

LA EROSIÓN HIDRÁULICA Y EÓLICA EN MÉXICO Y SUS EFECTOS EN LAS ESTRUCTURAS HIDRÁULICAS Y EN LOS NÚCLEOS DE POBLACIÓN

Por Ernesto Jáuregui Ostos

1. INTRODUCCIÓN

Las condiciones geográficas de nuestro país son muy propicias a la erosión del suelo. Exceptuando el sureste, las cuencas hidrográficas son en general reducidas, los cauces de los ríos son de corta longitud y de fuertes pendientes. Las lluvias, irregularmente distribuidas en el territorio nacional lo están también a través del año, concentrándose en cuatro o cinco meses durante los cuales los intensos chubascos deslavan las tierras deficientemente protegidas. Durante gran parte del año, en la época de secas, las regiones áridas y semiáridas del norte y centro del país se ven sometidas a la erosión del suelo ocasionada por los vientos rasantes.

En el presente trabajo se describen en forma breve las etapas del ciclo hidrológico: la evaporación, precipitación e infiltración, tal como se observan en nuestro país. En seguida se examinan con más detenimiento el escurrimiento superficial y su acción erosiva sobre los suelos, así como los efectos de los sedimentos en las obras hidráulicas. Finalmente se describe la acción erosiva de los vientos en los suelos áridos y semiáridos de nuestro país, sus consecuencias en los núcleos de población de extensas regiones de México donde hay deficiencia de humedad, así como las medidas de protección contra estos fenómenos.

2. EL CICLO HIDROLÓGICO

De todos los recursos naturales de la tierra ninguno es tan fundamental para la vida, como

el agua. El abastecimiento de agua a la tierra se encuentra en un estado de constante flujo. La cambiante atmósfera es el agente que se encarga de redistribuir el agua continuamente sobre la superficie de la tierra, llamándose *ciclo hidrológico* a este sistema natural de circulación del agua en sus distintas formas.

Este circuito continuo de vapor de agua y de agua puede suponerse que comienza en el mar. El agua del océano se evapora utilizando la energía del sol y de los vientos. Esta humedad, transformada en vapor de agua, se eleva en la atmósfera y es transportada por las corrientes de aire. Al ascender, el vapor de agua se expande adiabáticamente, es decir, a costa de su propia energía interna y sufre un enfriamiento que eventualmente ocasiona la condensación en forma de nubes; si éstas son de carácter convectivo se elevan a grandes alturas hasta que las corrientes ascendentes de su interior, al no soportar ya las gotas de agua, ocasionan su precipitación en forma de lluvia o granizo.

Una parte de la lluvia después de empapar el suelo y el follaje de la vegetación, escurre sobre la superficie para formar después torrentes y arroyos. Del agua que saturó el suelo, una parte es utilizada por las plantas y otra regresa a la atmósfera por evaporación. Finalmente, otra porción del agua llovida penetra en las zonas más profundas del suelo, pudiendo algunas veces surgir a la superficie en forma de manantiales o para alimentar los arroyos en la época de secas.

a) *La evaporación*

Cuando una substancia y su vapor están en equilibrio, las moléculas de la substancia pasan continuamente a la fase de vapor, mientras que un número igual de moléculas de vapor (en promedio) pasan del vapor al estado líquido. Se llama *evaporación* al flujo neto de moléculas del estado líquido al estado gaseoso; si el flujo es en dirección contraria ocurre la *condensación*.

Cualitativamente puede decirse de la evaporación que:

I. Si los otros factores permanecen iguales, la evaporación es proporcional a la diferencia entre la presión del vapor de saturación a la temperatura del agua y la presión del vapor existente en el aire; esta relación la expresó Dalton en 1802 así:

$$E = c (e_s - e_a) \dots\dots\dots (1)$$

donde:

- E = evaporación
- c = constante
- e_s = presión del vapor saturado a la temperatura del agua
- e_a = presión de saturación del vapor de agua a la temperatura del punto de rocío del aire.

II. La evaporación es proporcional a la rapidez con que se desaloja el vapor de la superficie líquida. La evaporación del agua cuando el aire está en calma por ejemplo, es mucho menor que cuando sopla el viento. Si se toma en cuenta el efecto de la velocidad del viento u (en km/hr), la ecuación de Dalton quedaría:

$$E = c (e_s - e_a) (1 + ku) \dots\dots\dots (2)$$

donde k es una constante.

Thorntwaite y Holtzman (1945) han cuantificado las constantes y llegado a la siguiente expresión:

$$E = \frac{17.1 (e_1 - e_2) (u_2 - u_1)}{T + 459.4} \dots\dots\dots (3)$$

donde:

- E = Evaporación en pulgadas por hora en una instalación donde el nivel 1 está a 2 pies (65 cm) sobre el agua y el nivel 2 se encuentra a 28 pies (817 m).

T = Temperatura del agua en grados Fahrenheit.

e_1 y e_2 = Presión del vapor de agua del aire en los niveles 1 y 2.

u_1 y u_2 = Velocidad del viento a los mismos niveles (millas/hr).

La fórmula es correcta para una atmósfera adiabática.

Svedrup (1951) propone una fórmula más simple para la evaporación en los océanos:

$$E = K (e_s - e_a) W_a \dots\dots\dots (4)$$

donde:

- E = Evaporación en mm por día.
- e_s y e_a = Presión del vapor en la superficie del mar (en milibares) y en el aire respectivamente.
- W_a = Velocidad del viento en m/s al nivel de la observación.
- K = Factor de evaporación que depende del parámetro de rugosidad y velocidad del viento y que tiene un valor que varía de 0.154 a 0.208.

Otro método para calcular la evaporación de los océanos es el del equilibrio energético. Este método propuesto primero por Schmidt (1915) es el siguiente:

Durante el año los océanos reciben energía de onda corta del sol y del cielo (Q_s), y pierden energía al irradiar radiación de onda larga hacia la atmósfera (Q_r), por evaporación (Q_e), y por conducción de calor hacia la atmósfera (Q_h). Las otras pérdidas de energía o fuentes de ganancia son comparativamente despreciables. Se tiene:

$$Q_s = Q_r + Q_e + Q_h \dots\dots\dots (5)$$

si

$$R = \frac{Q_h}{Q_e} \text{ y } E = \frac{Q_e}{L}$$

donde

L = calor latente de vaporización

se obtiene:

$$E = \frac{Q_s - Q_r}{L (1 + R)} \dots\dots\dots (6)$$

Estación	Altitud m	T °C	P mm	Temperatura media		Osc. °C	Régimen de Lluvias	P/T	% lluvia invernal E.P.Mar. P	Tipo de clima
				Mes más frío	Mes más caliente					
Ahuacatlán	1150	22.3	992.7	18.5 Dic.	24.5 Jun.	6.0	w"(w)	44.5	2.1	Aw ₁ "(w)(i')
Amealco	2175	15.3	633.6	12.9 Ene.	16.8 Jun.	3.9	w"(w)	41.4	3.9	C(w ₀)(w)bl
Cadereyta de Montes	2077	16.8	454.0	12.4 Dic.	19.6 May.	7.2	w"(w)	27.0	2.6	BS ₁ kw"(w)(e)
Campo Agrícola Experimental	1887	16.7	555.9	12.3 Ene.	22.8 Ago.	10.5	w(w)	33.2	3.4	BS ₁ kw(w)(e)
Centenario (Tequisquiapan)	1884	17.4	514.2	13.2 Ene.	20.5 May.	7.3	w(w)	29.5	3.7	BS ₁ kw(w)(e)g
Cues, Los	1978	18.0	529.2	14.7 Ene.	21.2 May.	6.5	w(w)	29.4	4.1	BS ₁ kw(w)(i')g
Chichimequillas	2020	16.7	482.4	12.9 Ene.	19.8 May.	6.9	w"(w)	28.8	4.7	BS ₁ kw"(w)(i')g
Doctor, El	2715		828.4				w"(w)		3.1	
Galindo	1980	17.1	609.4	12.6 Ene.	20.2 May.	7.6	w(w)	35.6	3.0	BS ₁ kw(w)(e)g
H, La, Hda.	1980	16.5	601.7	12.3 Ene.	19.7 May.	7.4	w(w)	36.4	2.9	BS ₁ kw(w)(e)g
Hidalgo Presa	1900	16.6	602.3	12.8 Ene.	19.7 May.	6.9	w(w)	36.2	2.9	BS ₁ kw(w)(e)g
Jalpan	850	23.8	847.2	18.0 Dic.	28.4 May.	10.4	w"(w)	35.6	2.3	Aw ₀ "(w)(e)g
Palma, La	1962		628.4				w(w)		2.6	
Pedro Escobedo	1908		623.4				w(w)		2.9	
Peñamiller	1500	21.9	509.5	17.6 Ene.	25.2 May.	7.6	w"(w)	23.2	4.9	BS ₁ hw"(w)(e)g
Porvenir, El	1892	17.2	500.0	12.9 Ene.	20.4 Jun.	7.5	w(w)	28.0	3.7	BS ₁ kw(w)(e)
Querétaro	1853	18.7	520.9	14.8 Ene.	22.0 May.	7.2	w(w)	28.1	3.7	BS ₁ hw(w)(e)g
San Joaquín	2020		950.7				w"(w)		4.1	
San Juan del Río	1978	16.6	570.9	12.8 Ene.	19.7 May.	6.9	w"(w)	34.4	4.1	BS ₁ kw"(w)(i')g
San Pablo			890.6				w(w)		2.9	
Tablas, Paso de			550.4				w(w)		4.8	
Tolimán	1510	20.0	370.9	15.5 Ene.	23.5 May.	7.8	w"(w)	18.8	4.7	BS ₀ hw"(w)(e)g
Vigil, El Hda.	1890	16.4	710.1	12.8 Dic.	19.5 May.	6.5	w"	43.2	6.6	C(w ₀)b(i')g
Villa Corregidora (Pueblito El)	1800	18.6	510.6	13.7 Ene.	23.0 May.	9.3	w(w)	27.9	3.4	BS ₁ hw(w)(e)g

Uno de los intentos de medir la evaporación en lagunas y presas a nivel práctico ha sido por medio de los evaporímetros. Es evidente que existe una diferencia entre la evaporación del agua en un tanque de 1.20 m de diámetro y 25 cm de profundidad y la que tiene lugar en un lago o una presa. Generalmente se aplica un coeficiente de 0.7-0.8 a los valores obtenidos de los evaporímetros; pero este coeficiente varía según el tamaño, profundidad y exposición del evaporímetro. Sin embargo, siendo los únicos datos de evaporación que se obtienen en el país, no pueden pasarse por alto dichas mediciones.

La evaporación medida en los evaporímetros acusa una variación estacional. En la mitad centro y sur del país (figura 1), la evaporación es mayor en los meses calurosos de la segunda mitad de la época de secas y disminuye en los meses lluviosos de junio a octubre. Hacia el norte del país, la evaporación es máxima en los meses calurosos de junio a septiembre reduciéndose en la estación invernal.

b) La precipitación

La corriente húmeda de los alisios que invade casi todo el país de junio a octubre determina la estación de lluvias en México. Sólo una pequeña área en el noroeste de Baja California tiene un régimen en el que predominan las lluvias invernales de tipo mediterráneo. En la figura 2 aparecen las provincias de precipitación de Page (1929), donde se advierte la forma en que se distribuye la lluvia durante el año para las distintas regiones del país. En la porción sur de la Altiplanicie Mexicana, julio es el mes más lluvioso, mientras que en las costas al sur del Trópico de Cáncer, en el centro del Altiplano y hacia el noreste del país aparecen dos máximos que generalmente son junio y septiembre. Este periodo de decrecimiento de la precipitación a mitad de la estación lluviosa (o sequía relativa) es de gran importancia en las regiones señaladas y, según el estudio de Mosiño y García (1967), se acentúa en los Estados del noreste

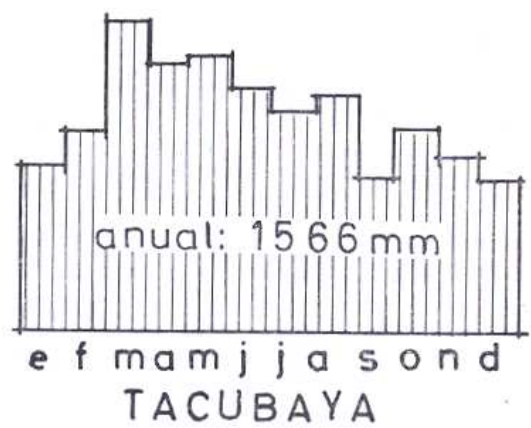
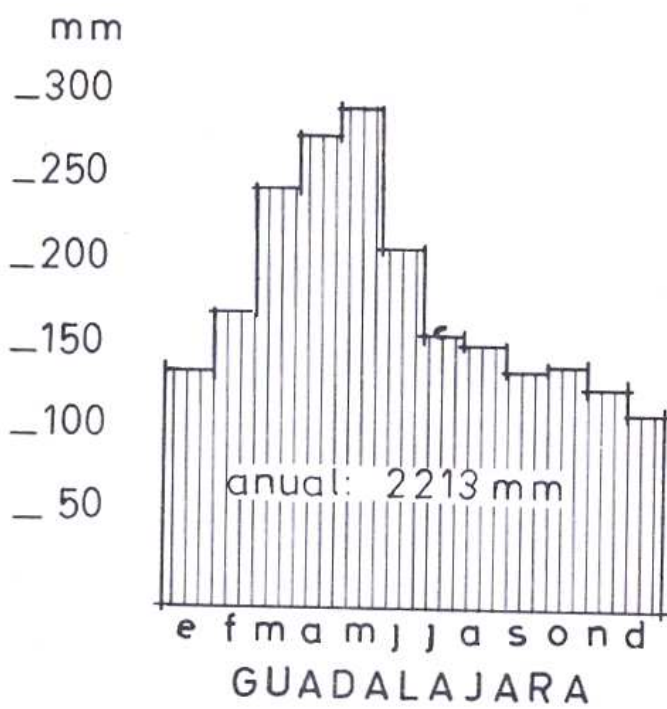
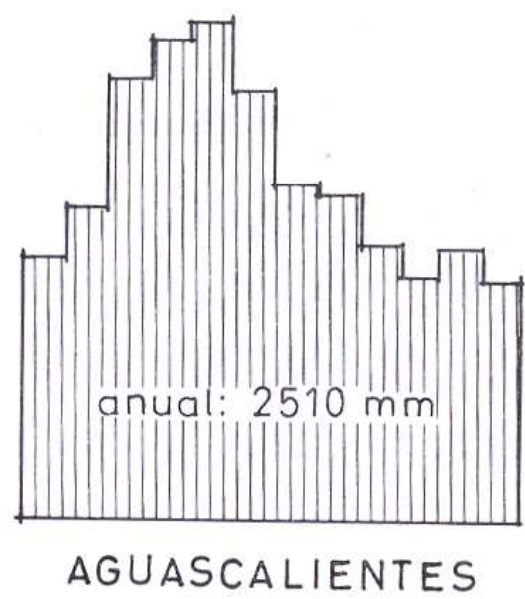
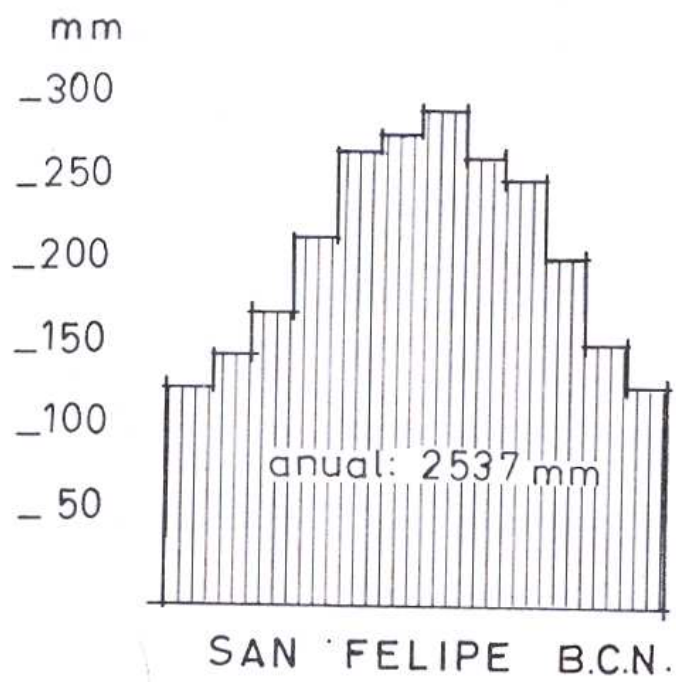


FIGURA 1

VARIACIÓN MENSUAL DE LA EVAPORACIÓN (en mm) PARA CUATRO ESTACIONES

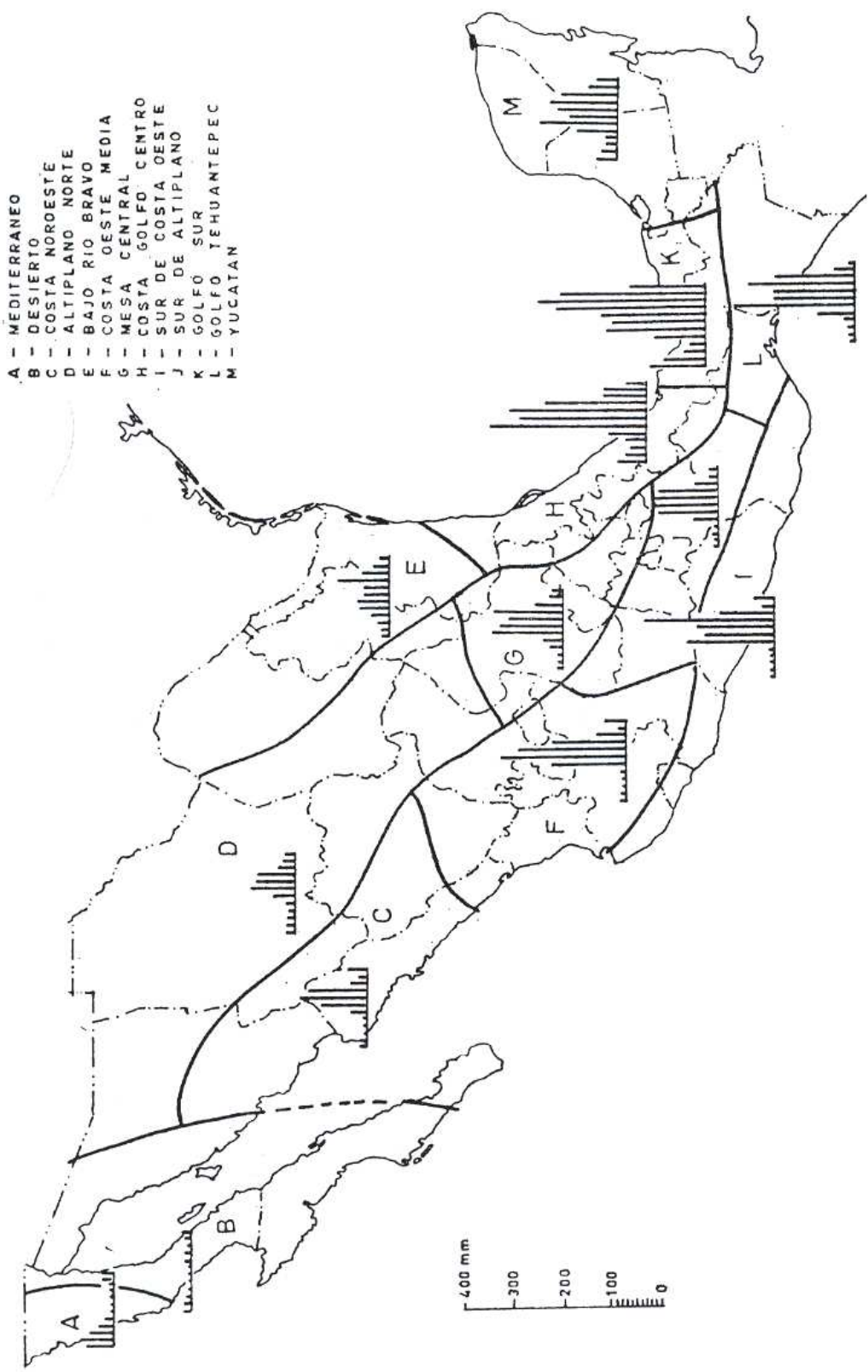


FIGURA 2

LAS PROVINCIAS DE PRECIPITACION EN MEXICO (PAGE 1929)

(Tamaulipas, Nuevo León, Coahuila y San Luis Potosí).

Las nubes productoras de lluvia son generalmente de tipo convectivo de desarrollo vertical (cúmulos, cúmulos potentes y cumulonimbus). El carácter de la lluvia es del tipo de aguaceros, cuya duración puede variar de unos minutos a varias horas.

Durante el invierno y primavera la planicie costera del Golfo de México y algunas veces parte de la altiplanicie son invadidas por masas de aire polar que producen un levantamiento general del aire ocasionando a veces nubes estratificadas (altostratos) que se precipitan en forma de lluvia fina continua (llovizna). Éstos son los llamados *nortes* que simultáneamente con la lluvia producen un descenso en la temperatura del aire. En otras ocasiones la llegada del aire polar produce nubes cúmulos y cumulonimbus.

Las perturbaciones que originan lluvias en México son las siguientes:

- I. Las ondas del este.
- II. Los ciclones tropicales.
- III. Las invasiones de aire polar (*nortes*).

I. *Las ondas del este*. Éstas son ondulaciones en el campo del flujo del aire en la corriente húmeda de los alisios que se desplazan en la misma dirección de la corriente alisia, cuya velocidad es de unos 15 a 20 km/hr. La parte delantera de la onda se caracteriza por cielos casi despejados y vientos del este de unos 15 a 20 km/hr. En este sector predomina además la inversión de temperatura característica de los alisios que impide la propagación del vapor de agua hacia los niveles superiores, y las nubes convectivas sólo pueden llegar a la base de dicha inversión que se encuentra a 2 o 3 km de altura. En la parte trasera de la onda, en cambio, la inversión que actuaba como una tapa ha desaparecido y las nubes crecen más allá de los 7 u 8 km produciendo abundantes aguaceros. Los vientos en este sector son generalmente del sureste a cierta altura sobre la superficie. La faja de mal tiempo puede tener un ancho de unos 300 km detrás del eje (figura 3). El modelo de onda descrito se distorsiona considerablemente con la topografía accidentada al cruzar la mitad sur de nuestro país.

Cuando se cuenta con datos de vientos superiores, el eje de la onda puede localizarse sobre México con bastante precisión. Hosler (1956), estudió las ondas del este en el Golfo de México y señala que, de 19 ondas analizadas que pasaron por Brownsville, Texas, sólo dos tuvieron una extensión vertical arriba de 10 km. En los demás casos, las ondas se acusaron al nivel de

500 mb, es decir, hasta una altura de unos 5 km.

En la tabla I se muestra la frecuencia de las ondas del este en el Golfo de México, según el estudio de Hosler (1954).

Tabla I

Frecuencia de las ondas del este en el Golfo de México. Periodo 1946-54 (Hosler, 1954)

Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.
0.7	0.7	1.4	0.8	0.3

II. *Los ciclones tropicales*. La intensificación de una onda del este puede dar origen a un ciclón tropical. Malkus (1957), explica esta transformación de la siguiente manera: cuando en los niveles superiores (donde la atmósfera es bastante turbulenta y variable) acierta a pasar un vórtice anticiclónico directamente sobre la perturbación, ésta se intensifica. A partir de este momento el ciclón bombea el aire hacia fuera de la onda en los niveles altos y en consecuencia, hay convergencia del aire en los niveles bajos. El resultado es que la presión baja en el centro de la onda. Debido a la rotación de la tierra, el aire que fluye hacia el área de baja presión lo hace girando en círculo a causa de la fuerza de Coriolis (en el sentido contrario a las manecillas del reloj en el Hemisferio Norte), formándose un vórtice de vientos con intensidad de 30 a 50 km/hr. Luego se forma una banda de nubes (figura 4) en arco hacia el sureste; comienzan los aguaceros y las tormentas eléctricas; la lluvia se intensifica.

Malkus señala que de las tormentas tropicales que llegan a esta etapa de desarrollo, la mitad de ellas se debilitan y desaparecen en unos días, lo que se debe, según este autor, a la ausencia de un núcleo cálido. Este núcleo tibio se produce por la condensación del aire húmedo que asciende y se condensa en las nubes cúmulos, liberándose enormes cantidades de calor latente. Si la tormenta llega a esta fase de su desarrollo, es casi seguro que proseguirá su evolución como un ciclón tropical hacia la madurez y el viento alcanzará la furia del huracán. En la figura 5 se muestran algunas trayectorias de ciclones tropicales en ambas costas de nuestro país.

A pesar de que los ciclones causan grandes daños materiales y pérdidas de vidas en el país, las lluvias abundantes que acarrear permiten almacenar grandes volúmenes en las presas para los ciclos agrícolas siguientes; además, el agua de infiltración realimenta los acuíferos.

III. *Las invasiones de aire polar*. Estos fenómenos se presentan en la estación de secas y

MODELOS DE ONDA DEL ESTE Y DE UN CICLÓN TROPICAL

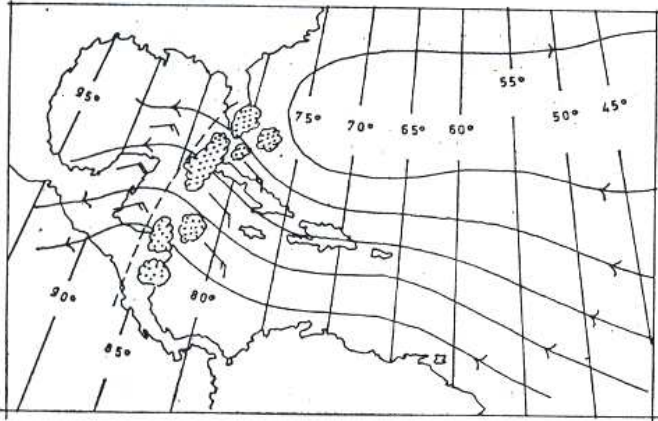


Fig. 3. Onda del este entrando al Golfo de México. *Detrás del eje el tiempo es nublado y lluvioso.*

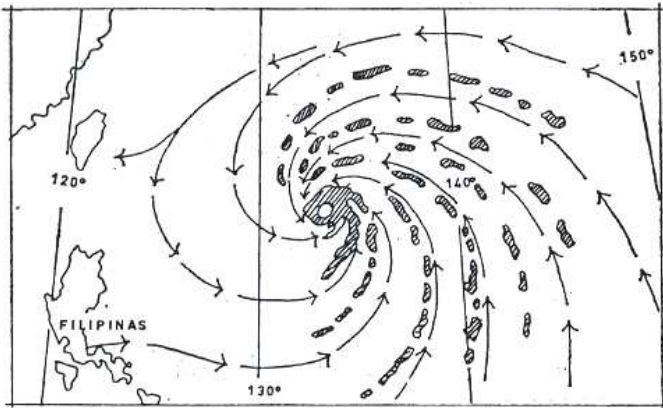


Fig. 4. Bandas nubosas de lluvia del tifón Marge vistas con radar (Simpson, 1954).

producen cantidades menos importantes de lluvia que las perturbaciones de los alisios; son los llamados "nortes" cuya precipitación afecta principalmente la planicie costera del Golfo de México, la Península de Yucatán así como los flancos de la Sierra Madre Oriental.

c) La infiltración

La naturaleza o textura del suelo, la pendiente del suelo, la intensidad de la lluvia, la cubierta vegetal y la estación del año, determinan la cantidad de infiltración. Ésta es mayor en suelos arenosos y en suelos limosos debido a que tienen poca arcilla y coloides; en cambio, los limos, tienen suficiente materia orgánica para

proporcionar suficiente agregación. La rapidez de infiltración en estos suelos es, según Musgrave (1955) de unos 4 a 8 mm/hr. En el otro extremo de la escala se encuentran los suelos que se dilatan considerablemente debido al alto contenido de arcillas. La rapidez mínima en suelos arcillosos pueden ser, según Musgrave, hasta de un milímetro por hora.

3. ACCIÓN EROSIVA DE LA LLUVIA Y EL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL

La erosión acelerada del suelo por la lluvia afecta principalmente a países montañosos como el nuestro cuyo clima tiene en general dos estaciones: la de lluvias y la de secas (Pouquet, 1961).

En nuestro país, la acción erosiva de las lluvias tiene lugar principalmente de mayo a octubre; esta acción se deriva de la energía desarrollada por el movimiento de las gotas al caer a tierra y el que tiene el agua al escurrir sobre el suelo. Las gotas de agua golpean el suelo desde una dirección vertical (erosión por salpicadura) o bien el agua fluye en la horizontal sobre el suelo (erosión por desgaste).

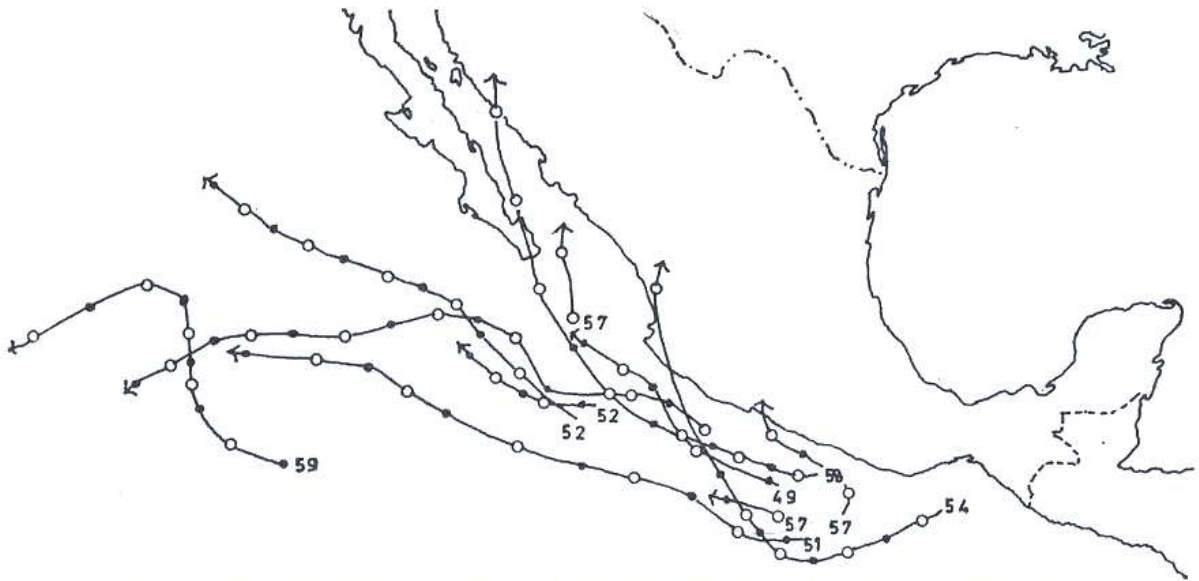
La erosión por salpicadura es el primer efecto de una tormenta sobre el suelo. Las gotas rompen los terrones y disgregan los gránulos reduciéndolos a partículas. El impacto levanta partículas del suelo que luego vuelven a caer. Después que el suelo queda cubierto de agua, las gotas de lluvia crean una turbulencia en el flujo laminar ayudando a mantener en movimiento a las partículas dispersas del suelo. Los efectos de erosión por salpicadura pueden observarse después de un aguacero: el follaje cercano al suelo contiene partículas de tierra.

Los pedestales de suelo coronados por guijarros, o algún otro objeto que lo proteja, dan idea de la intensidad de remoción del suelo. Si los pedestales no están socavados lateralmente, la fuerza erosiva ha actuado principalmente debido al impacto de las gotas y no al escurrimiento horizontal.

La capacidad erosiva de las gotas de lluvia depende de tres factores (Osborn, 1955): cantidad e intensidad de la lluvia; diámetro de las gotas y velocidad de éstas al golpear el suelo. La velocidad varía según el tamaño de las gotas una vez que éstas alcanzan su velocidad máxima (terminal) que es de unos 8 a 10 m/s, para gotas de 3 a 6 mm (gotas grandes).

Un centímetro de lluvia de gotas grandes caídas en una tormenta intensa, tiene una capacidad erosiva mucho mayor que el mismo cen-

TRAYECTORIAS DE CICLONES TROPICALES



Trayectorias de ciclones tropicales del Pacífico del 16 al 30 de septiembre.
Periodo: 1946-61. (Rosendal, 1963).

—○— 12 horas Greenwich

—— 0 hora Greenwich

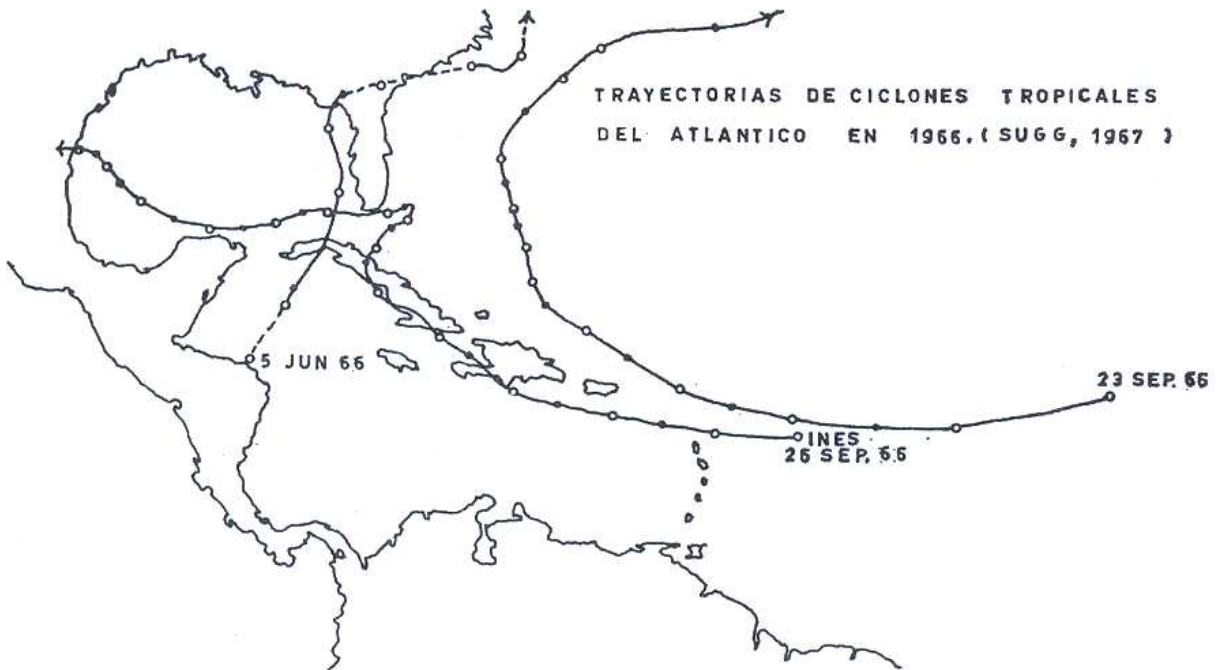


FIGURA 5

tímetro, pero de llovizna que dure por varias horas. El tamaño de las gotas varía desde una fracción de milímetro en la llovizna, hasta cerca de 8 mm. Las gotas mayores que este diámetro se fragmentan en su caída, formando otras más pequeñas.

En el mapa (figura 6), se muestra la distribución de la intensidad media de la lluvia en México, medida en milímetros de precipitación en 24 horas. Este mapa se construyó con datos de unas 300 estaciones climatológicas cuyos registros comprenden el periodo de 1941-66. Las localidades más lluviosas en las costas del centro y sur del país, son también aquellas donde se registran los aguaceros más intensos; lo mismo ocurre en las laderas de las montañas vecinas a dichas costas. Consecuentemente y en igualdad de condiciones, la erosión de los suelos provocada por las lluvias en esta parte, es mucho mayor que en la mitad norte del país. Una de las regiones más severamente afectadas por la erosión, es la del alto Río Papaloapan, en la Mixteca Alta, donde la superficie total dañada en mayor o menor grado por los procesos erosivos asciende a algo más de dos millones de hectáreas (Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1965).

La cubierta vegetal del suelo ofrece una protección contra el proceso erosivo de las gotas de lluvia, ya que intercepta a éstas antes de que lleguen al suelo absorbiendo su energía. La segunda etapa del proceso de erosión es el transporte del material realizado por la energía del agua de escurrimiento. Sus efectos son evidentes en los torrentes y barrancas.

La energía del flujo superficial del agua se deriva de su movimiento cuesta abajo. La velocidad y la turbulencia son manifestaciones de esta energía. La capacidad del escurrimiento para erosionar, depende por lo tanto de la cantidad de agua y de la pendiente y configuración del suelo donde escurre. El escurrimiento puede ser en forma laminar o en forma de flujo canalizado se concentra en venas o filetes de agua.

La distribución de energía y los tipos resultantes de erosión difieren en cada caso. El primero produce erosión laminar, mientras que el flujo canalizado socava en ramificaciones. El flujo laminar actúa en los campos llanos que separan las barrancas; sus efectos son grandes y a veces imperceptibles hasta que la capa vegetal desaparece. Los cambios de color, o de textura, o el crecimiento más lento de las plantas son manifestaciones de la erosión laminar.

Al comenzar el agua a moverse cuesta abajo, adquiere velocidad según su volumen y caída vertical o longitud de la pendiente. Estas láminas de agua sobre terreno liso se mueven sin

turbulencias. Al aumentar la profundidad del flujo se forman áreas turbulentas que viajan aguas abajo. Esta turbulencia viene acompañada de un aumento considerable de energía cinética y de capacidad erosiva.

Se ha encontrado que el agua de un charco formado durante un aguacero contiene un 20 por ciento de tierra en suspensión (Osborn, 1955), de manera que con una ligera pendiente del terreno se transportarían grandes cantidades de suelo. Cuando las irregularidades de la superficie del suelo concentran el agua a lo largo de ciertas líneas, se desarrolla el flujo canalizado. Al aumentar el volumen de agua en los canales, aumenta su velocidad y turbulencia. Las pequeñas venas de agua se unen cuesta abajo para formar otras más caudalosas y el escurrimiento se concentra progresivamente; así, una proporción más grande de la energía del escurrimiento se dirige contra áreas más pequeñas del suelo.

El flujo superficial del agua mueve las partículas del suelo por *rodamiento superficial*, por *saltación* y por *suspensión*. Las mismas fuerzas horizontales que disgregan las partículas por rodamiento, las mantienen en movimiento por deslizamiento o arrastre sobre la superficie del suelo. El movimiento por saltación ocurre cuando las fuerzas desiguales de la turbulencia, elevan el material desprendido moviéndolo en pequeños saltos. Al elevarse las partículas hacia el flujo superior más rápido, adquiere más velocidad, lo que ocasiona que se desprendan otras partículas o que reboten después de tocar el suelo.

Cuando la velocidad ascendente de la turbulencia en la corriente excede a la velocidad de sedimentación del material desprendido, ocurre el transporte por suspensión. La cantidad de suelo transportado es el producto de la capacidad de transporte del escurrimiento y la transportabilidad del suelo, según la modifique el efecto del retardo de la vegetación u otras obstrucciones mecánicas. La cantidad, velocidad y turbulencia del flujo superficial del agua gobiernan su capacidad de transporte.

El tamaño de la partícula afecta la energía requerida para mantenerla en movimiento; el área de su sección transversal gobierna también la amplitud del contacto con el fluido que la transporta y la resistencia a su asentamiento. La densidad afecta la rapidez del asentamiento, y por lo tanto, la distancia que puede flotar cada vez la partícula. La forma tiene también una influencia directa. Si el tamaño y la densidad son iguales, las esferas tienen una mayor rapidez de asentamiento y por lo tanto son menos fáciles de transportar. La angulosidad y caren-

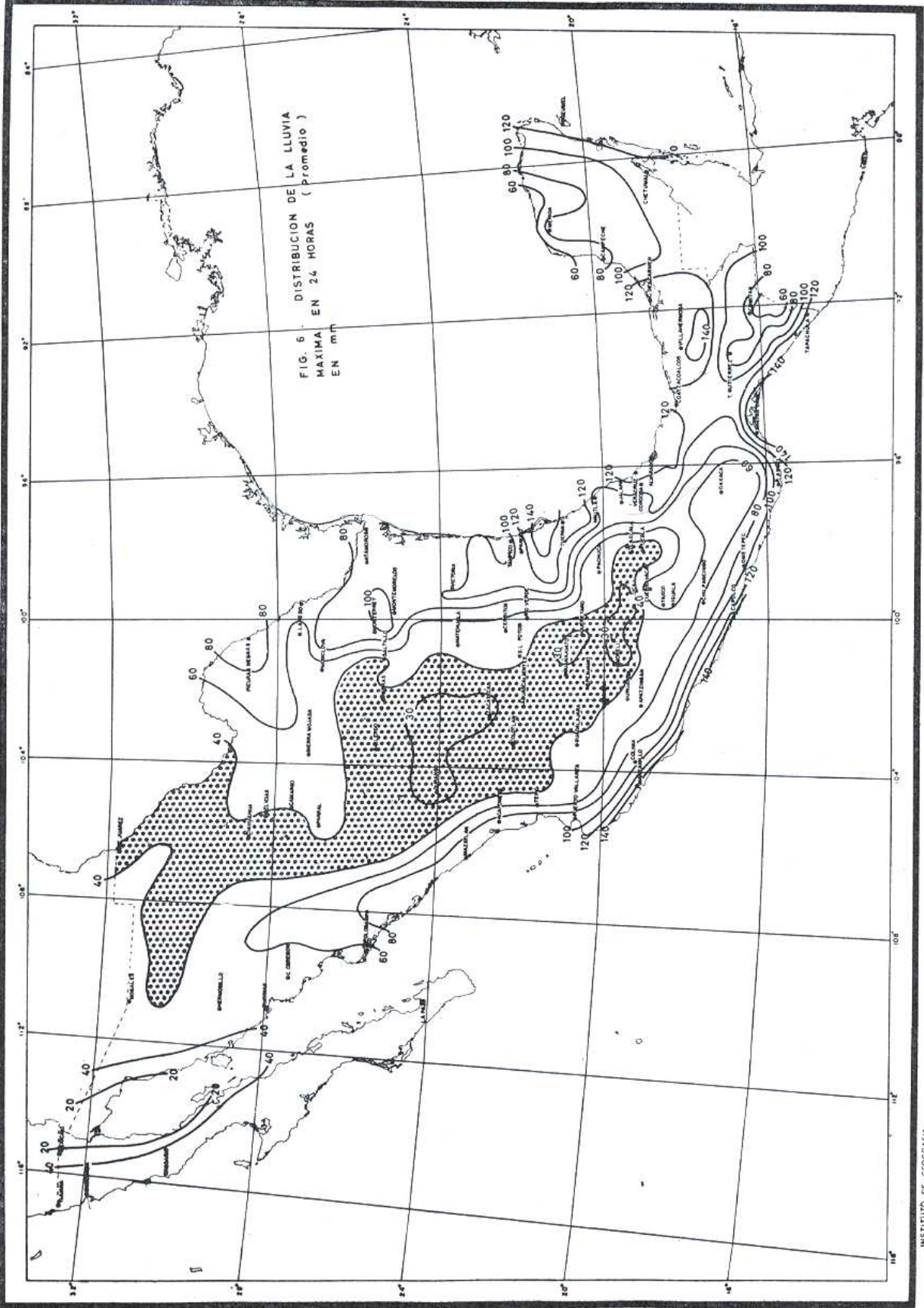


FIG. 6 - DISTRIBUCION DE LA LLUVIA
 MAXIMA EN 24 HORAS (promedio)
 EN mm



cia de redondez aumentan la resistencia al asentamiento y en general, mientras más alejada de la forma esférica, mayor tiempo permanecerá suspendida una partícula.

La cubierta vegetal protege el suelo contra la acción abrasiva del escurrimiento al oponer resistencia al movimiento del agua. Para oponerse al flujo del agua las partes de la planta deben quedar dentro de la profundidad del flujo. Para ofrecer más resistencia deben quedar perpendiculares a la dirección del flujo. La mayor protección se obtiene cuando la vegetación está formada por una nutrida barrera de tallos finos. Los tallos tiesos que ofrecen resistencia al pandeo ayudan a retardar el flujo.

La lluvia y el escurrimiento son más eficientes y destructivos cuando actúan conjuntamente: la primera disgrega el material y el segundo lo transporta. El carácter montañoso de gran parte de nuestro país, aunado a una concentración de la mayor parte de la lluvia en cuatro o cinco meses del año, favorecen las pendientes fuertes y el escurrimiento turbulento que propicia el proceso erosivo de los suelos por la acción del agua.

4. MEDIDAS DE PROTECCIÓN CONTRA LA EROSIÓN HIDRÁULICA

La protección contra la erosión se obtiene con la resistencia que ofrece la vegetación a la energía de la lluvia y a la del escurrimiento. Puesto que el desprendimiento del material precede al transporte, todo el proceso erosivo puede detenerse si se impide que se realice esta primera etapa. La conservación del suelo exige que cada hectárea de terreno se utilice de acuerdo a sus necesidades y a sus facultades de adaptación. La primera medida a tomar es hacer por medio de una carta o mapa el inventario físico del terreno para realizar la clasificación de su potencial agrológico.

El empleo y la conservación de los suelos están afectados por su naturaleza, el grado de avance de la erosión, su pendiente y el clima. Tomando en consideración los factores anteriores se llega al establecimiento de diversas categorías con respecto a la capacidad agrícola de los terrenos: desde aquellos terrenos que no requieren prácticas de protección para su cultivo (pendiente casi horizontal, suelo profundo y sin piedras y además exento de inundaciones), hasta los terrenos impropios para el cultivo, para el pastoreo o para bosque (terreno accidentado, pedregoso, erosionado por torrenteras).

Los métodos de protección contra la erosión comprenden: una cubierta vegetal adecuada a

las características del suelo, el establecimiento de terrazas, represas y embalses, el cultivo en surcos que sigan curvas de nivel y que formen ángulo recto con la dirección del flujo. Todas estas medidas sirven principalmente para reducir la velocidad del escurrimiento, limitando en consecuencia su capacidad para desprender el suelo y transportarlo.

5. CANTIDAD DE AZOLVES

La lluvia al caer forma filetes líquidos que escurren por el relieve; éstos al unirse forman corrientes más gruesas cada vez que se transforman en torrentes, luego en arroyos y finalmente ríos.

El *torrente* se caracteriza por tener una pendiente fuerte (mayor de 0.02) que origina una gran velocidad del agua. La energía hidráulica vence la cohesión de los suelos del cauce y los erosiona. La fuerza de la corriente arrastra los productos de la erosión que puede incluir materiales sólidos de tamaño considerable hacia las partes bajas. El torrente tiene un corto recorrido desde la cuenca receptora al canal de conducción y finalmente al cono de deyección.

En el *arroyo*, el caudal es mayor que en un torrente y pueden ser de régimen permanente; las pendientes varían de 0.02 a 0.0025.

En el *río* la corriente de agua ha adquirido su régimen normal y se erosionan, transportan y sedimentan los materiales de acarreo aportados por los torrentes, pero sin atacar profundamente las márgenes. En un río la pendiente es inferior a 0.0025.

Si se observa el perfil de un río, la pendiente del lecho va disminuyendo de la cuenca alta a la baja y a lo largo del mismo van ocurriendo los fenómenos de erosión, arrastre y depósito, de manera que en el tramo superior (de los torrentes) se producen socavaciones, en el tramo medio prevalece el transporte del material, mientras que en el tramo inferior tiene lugar la sedimentación.

Al ocurrir las avenidas a lo largo de los ríos, los materiales más gruesos son los primeros en sedimentarse; enseguida se depositan los más pequeños. Al presentarse una nueva avenida, los depósitos sedimentados son comprimidos y transportados siendo reemplazados por otros de aguas arriba. Con el rozamiento los materiales se fragmentan, desgastan y disminuyen de tamaño, por lo que en los tramos superiores quedan los de mayor tamaño, más pesados, mientras que en el tramo inferior los depósitos consisten de grava fina, arena y limos. Al transcurrir el

tiempo, el perfil longitudinal del río adopta gradualmente la forma parabólica.

La cantidad de sedimentos que son arrastrados en una cuenca se denomina *rendimiento* o producción de sedimento. El cociente de la producción de sedimento entre la erosión bruta se llama rapidez de entrega. La rapidez de entrega de una cuenca depende del tamaño del área de drenaje, de la cantidad y carácter del escurrimiento, de la topografía de la cuenca, del grado de canalización y de otros factores que determinan la habilidad del sistema de la corriente para coleccionar y transportar sedimentos.

La rapidez de entrega en cuencas grandes de pendientes suaves y pocos canales, es baja: generalmente menos de un cuarto del material erosionado es transportado hacia fuera. Por el contrario, la rapidez de entrega en cuencas pequeñas, empinadas y muy canalizadas es elevada, y más de la mitad del material erosionado puede ser transportado por la corriente.

La producción de sedimentos de las cuencas se mide haciendo muestreos del agua de escurrimiento para determinar la concentración del sedimento en la corriente. En la figura 7 se ilustra un muestreador de sedimentos.

Si se usa una relación de la concentración de sedimentos por el volumen de gasto de la corriente se tiene una medida de la carga. Como la erosión y el escurrimiento están relacionados con la extensión y el carácter de la lluvia en la cuenca, la carga de sedimentos aumenta cuando crece el gasto. Si se hace una gráfica de carga de sedimentos contra gasto de la corriente, se obtiene una curva tipo para cada estación de medición.

Alekin y Brashnikova (1962) utilizan el cociente del sedimento en suspensión (M_n) y el índice de contenido iónico (P_i), para caracterizar a los ríos con cuencas predominantemente montañosas. Las gráficas de M_n/P_i muestran que en los ríos de llanura el contenido iónico excede al sedimento en suspensión, mientras que en ríos montañosos sucede lo contrario. Estos autores concluyen que en los ríos cuyas aguas tienen cocientes M_n/P_i de 5:1 ocurre una fuerte erosión mecánica. Si tanto P_i como M_n son grandes, predominan la solución y erosión de rocas sedimentarias, mientras que si ambos valores son pequeños, es probable que predominen los productos debidos al intemperismo.

Fournier (1962), ha construido un mapa de *peligro de erosión* para el África Occidental donde propone ecuaciones de regresión que llama de *degradación específica*, de la forma:

$$D. S. = aC - b \dots\dots\dots (7)$$

donde:

$$C = \frac{P^2}{P} \quad \text{coeficiente climático.}$$

p = precipitación que cae en la cuenca durante el mes más lluvioso del año.

P = precipitación anual.

La carga de sedimentos depende de la topografía, para lo cual Fournier usa: H^2/S

donde:

H = altura media de la cuenca.

S = proyección del área de la cuenca.

Para relieve montañoso: $H^2/S > 6$; este autor encuentra la ecuación:

$$D. S. = 6.14C - 49.78; \text{ cuando } C < 20 \text{ y es válida para } C > 8.$$

Si el relieve es tendido ($H^2/S < 6$) cuando $C > 20$ y válida para $C > 17$: $D. S. = 27C - 475$.

6. DAÑOS DE LOS AZOLVES A LAS OBRAS HIDRÁULICAS

Los daños ocasionados por los azolves pueden ser: (Bistraín, 1965).

1. En vasos de las presas de almacenamiento.
2. En presas derivadoras.
3. En canales para riego, generación de energía eléctrica.
4. Drenajes principales.
5. Equipos hidráulicos.

En la figura 8 se muestra el proceso de azolve de una presa; el material grueso queda en el extremo del vaso; más adelante las arenas, y, cerca de la cortina el depósito fino (limos y arcilla). En los desagües y sistemas de riego los azolves ocasionan los siguientes perjuicios:

a) Al obstruirse la sección de desagüe o drenaje principal se restringe el paso de los escurrimientos de la cuenca drenada, especialmente el de la avenida máxima, pudiendo provocar la destrucción del canal principal.

b) En los drenajes secundarios impide el escurrimiento de las aguas excedentes de riego.

c) Los azolves que pasan por las tuberías de presión de una planta hidroeléctrica, desgastan las mismas y se incrementa el coeficiente de fricción, lo que se traduce en pérdidas de energía.

d) Otras partes que se desgastan son los chiflones y válvulas, que deben reponerse con cierta frecuencia cuando la carga de azolve es considerable.

No hay un procedimiento único que resuelva o elimine el problema de los azolves en las presas de almacenamiento; con frecuencia debe conjugarse la acción de varios de ellos.

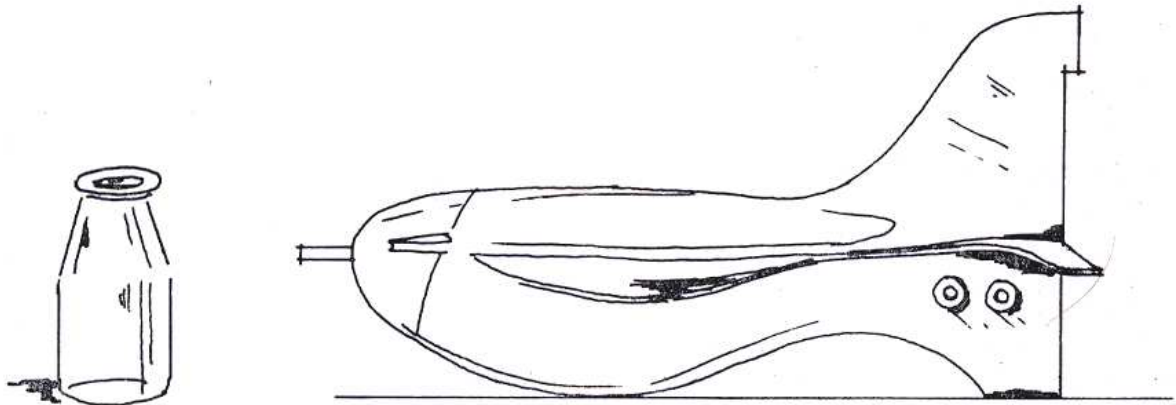


FIGURA 7. MUESTRADOR DE AZOLVES. *La botella se coloca dentro del muestrador y éste se sumerge en la corriente. Las aletas mantienen al instrumento de cara a la corriente. La muestra entra a la botella por el tubo de la nariz.* (Gottschalk y Jones, 1955).

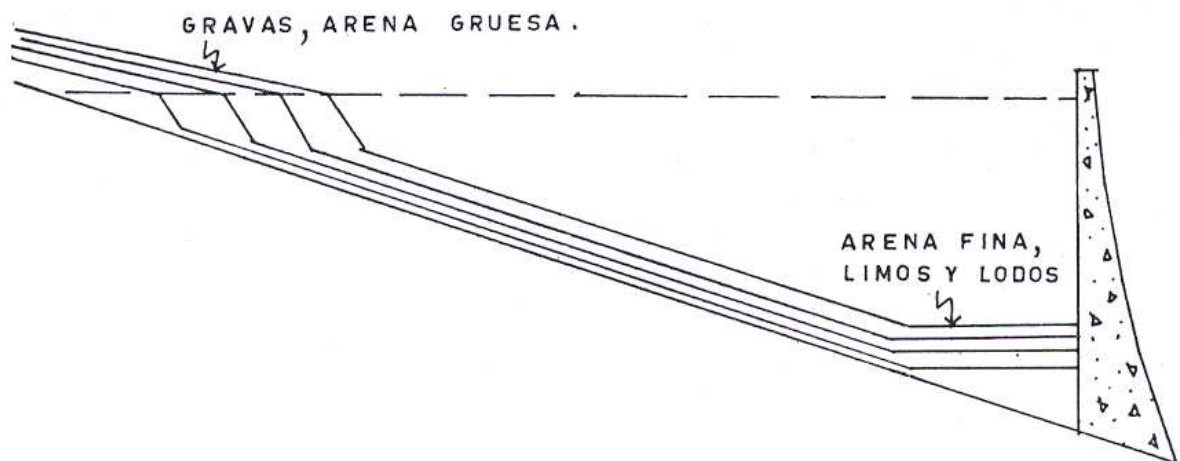


FIGURA 8. PROCESO DE AZOLVE DE UN VASO DE ALMACENAMIENTO. (Bistraín, 1965).

7. MÉTODOS PARA LA PREVENCIÓN DE LOS AZOLVES

El dejar azolvar prematuramente los vasos significa un acortamiento de su vida útil, y aun cuando se tenga prevista la construcción, en el futuro de otros almacenamientos en la misma cuenca, el costo del metro cúbico almacenado en la nueva presa resulta mucho mayor cada vez. Los procedimientos para la reducción de los azolves pueden ser: (Bistraín, 1965).

- I. tradicionales.
- II. preventivos.

I. *Los métodos tradicionales.* Entre éstos pueden mencionarse:

- a) El uso de compuertas o válvulas de fondo.
- b) Vaciado rápido del agua almacenada en el embalse por compuertas de gran capacidad.
- c) Extracción mecánica de azolves.

Con las compuertas de fondo se obtiene un resultado parcial ya que únicamente se arrastra el azolve inmediato a las compuertas formándose unos embudos. En el embalse de Iril Emda, Argelia, se diseñó para la extracción de limos una serie de válvulas insertadas en conductos de 40 cm de diámetro, provistos de un dispositivo de inyección de agua a presión, que facilita la disgregación de los tapones. La mayoría de las primeras presas construidas en el país antes de 1926, están provistas de compuertas de fondo (aguja o compuertas deslizantes), como las presas de la Olla, en Guanajuato, la de Chuvíscar en Chihuahua, la San José en San Luis Potosí.

La antigua presa de Tepetitlán, México, estaba construida para dar salida rápida a los sedimentos del vaso al concluir el ciclo anual de riegos. Sin embargo, este procedimiento requiere la disponibilidad de volúmenes excedentes por lo que en nuestro país no es recomendable (Bistraín, 1965). Las compuertas de fondo originan problemas de apertura y cierre; además se generan grandes velocidades, presiones y cavitaciones del agua que pueden resultar peligrosas para la estructura y su eliminación encarece considerablemente el costo de la obra.

Por otra parte, la mayoría de los regímenes de nuestros ríos oscila entre caudales escasos durante el periodo de sequía a caudales y avenidas de magnitud extraordinaria que ocasionan graves daños; por lo que no es posible darse el lujo de eliminar los azolves de un vaso a costa

de los volúmenes útiles almacenados que pueden destinarse a otros servicios.

La remoción de azolves por medios mecánicos resulta cada vez más costosa.

II. *Los métodos preventivos.* Comprenden la consideración de los siguientes puntos:

1. Selección del lugar más adecuado para la construcción del embalse.
2. Control de los azolves que entran al vaso.
3. Conservación de los suelos de la cuenca.
4. Remoción del azolve depositado.

Es común considerar en el proyecto una capacidad adicional destinada a los azolves; hasta un diez por ciento; pero a veces resulta insuficiente. Según los datos observados (Bistraín, 1965) los vasos tienden a azolvarse con mayor rapidez cuando la relación entre la capacidad del embalse y el escurrimiento medio de la cuenca es inferior a la unidad.

Para reducir los azolves que entran al vaso se consideran los siguientes puntos:

1. Corrección de torrentes, reforestación y conservación de los suelos de la cuenca.
2. Formación de barreras de árboles y vegetación en el área inmediatamente aguas arriba del vaso.
3. Construcción de embalses y estructuras para control de azolves asociado con otro objetivo.

La formulación y aplicación de un plan integral que incluya los puntos anteriores requiere la colaboración de otras ramas de la ingeniería.

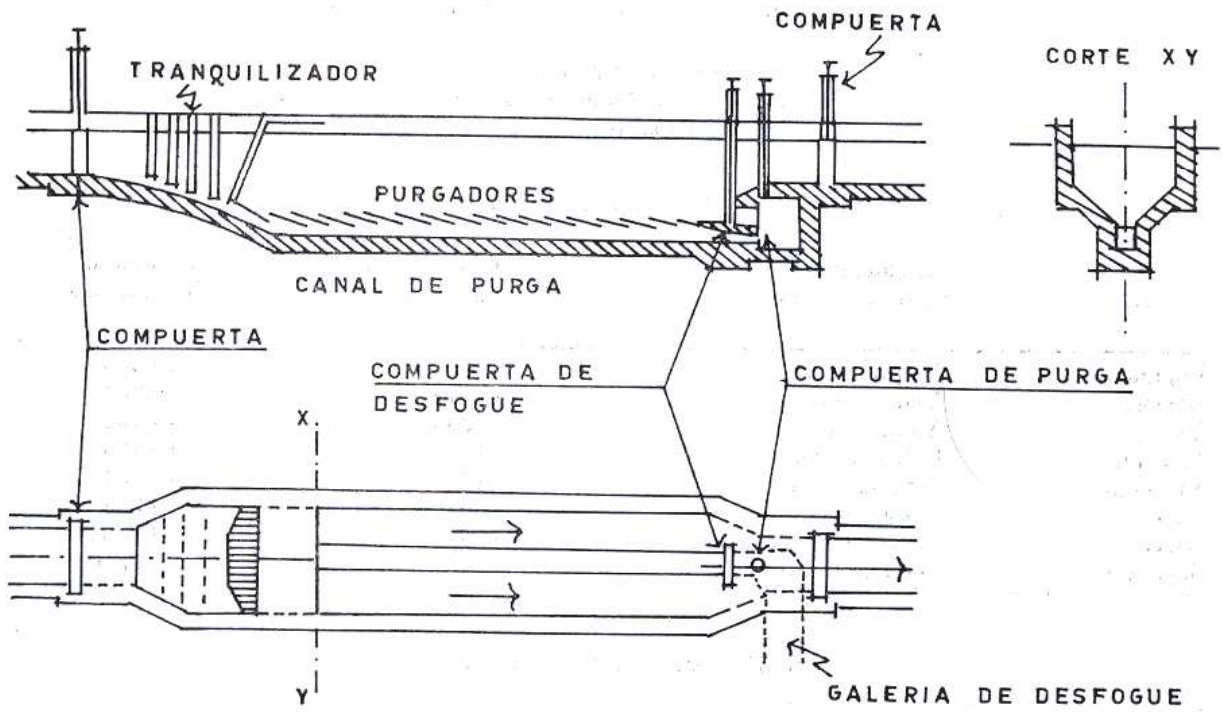
LOS DESARENADORES

La entrada de azolves al vaso se reduce mejorando los diseños de las presas derivadoras y en las obras de toma, empleando desarenadores eficientes. Los desarenadores se clasifican en dos grupos según las características del material de acarreo:

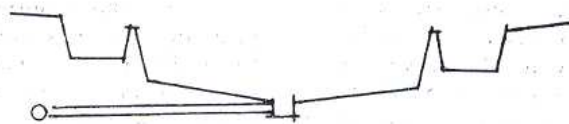
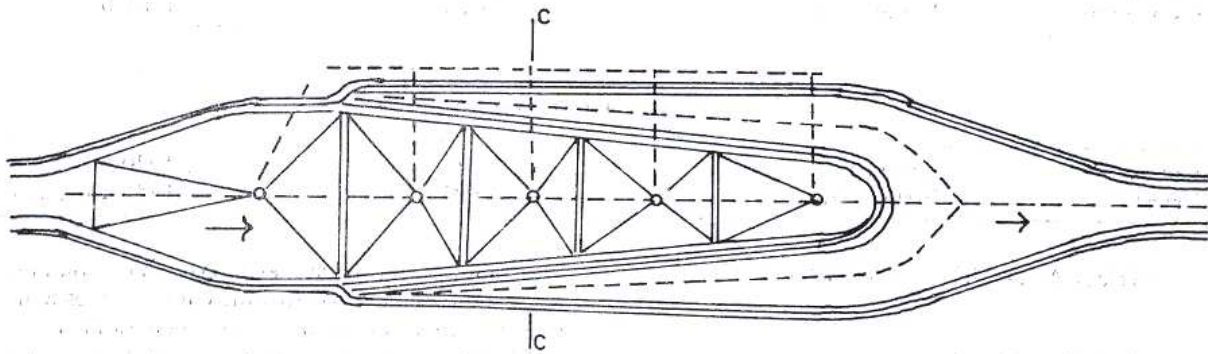
1. Para material grueso: gravilla, cantos rodados, gravas.
2. Para material fino: arenas, limos.

En la figura 9 se muestran dos esquemas de desarenadores.

FIGURA 9
 ESQUEMAS DE DESARENADORES (Bistraín, 1965)



ESQUEMA DE DESARENADOR TIPO DUFOUR



CORTE C C
 SEDIMENTADOR Y DESARENADOR TIPO ITALIANO

8. DATOS SOBRE AZOLVES EN RÍOS DE MÉXICO

Tabla II

Los azolves en ríos de México (Bistraín, 1965)

- A. Vertiente del Pacífico
- B. Vertiente del Golfo de México
- C. Ríos de cuencas interiores

A. Vertiente del Pacífico

Río	Localización Cuenca del río	Azolve Vol. escurrido (%)	Período de observaciones
Papigochic	Yaqui, Chih.	0.1086	1942-58
Bavispe	Yaqui, Son.	0.6840	1939-41
Yaqui	Yaqui, Son.	0.3205	1946-47
Humaya	Culiacán, Sin.	0.1073	1940-51
Santiago	Santiago, Nay.	0.1771	1943-47
Atoyac	Balsas, Pue.	0.4696	1938-42
Balsas	Balsas, Gro.	0.3373	1954-58
Suchiate	Suchiate, Chis.	0.0198	1956-60

B. Vertiente del Golfo de México

Tula	Pánuco, Hgo.	0.2970	1940-45
Meztlán	Pánuco, Hgo.	0.1275	1942-59
Guayalejo	Pánuco, Hgo.	0.0821	1946-59
Grijalva	Grijalva, Chis.	0.1115	1960
Usumacinta	Usumacinta	0.0100	1951-60

C. Ríos con cuencas interiores

Lerma	Lerma, Gto.	0.1925	1940-47
Nazas	Nazas, Dgo.	0.1509	1938-45

EROSIÓN DEBIDA AL VIENTO

1. GENERALIDADES

Una gran parte de los suelos del norte y noroeste semiárido y árido del país se encuentra sometida a los efectos de la erosión del viento; otras zonas secas como la región de Tehuacán en Puebla, la del norte y centro del Valle de México, la cuenca del Río Balsas y el noroeste de la Península de Yucatán también sufren la acción erosiva de los vientos.

En general donde el suelo está finamente fragmentado y desnudo o poco cubierto con

vegetación, y el viento es fuerte, hay condiciones propicias para la erosión eólica. La estación más peligrosa es la de secas (generalmente de noviembre a abril), cuando el viento es más fuerte debido a las invasiones de aire polar y a que el suelo tiene entonces la menor cubierta vegetal.

La principal causa de la erosión del viento es desde luego la escasez de vegetación del suelo. El problema de erosión del suelo está ligado con la forma en que se utiliza el mismo. El intemperismo ocasiona el aflojamiento y la desintegración estructural del suelo. Al secarse y mojarse alternadamente el suelo, sus componentes tienden a disgregarse en gránulos que son

muy susceptibles de ser erosionados. Los efectos de la intemperización son grandes en la superficie y disminuyen rápidamente con la profundidad. La vegetación y los residuos vegetales protegen generalmente este material granulado de la superficie contra la erosión del viento.

2. EL PROCESO DE EROSIÓN EÓLICA

Las lluvias ligeras pueden alejar temporalmente el peligro de las tolvaneras al cementarse las partículas finas formando una costra que resiste la fuerza del viento. Pero las lluvias fuertes tienden a alisar la superficie del suelo dejando algunos gránulos de arena sueltos. Sin embargo, tan pronto como se seca la costra, los gránulos superiores pueden ser removidos por el viento. Chepil, 1957, describe la erosión producida por el viento de la siguiente manera:

El movimiento comienza con los granos expuestos en la superficie. La fuerza del viento los afloja y los mueve una distancia corta sobre la superficie; luego, repentinamente, los lanza hacia arriba en un movimiento a saltos llamado *saltación*; la altura de los saltos varía con el tamaño y densidad de las partículas del suelo, la rugosidad de éste y la velocidad del viento.

Las partículas más grandes no saltan, sino ruedan; a este movimiento se le llama *rodamiento superficial*. Algunas partículas saltan unos 30 o 60 cm según su 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 rodar. El movimiento de los granos por rodamiento superficial es inducido principalmente por los impactos de las partículas en saltación. El intercambio del movimiento de saltación y rodamiento es constante.

Los granos más finos golpeados por las partículas en saltación se elevan y viajan distancias considerables a cierta altura antes de volver a depositarse. Este transporte por *suspensión* es muy espectacular y en la segunda mitad de la época de secas pueden observarse en el Valle de México enormes cortinas de fino polvo en suspensión que viaja atravesando la zona urbana de la ciudad de México para luego depositarse horas más tarde sobre la capital.

Según Chepil, 1957, este polvo fino es muy resistente al movimiento por la fuerza directa

del viento ya que se adhiere a la superficie y también porque está sumergido por debajo del flujo turbulento del aire. 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 de aire. Una vez elevado en el aire, el polvo sube cada vez más en la atmósfera por las corrientes convectivas turbulentas. Estas corrientes tienen velocidades de uno a dos metros por segundo, suficiente para elevar partículas de arcilla, limo y aun arena fina.

El viento erosivo es turbulento en todos los niveles, excepto en una capa muy delgada de una fracción de milímetro; ahí la velocidad de avance es cero; pero arriba de esta capa la velocidad del viento aumenta rápidamente con la altura. Muy poco puede hacerse para aminorar la turbulencia del aire, pero la velocidad del viento en la superficie puede reducirse por varios medios. Un decrecimiento pequeño de la velocidad del viento cerca del suelo produce una disminución relativamente grande en la cantidad posible de erosión del suelo, ya que la fuerza del viento varía con el cuadrado de la velocidad. La atenuación del viento, en la superficie, es pues uno de los principios que controlan la erosión.

La concentración de partículas de suelo acarreadas por el viento es mayor en la superficie del suelo y decrece rápidamente con la altura. Las partículas más gruesas tienden a moverse más cerca del suelo que las más finas. Generalmente, un 90 a 98 por ciento (según Chepil) de las partículas en saltación se encuentran debajo de una altura de 30 cm sobre el suelo. Desde luego, la proporción de los tres tipos de movimiento varía según el tipo de suelo. Según los experimentos de este autor, entre un 50 a 75 por ciento del peso del suelo es acarreado por saltación; un 3 a 40 por ciento va en suspensión y de un 5 a 25 por ciento de las partículas transportadas lo hace por rodamiento.

La distancia de los saltos depende de la altura de la saltación y del gradiente del viento y es unas siete veces la altura del salto cuando éste es de hasta 5 cm y 10 veces cuando es mayor de 15 cm (Chepil, 1957). La fuerza que ejerce el viento sobre el suelo es el *arrastre superficial* Z , dado por la ecuación:

$$Z = \rho u_x^2 \dots \dots \dots (1)$$

donde ρ es la densidad del aire y u_x es la velocidad de arrastre que contiene el gradiente del viento según la expresión siguiente:

$$u = \frac{u_x}{k} \ln \frac{z + z_0}{z_0} \dots \dots (2)$$

donde u es la intensidad del viento a la altura z; u_x es la velocidad de arrastre que depende del cambio de la intensidad del viento con la altura; k es la constante de Von Karmán (0.4); z₀ es el parámetro de rugosidad que depende de la aspereza del suelo (todas las unidades en cm/seg). Este parámetro de rugosidad varía, según Tani, Inoue e Imai (1955), así:

VALORES DEL PARÁMETRO DE RUGOSIDAD

(z₀) (Tani, Inoue e Imai 1955)

Campo de trigo	(80 cm)	... 20.0
Campo de papas	(30 cm)	... 3.5
Campo de pasto grande		... 4.0

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 la costra del suelo, originadas 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. Éste es el efecto llamado de *alud* o *avalancha*.

El recorrido que tiene el viento sobre el área semiárida del noreste del Valle de México es largo y, por lo tanto, la erosión del suelo es máxima en el borde noreste y este del área urbana de la ciudad de México, que recibe así el impacto directo del efecto de avalancha o alud de la tolvanera. Una vez que el frente de la tormenta de polvo entra al área urbana, privadas de su fuente de abastecimiento, las partículas de polvo en suspensión acusan una concentración decreciente hacia el sur ya que al cruzar la ciudad se van depositando gradualmente.

La frecuencia de las tolvaneras en la ciudad de México se muestra en la tabla III.

Tabla III

Frecuencia de las tolvaneras del Valle de México, observadas desde el Observatorio Meteorológico de Tacubaya. Periodo 1923-58 (Jáuregui, 1960) (De una o más horas de duración)

Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
7.0	9.1	13.2	10.4	6.9	6.5	3.0	1.3	0.8	1.8	2.7	4.9	67.7

3. MEDICIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE POLVO EN UNA TOLVANERA

Chepil, 1957, hizo mediciones de la concentración de polvo en las tolvaneras a diversas alturas sobre el suelo. La relación de concentración de polvo con la altura, vaciada en papel logarítmico aparece como una recta (figura 10), y este investigador la expresa por una ecuación de la forma:

$$C = \frac{a}{Y^n} \dots \dots \dots (3)$$

donde:

C = concentración en mg/pie³ a una altura Y (en pies).

Los valores promedio de las constantes según este autor fueron:

$$a = 12.4$$

$$n = 0.28$$

Chepil encontró que los valores de las constantes variaron poco de un año a otro; sin embargo, la ecuación (3) no puede usarse con confianza más allá de los 1500 m.

4. RELACIÓN ENTRE LA VISIBILIDAD HORIZONTAL Y LA CONCENTRACIÓN DE POLVO

Otra forma de estimar la concentración de polvo es por medio de la visibilidad horizontal; ésta disminuye al aumentar la concentración de partículas. El mismo Chepil encontró que vertiendo los datos de concentración (en mg/pie³) a 6 pies (1.85 m) de altura contra la visibilidad medida en millas, en papel logarítmico (figura 11), los puntos se alinean y la ecuación de

RELACIONES ENTRE LA CONCENTRACIÓN DE POLVO CON LA ALTURA Y CON LA VISIBILIDAD EN UNA TOLVANERA (según Chepil, 1957).

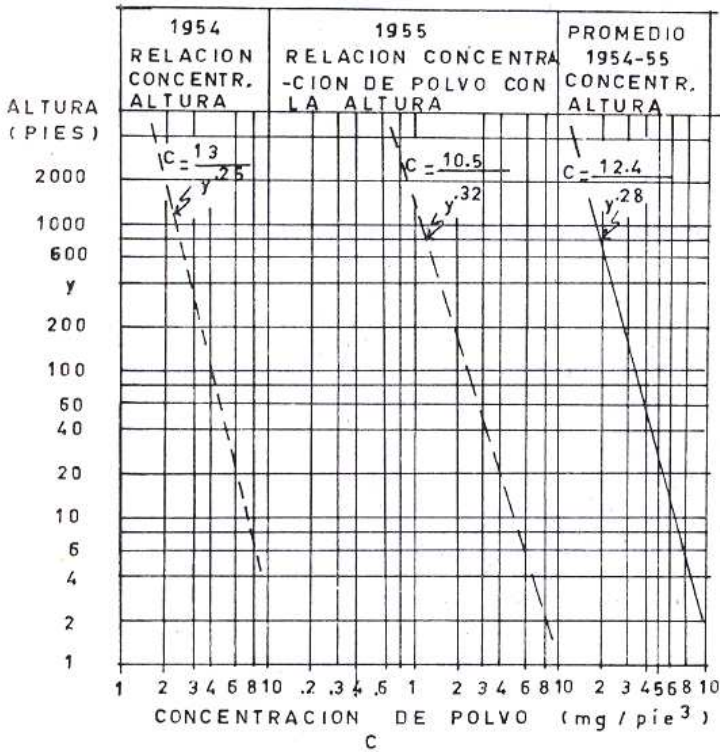


FIGURA 10

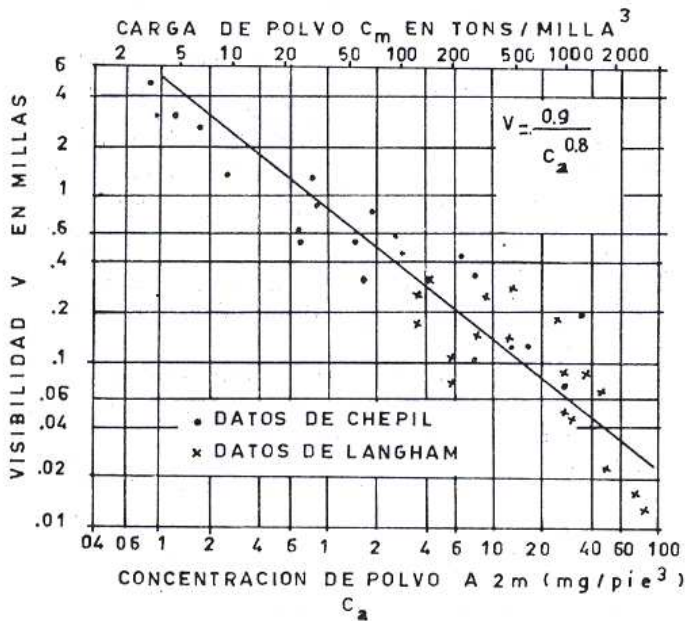


FIGURA 11

regresión por el método de los mínimos cuadrados resultó:

$$V = \frac{0.9}{C_a^{0.8}} \dots\dots\dots (4)$$

donde:

V = Visibilidad en millas.

C_a = Concentración de polvo (en mg/pie³) a 1.85 m de altura.

Si se desea conocer la concentración de polvo (en toneladas por milla cúbica), conociendo la visibilidad en una tempestad, puede utilizarse la expresión encontrada experimentalmente por Chepil:

$$C_m = \frac{29.5}{V^{1.25}} \dots\dots\dots (5)$$

Esta expresión permite estimar la concentración de partículas de polvo si se cuenta con los datos de visibilidad horizontal en una determinada tempestad de polvo. Sería conveniente comprobar si las constantes dadas por Chepil en esta ecuación no sufren alteración en el Valle de México y en otros lugares del país azotados por estas tormentas.

5. EFECTOS DE LA EROSIÓN DEL VIENTO

Los efectos de la erosión eólica son serios y cubren grandes extensiones del centro y norte del país. La fertilidad de los suelos se reduce. La fracción más fina (arcillas, limos y materia orgánica), es transportada a grandes distancias donde se deposita y es acarreada por el escurrimiento. Eventualmente el producto de la erosión del suelo, por el viento, puede contribuir a la carga de azolves en las presas, sobre todo en las regiones secas del país.

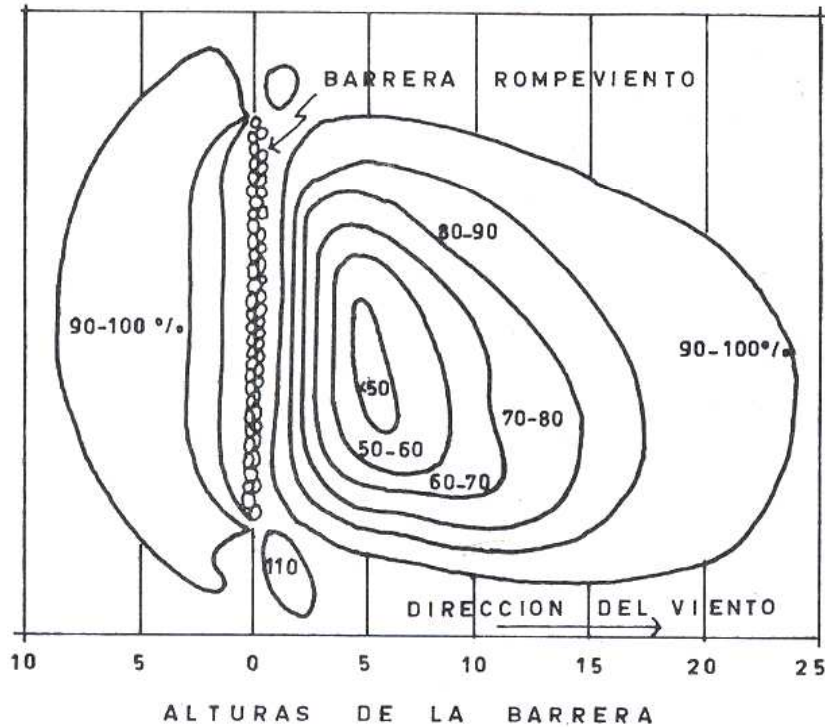
6. MÉTODOS DE PROTECCIÓN CONTRA LA EROSIÓN DEL VIENTO

Se basan principalmente en:

- a) La protección del suelo por medio de la vegetación y de los residuos vegetales después de la cosecha.
- b) Hacer la superficie del suelo más rugosa produciendo terrones que reduzcan la ve-

FIGURA 12

PORCENTAJE DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO NORMAL CERCA DE UNA BARRERA ROMPEVIENTO CON UNA DENSIDAD MEDIA DE 50% (Bates, 1944).



- locidad del viento y atrapen las partículas en movimiento.
- c) Producir agregados de suelo estables suficientemente grandes para resistir la fuerza del viento.
- d) Establecer (perpendicularmente al recorrido del viento), a intervalos, barreras de árboles o arbustos rompevientos o bandas de cultivos u otra vegetación para reducir la velocidad del viento y frenar el efecto de alud o avalancha.

En general los cultivos que crecen en forma apretada son más efectivos para el control de la erosión que aquellos que se encuentran separados. La efectividad de la protección que ofrece el cultivo depende de su etapa de crecimiento, densidad de las plantas, dirección de los surcos, anchura de las franjas, clase de cultivo y condiciones climáticas.

Las barreras rompevientos

Las barreras rompevientos son valiosas no sólo para el control de la erosión sino que reducen la evaporación y modifican favorablemente el microclima del área protegida viento abajo. En la figura 12 se muestra la distribución de la velocidad relativa cerca de una barrera de

árboles con una densidad de 50 por ciento. La velocidad del viento resulta afectada en una distancia de 24 veces la altura de la barrera del lado de viento abajo y unas 8 veces la altura del lado viento arriba (Bates, 1944).

Las barreras de árboles deben tener la misma densidad desde el suelo hasta las copas de los árboles para que filtren uniformemente y levanten el viento de la superficie. La velocidad del viento en los extremos de la barrera es mayor hasta en un 20 por ciento que la velocidad en el campo abierto; por lo tanto, las barreras largas son más efectivas que las cortas. Los caminos que crucen la barrera lo deberán hacer en diagonal o en curva para evitar los claros en la barrera.

En pruebas hechas en un túnel de viento, Woodruff y Zingg, 1952, encontraron que la distancia de protección que ofrece una barrera es:

$$d = 17h \frac{v_m}{v} \cos \theta \dots\dots\dots(6)$$

donde:

- d = distancia de protección.
- h = altura de la barrera en las mismas unidades que d.

- v_m = velocidad mínima del viento (a 15 m de altura), necesaria para mover la fracción más erosionable del suelo.
 v = velocidad real del viento a 15 m.
 θ = ángulo de desviación de la dirección del viento dominante, tomado a partir de una perpendicular a la barrera.

Chepil, 1959, encontró que v_m para una superficie lisa, después de iniciada la erosión, es de unos 34 km/hr (unos 9 m/s). Para esta condición y para un viento dominante normal a la línea de la barrera, la ecuación (6) se reduce a:

$$d = 365 h/v \dots\dots\dots (7)$$

Esta ecuación es válida para velocidades del viento menores de 17 m/s, que es ya un viento bastante fuerte.

En nuestro país algunos de los árboles y arbustos que se pueden utilizar como barreras rompevientos y que se adaptan con cierta facilidad a los ambientes semiáridos y aun a suelos relativamente pobres, son los siguientes:

- a) el eucalipto (*Eucalyptus 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, etcétera.

7. PROTECCIÓN DE LOS SUELOS DEL ÁREA VECINA AL LAGO DE TEXCOCO

Esta zona es la principal fuente de polvo que alimenta a las tolvaneras que se abaten sobre la ciudad de México. Los suelos tienen una elevada cantidad de sales (de sodio, potasio y magnesio principalmente) debido a la intensa evaporación (de 1800 mm en San Juan de Aragón).

Existen algunas plantas herbáceas que pueden prosperar en estos suelos como la conocida popularmente como romero, que abunda en la vecindad del ex vaso de Texcoco. Otras especies halófilas herbáceas que podrían intentarse para fijar los suelos y reducir la erosión eólica en esta área son:

- Sporobolus pallidus, argutus, poiretii* (pastos de laguna).
- Suaeda fruticosa* (romero).
- Salsola foetida* (maromero).
- Europhobia granulata* (hierba de la golondrina).
- Fagonia cretica, californica*.

El lavado de los suelos salinos del área mencionada, ofrece también buenas perspectivas para rehabilitar extensas áreas de tierras hasta ahora improductivas. Esta operación se ha experimentado ya con cierto éxito en el área vecina a San Juan de Aragón.

8. RESUMEN Y CONCLUSIONES

Se han descrito brevemente las etapas del ciclo hidrológico: la evaporación, precipitación e infiltración según se observan en nuestro país. Después se ha examinado la acción erosiva del escurrimiento superficial sobre los suelos, así como los efectos de los sedimentos en las obras hidráulicas.

La producción de sedimentos en una cuenca hidrológica, depende de la frecuencia e intensidad de las lluvias, las pendientes de los suelos y la calidad de éstos, así como la forma de utilizar la tierra. En este aspecto una gran extensión de nuestro país se encuentra en desventaja debido a la concentración de las lluvias en cuatro o cinco meses del año y a las fuertes pendientes de amplias zonas de suelos.

Finalmente se describe el proceso de erosión debido al viento que durante la estación de secas afecta los suelos áridos y semiáridos del centro y norte de nuestro país. Asimismo se proponen algunas medidas de protección contra estos fenómenos, particularmente para el área del ex vaso de Texcoco, utilizando vegetación herbácea y barreras rompevientos.

La pérdida de volumen de almacenamiento de agua en las presas, debido a la deposición de sedimentos al acortar la vida útil de las estructuras hidrológicas, encarece el agua. Los azolves dan origen a nuevos problemas para la localización de nuevos sitios de almacenamiento cuando llegue el momento de abandonar una presa por haberse colmado de azolves.

En los Estados Unidos una quinta parte de los almacenamientos de agua para abastecimiento municipal tendrán una vida útil de menos de cincuenta años y otro 25 por ciento tendrá una duración de cincuenta a cien años (Brown, 1954), y sólo el otro cincuenta por ciento de las presas durará más de cien años. Es probable que en nuestro país la situación sea todavía menos favorable.

Ya que las medidas para reducir la producción de azolves de una cuenca tienen un efecto a largo plazo, el problema de los azolves no puede tener en la actualidad una solución radical y el ingeniero proyectista tendrá que tomar en cuenta los espacios adecuados para alojar la producción de sedimentos de manera que la estructura resulte económica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bates, C. G. *Shelterbelt influences*, *Journal of Forestry*, vol. 42, 1945, pp. 86-92.
- Bistraín, P. *Los azolves en las obras hidráulicas*, *Ing. Hidr. en México*, vol. 19, núm. 1, 1965.
- Brazhnikova, L. V., Alekin, O. A. *Correlación entre el escurrimiento iónico y el correspondiente a sustancias en suspensión*, *Akademia Nauk, SSSR, Doklady*, 146 (1), *Meteorological and Geostrophysical Abstracts*, vol. 15, núm. 2, 1965.
- Chepil, W. S. *Erosion of soil by wind*, *Soil, Yearbook of Agriculture*, U. S. Dept. of Agriculture, Washington, 1957.
- Chepil, W., Woodruff, N. P. *Sedimentary characteristics of Duststorms, Visibility and Dust Concentrations*, *American Journal of Science*, vol. 255, 1957, pp. 104-114.
- Fournier, F. *Carte du dérangement d'érosion en Afrique au sud du Sahara*, *Bureau Inter-africain de sols, Jardin de Plantes*, 1962, Paris.
- Berry, F., Bollay, E. *Handbook of Meteorology* (ed), McGraw-Hill, 1945, pp. 738.
- Hosler, Ch. "A Study of Easterly Waves in the Gulf of Mexico", *Bulletin American Meteorological Society*, vol. 37, núm. 3, 1956, p. 101.
- Inoue, E., Tani, N. *Some measurements of Wind over Cultivated Field*, *Journal of Agricultural Meteorology*, 10, núms. 3-4, Tokyo, 1955.
- Jáuregui, E. *Las tolvaneras de la ciudad de México*, *Ing. Hidr. en México*, vol. 14, núm. 2, 1960.
- Organización de las Naciones Unidas para la alimentación y la agricultura* (FAO). *La défense de terres agricoles contre l'érosion éolienne*, Roma, 1960.
- Osborn, B. *How Rainfall and Runoff Erode the Soil*, *Water, Yearbook of Agriculture*, U. S. Dept. of Agriculture, Washington, 1965.
- Pouquet, Jean. *L'érosion, Que sais-je?*, Presses Universitaires de France, Paris, 1951.
- Shwab, G., Frevert, R., Edminster, T. *Soil and Water Conservation Engineering*, J. Wiley, Nueva York, 1966.
- World Meteorological Organization. *Windbreaks and Shelterbelts*, Technical Note, núm. 59, Ginebra, 1964.