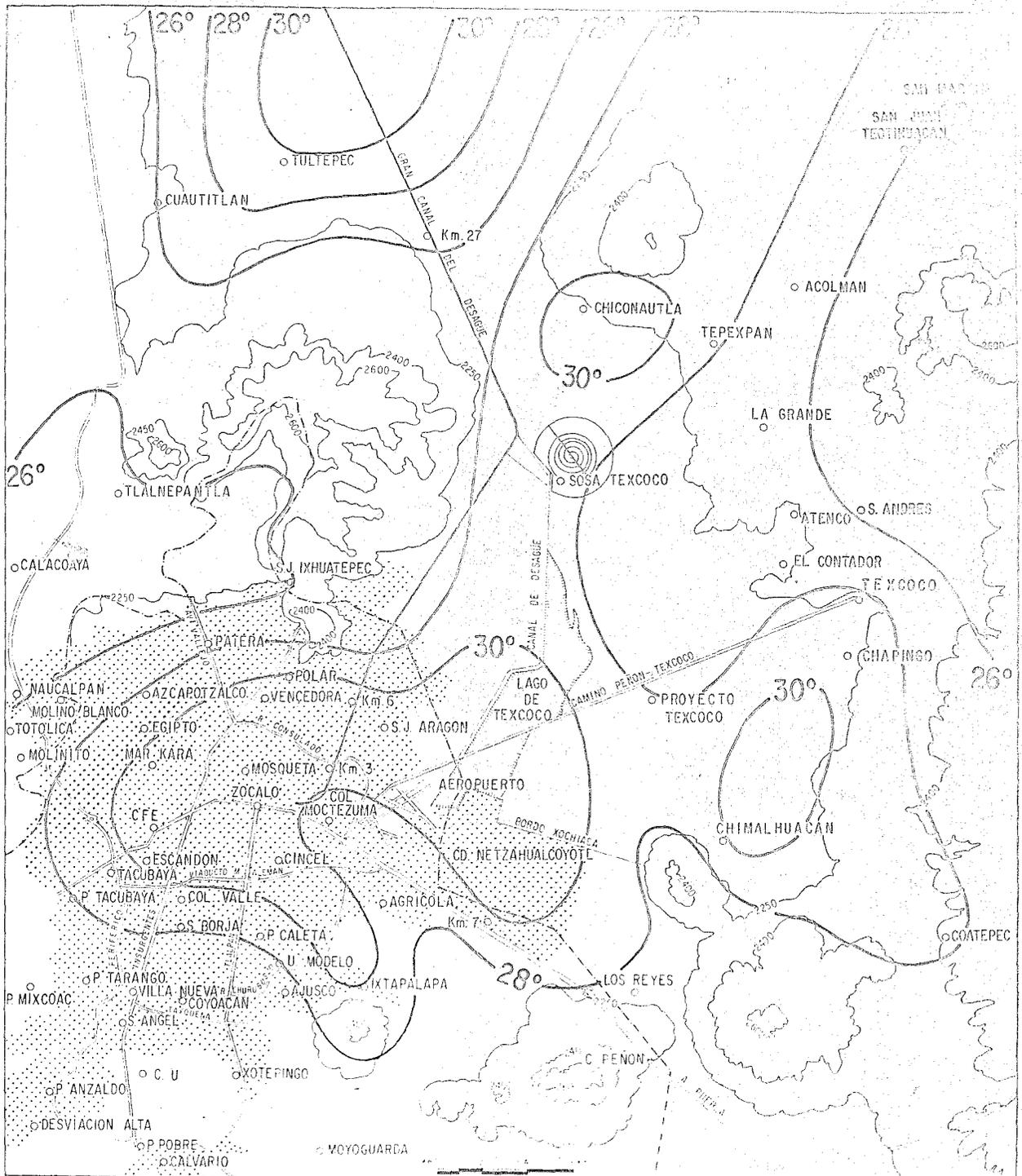


FIG. 5 PROMEDIO DE LA TEMPERATURA MAXIMA EN MAYO (GRADOS CENTIGRADOS).

INSTITUTO DE GEOGRAFIA
DE LA
U. N. A. M.

DISEÑO Y HUMEROS POR LES PALDO

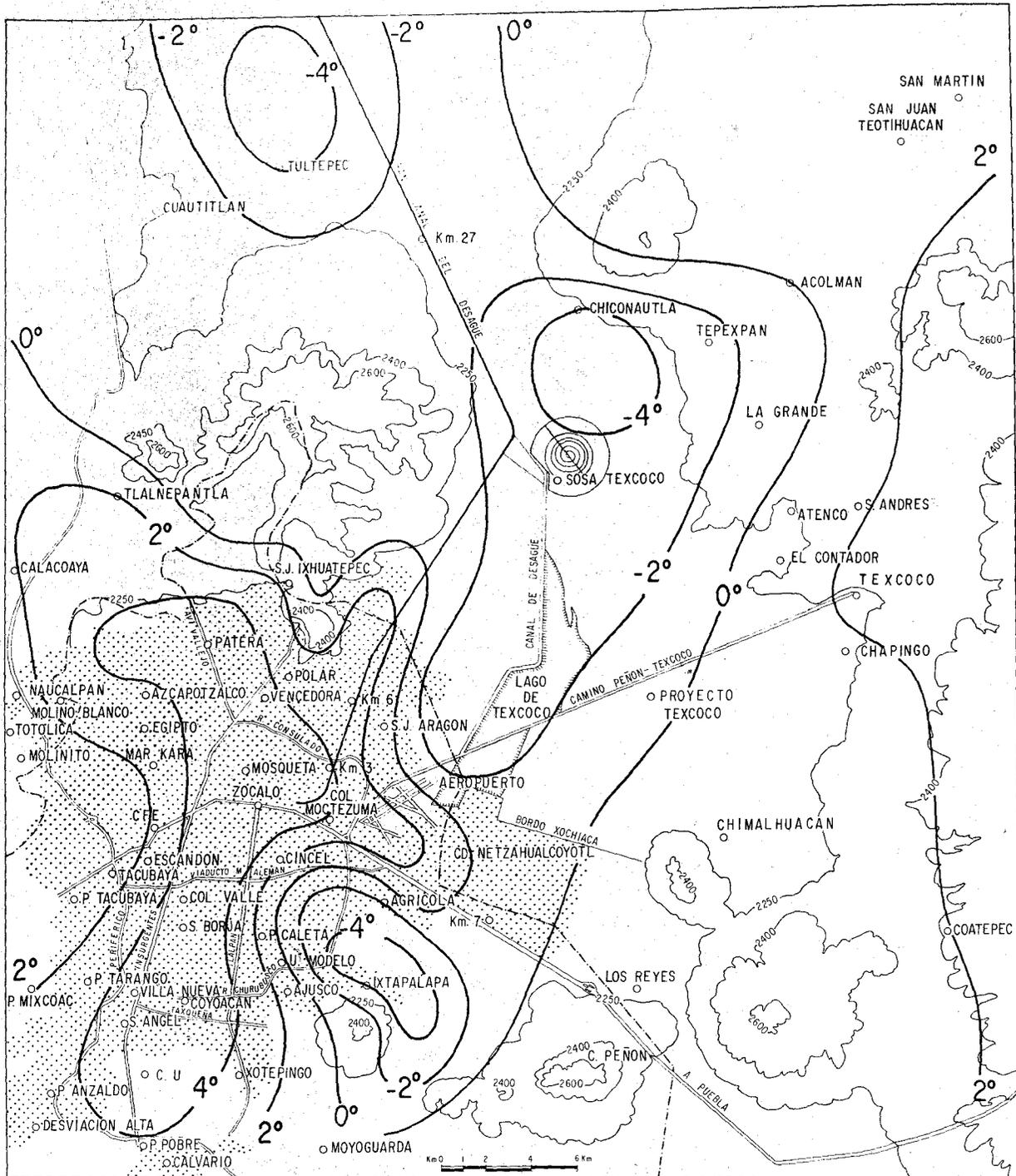


FIG. 6 PROMEDIO DE TEMPERATURA MINIMA EN ENERO (GRADOS CENTIGRADOS).

INSTITUTO DE GEOGRAFIA
DE LA
U. N. A. M.

DIBUJO J. HUMBERTO ROBLES UBALDO

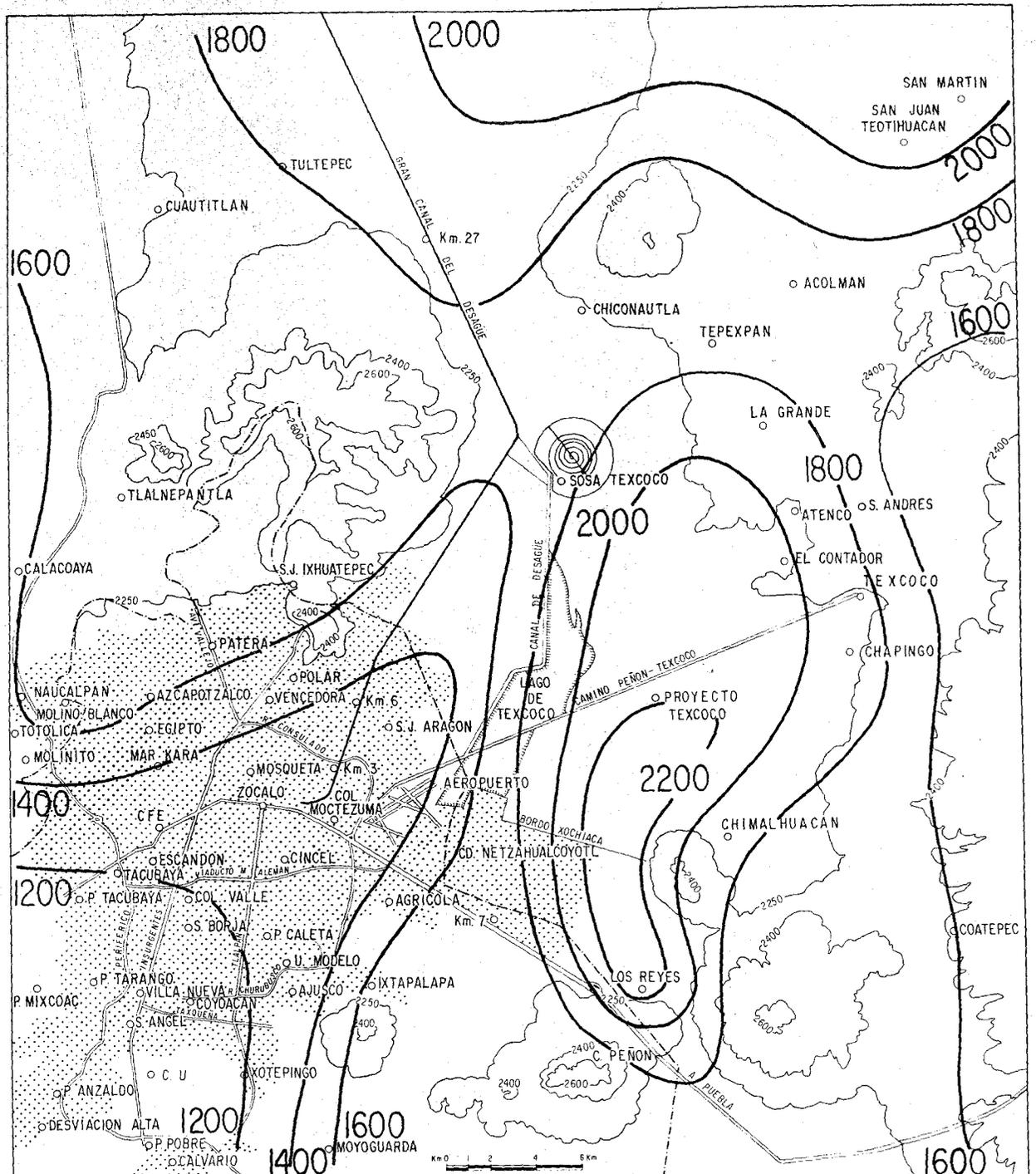


FIG. 7 EVAPORACION MEDIA ANUAL (mm)

INSTITUTO DE GEOGRAFIA
DE LA
U. N. A. M.

DIBUJO J. HUMBERTO ROBLES UBALDO

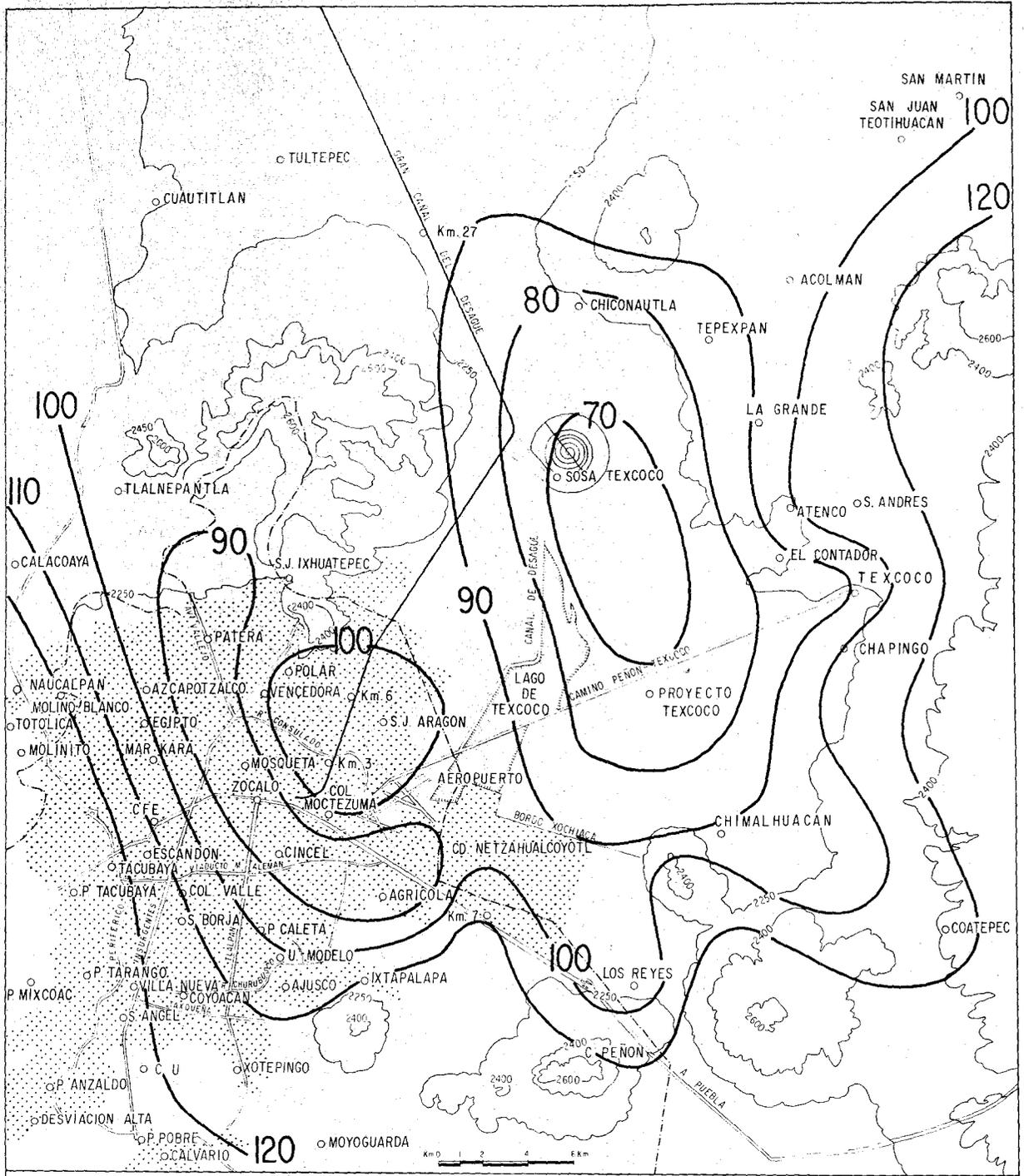


FIG. 8 DIAS CON LLUVIA APRECIABLE AL AÑO.

INSTITUTO DE GEOGRAFIA
DE LA
U. N. A. M.

DISTRIBUCION Y MUESTRO ROBLES UVALDO

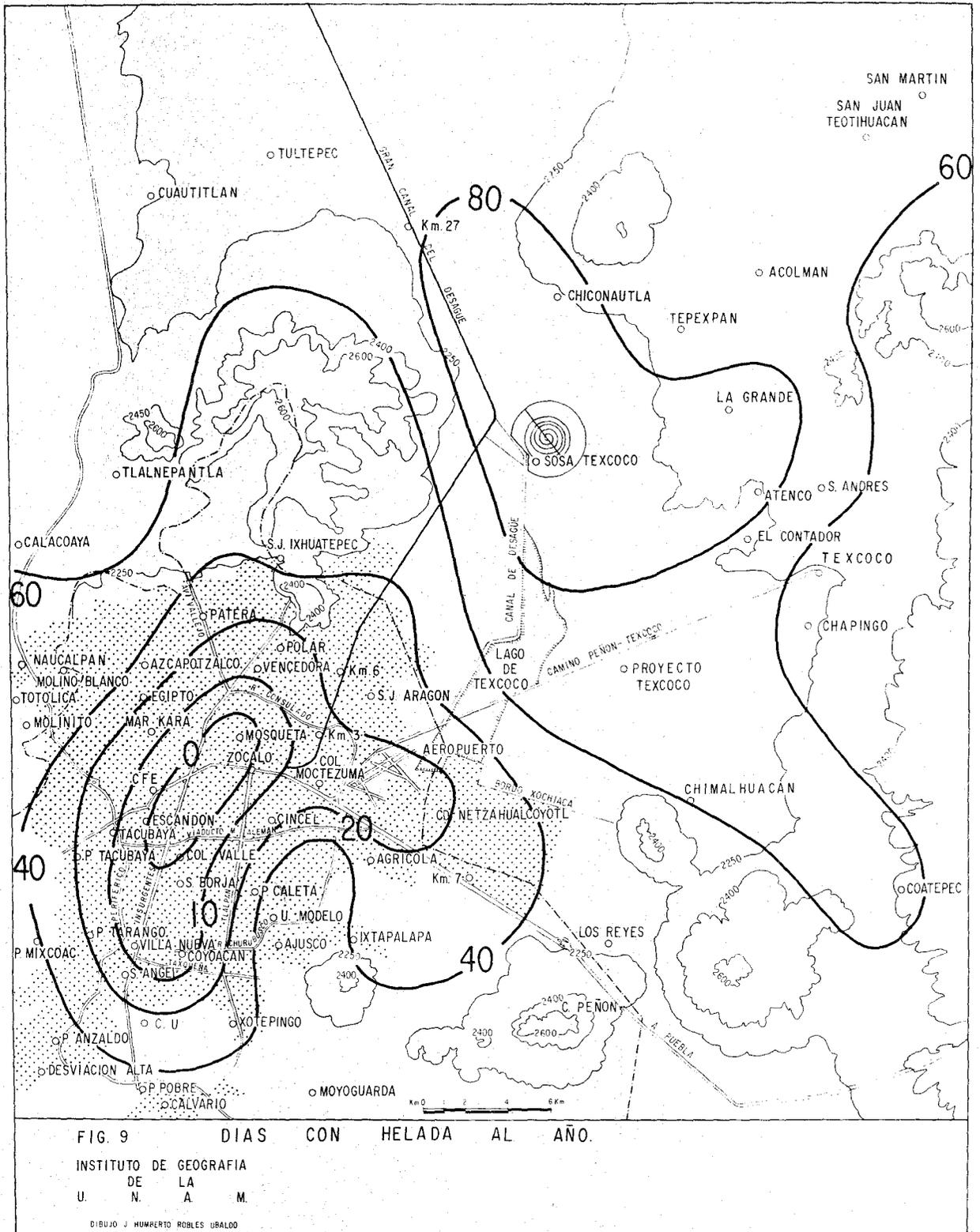


FIG. 9 DIAS CON HELADA AL AÑO.

INSTITUTO DE GEOGRAFIA
DE LA
U. N. A. M.

DIBUJO J. HUMBERTO ROBLES USALDO

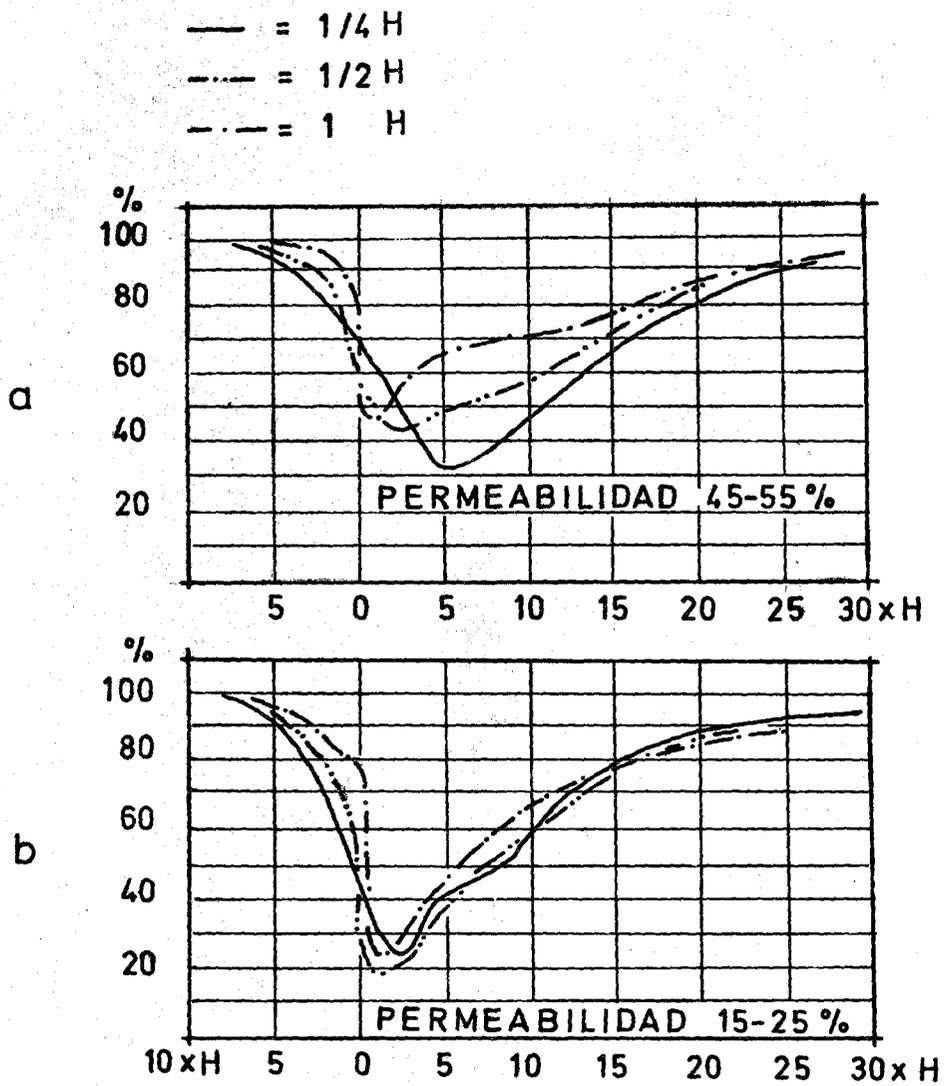


FIG.10. VARIACION DE LA REDUCCION DEL VIENTO DETRAS DE UNA BARRERA a RALA Y b DENSA (Naegeli, 1953).

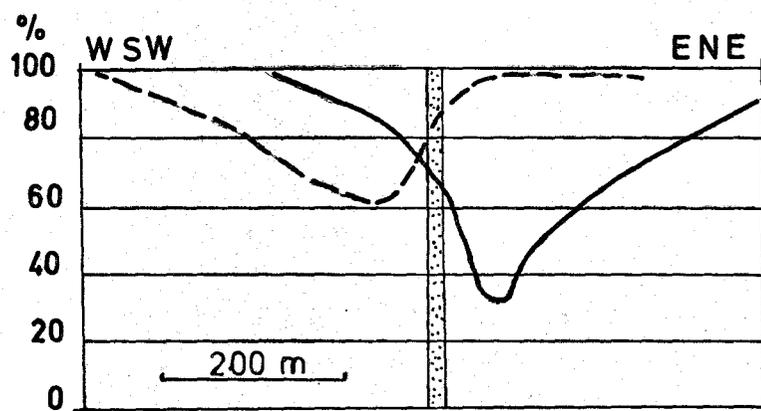


FIG.11 . REDUCCION DE LA INTENSIDAD DEL VIENTO
 DETRAS DE UNA BARRERA DE 16 METROS DE ALTURA
 FORMADA CON ARBOLES DE HOJA CADUCA. (Naegeli,1946).
 — CON VIENTO WSW EN VERANO
 --- CON VIENTO ENE EN INVIERNO

Efecto del ancho y de la forma de la barrera en la reducción del viento. Las mediciones hechas por Nageli (1953) en Suiza y por otros investigadores demuestran que las barreras angostas con muros suaves verticales proporcionan una buena protección. El ancho y la forma de la barrera no siempre determinan la mayor reducción del viento. En muchos casos se extrae madera de los árboles de la barrera sin afectar considerablemente el efecto reductor del viento. En Europa occidental las barreras más comunes tienen unas cuantas hileras de árboles; frecuentemente son 3 o 5 si se trata de barreras de 10 a 20 m de altura. Según Jensen (1954) y otros, un aumento de la permeabilidad de abajo hacia arriba mejora la eficiencia de la barrera; esto se logra con hileras de arbustos que tienen árboles más altos y espaciados por detrás.

Influencia de las barreras en la temperatura del aire. La reducción de la difusión vertical y de mezcla del aire producida por la barrera origina usualmente un aumento de la temperatura durante el día y un decrecimiento por la noche. Si la evaporación disminuye por la reducción del viento, se conserva más el calor. Por otra parte las barreras de árboles al propiciar un decrecimiento de la temperatura mínima, ésta puede llegar a cero grados o menos durante la estación de secas particularmente en noches con viento débil, debido al efecto protector de la barrera; pero otros factores pueden ser más importantes como el contenido de humedad del suelo y así Aslyng (1958) señala que puede ocurrir que la helada se presente en el campo abierto donde el suelo es menos húmedo que en la zona protegida por la barrera donde la humedad es mayor. Sin embargo en este respecto, el efecto de la influencia de las barreras sobre la humedad del aire no es todavía muy