

Geografía para el siglo XXI

# Principios de Hidrogeografía Estudio del Ciclo Hidrológico

Laura Elena Maderey Rascón  
Colaborador: Arturo Jiménez Román



*Serie Textos Universitarios*  
Núm. 1, 2005



**Principios de Hidrogeografía.  
Estudio del Ciclo Hidrológico**

Laura Elena Maderey Rascón  
con la colaboración de Arturo Jiménez Román

Instituto de Geografía  
Universidad Nacional Autónoma de México  
*Serie Textos Universitarios*, Núm. 1  
2005



**Principios de Hidrogeografía.  
Estudio del Ciclo Hidrológico**

Laura Elena Maderey Rascón  
con la colaboración de Arturo Jiménez Román

Esta investigación, arbitrada por pares académicos externos, se privilegia con el aval de la institución editora, propietaria de los derechos correspondientes.

**Principios de Hidrogeografía.  
Estudio del Ciclo Hidrológico**

ISBN: 970-32-2812-7

Primera edición: 2005

D.R. © 2005. Universidad Nacional Autónoma de México  
Instituto de Geografía

Impreso y hecho en México.

Geografía para el siglo XXI (Obra General)  
Serie Textos Universitarios  
ISBN: 970-32-2965-4

Coordinación editorial: Agustín Fernández Eguiarte  
Cuidado de la edición: Martha Pavón López  
Formación de textos: Eduardo Estrada H.  
Diseño de portada: Ciro Javier Orta Hernández

## ÍNDICE

Introducción .....	7
I. EL AGUA EN LA NATURALEZA.....	11
1. Ciclo hidrológico .....	11
2. Balance hidrológico .....	12
II. PRECIPITACIÓN .....	15
1. Tipos de precipitación .....	15
2. Distribución zonal de la precipitación .....	17
3. Intensidad de la precipitación .....	19
4. Medida de la precipitación .....	21
5. Aparatos de medida y registro .....	24
6. Rocío (precipitación oculta) .....	37
7. Cálculo de la precipitación media sobre un área .....	39
III. EVAPORACIÓN Y TRANSPIRACIÓN .....	43
1. Evaporación .....	43
1. Poder evaporante de la atmósfera .....	43
2. Tipos de evaporación .....	49
3. Evaporación desde superficies líquidas .....	50
4. Evaporación desde la nieve y el hielo .....	52
5. Evaporación desde el suelo .....	52
2. Transpiración .....	54
IV. INFILTRACIÓN Y HUMEDAD DEL SUELO .....	57
1. Infiltración .....	57
1. Concepto .....	57
2. Capacidad de infiltración .....	57
3. Medida de la infiltración .....	58
2. Humedad del suelo .....	60
1. El suelo y el agua .....	60
2. Diferentes estados del agua en el suelo .....	62
3. Circulación del agua en el suelo .....	63
4. Medida del contenido y de la tensión de humedad del suelo .....	64
V. ESCURRIMIENTO .....	67
1. Concepto .....	67
2. Ciclo del escurrimiento .....	68
3. Factores que afectan al escurrimiento .....	70
1. Factores climáticos .....	70
2. Factores fisiográficos .....	70

4. Medida del escurrimiento .....	75
1. Medida del nivel de agua .....	76
2. Medida de la velocidad del agua .....	79
5. Gráficas relativas al escurrimiento .....	81
6. Medida del caudal sólido de los ríos .....	84
1. Medida del caudal de acarreos .....	84
2. Medida del caudal sólido en suspensión .....	84
VI. AGUA SUBTERRÁNEA .....	87
1. Concepto .....	87
2. Distribución del agua en el subsuelo .....	87
1. Zona de aereación .....	87
2. Zona de saturación .....	88
3. Factores que condicionan la presencia y el movimiento del agua subterránea .....	89
1. Precipitación .....	89
2. Forma del terreno .....	89
3. Geología .....	91
4. Vegetación .....	92
4. Movimiento o flujo del agua subterránea .....	92
5. Prospección del agua subterránea .....	94
VII. APROVECHAMIENTO DE LOS RECURSOS HIDROLÓGICOS .....	95
RECONOCIMIENTOS .....	99
BIBLIOGRAFÍA .....	100

## INTRODUCCIÓN

El agua es un elemento indispensable para el desarrollo de la vida sobre la Tierra. El hombre siempre se ha preocupado por ella para satisfacer tanto sus necesidades básicas y secundarias, como otras que se iban generando a medida que, con la evolución, sus prioridades se modificaron y vio en el agua un medio para satisfacer las demandas de consumo que crecían cada vez más, a diferencia de los recursos hidrológicos que eran permanentes. Esta situación dio lugar a la creación de la hidrología como ciencia, con objeto de estudiar el agua en sus diversos aspectos y lograr su mejor aprovechamiento.

La hidrología es una ciencia nueva que apareció como tal a fines del siglo XIX, pero sólo en su aspecto cualitativo, ya que desde el punto de vista cuantitativo se empezó a considerar a partir de la tercera década del siglo XX, cuando ya no sólo se preocupaba de las propiedades del agua, sino que trataba de medirlas y analizarlas después de reunir los datos estadísticos correspondientes; sin embargo, se podría decir que la hidrología es tan antigua como el ser humano, porque trata del aprovechamiento del agua por el hombre y para la supervivencia del mismo.

En el sentido amplio del término, la hidrología tiene como objeto de estudio toda el agua de la Tierra, sin embargo, por razones prácticas, su campo ha sido limitado en varios aspectos. Así por ejemplo, la reserva más grande con que se cuenta es el océano, contiene la mayor parte del agua que abastece a la Tierra, y la ciencia que lo estudia es la oceanografía; ésta no está incluida en la hidrología que se enfoca sólo a los aspectos relacionados con las aguas continentales.

Los estudios del agua que se forma en el interior de la Tierra se hacen principalmente con la participación de la vulcanología y de otras ramas de la geología.

Una parte muy importante del agua, aunque pequeña en cantidad (0.001% del volumen total de agua sólida, líquida o gaseosa; Bethemont, 1980)), se presenta en la atmósfera en estado gaseoso, como constituyente de ella, o como partículas líquidas o sólidas suspendidas en ella. Del estudio de la atmósfera terrestre se ocupa principalmente la meteorología, aunque la hidrología, a su vez, se interesa esencialmente por el agua de origen atmosférico. De aquí que tenga que ver con la distribución geográfica del agua precipitada, ya sea en forma de lluvia, granizo o nieve, con las cantidades precipitadas en cada lugar, con la intensidad de la precipitación o con todo lo relacionado a las variaciones en cantidad e intensidad. También se ocupa de las fuentes de agua atmosférica, ya sea en el mar o en la tierra, y de los movimientos desde los puntos de origen a los puntos de precipitación, así como del retorno del agua a la atmósfera, es decir, por la evaporación ya sea desde el agua libre, de la superficie terrestre o por transpiración.

La hidrología se divide en dos ramas, la Hidrología de Superficie y la Hidrología Subterránea o Hidrogeología. Dentro de la Hidrología de Superficie se incluyen la Potamología (estudio de los ríos), la Limnología (estudio de los lagos) y la Criología (estudio del agua sólida en forma de nieve y hielo). Ambas ramas de la hidrología se encuentran íntimamente relacionadas.

Con respecto a la nomenclatura, se había propuesto el término de hidrología para el estudio del agua subterránea y el de hidrografía para el estudio del agua superficial. En la actualidad, al hablar de hidrología se incluye tanto al agua superficial como al agua subterránea.

De acuerdo con lo anterior, la hidrología se define como la ciencia que estudia el ciclo del agua en la naturaleza, su circulación en la superficie y en el subsuelo, considerando sus tres estados físicos: sólido, líquido y gaseoso.

La hidrología empieza a estudiar el agua cuando, por las diversas formas de precipitación, llega a la Tierra y se ocupa entonces de todo el ciclo del agua, hasta el momento en que se realiza la evaporación y el líquido vuelve a formar parte de la atmósfera, es decir, la hidrología empieza donde termina la meteorología y termina donde empieza la meteorología.

Las relaciones entre la hidrología y la geografía, en su parte física, son bastante estrechas. El campo de la geografía es muy vasto, sin embargo, atendiendo a sus principios –distribución, causalidad y relación–, se pueden establecer vínculos con las demás ciencias. Como los nombres de estos principios lo indican, el primero examina la distribución en el espacio y en el tiempo, de los hechos o fenómenos que interesen. El segundo implica el análisis de esos hechos o fenómenos en cuanto a las causas que determinan su distribución, así como las consecuencias de carácter físico, humano o económico de tal distribución. Por último, en el tercero se establecen las relaciones existentes entre los distintos hechos y fenómenos que se estudian.

En el caso de la hidrología y la geografía, los hechos y fenómenos a estudiar son, lógicamente, los hidrológicos, de los cuales se deriva la rama denominada hidrogeografía, quedando la hidrografía comprendida dentro de ella y ocupada de la descripción del recurso agua en la superficie terrestre.

En todo lugar de la superficie terrestre el agua forma parte del paisaje geográfico, ya sea en forma de ríos, lagos o glaciares, o ya como humedad superficial o agua subterránea. En esta última forma, bien sea agua de infiltración o agua presente en la zona de aereación, ese elemento influye sobre la ecología de la región y tiene esencial importancia para la vegetación y la agricultura, así como para el desarrollo de los asentamientos humanos y de la industria.

Para la hidrogeografía:

... no sólo interesa la presencia actual del agua, sino también las formas en que ha ayudado a configurar la superficie de la tierra en el curso de milenios.

Desde hace tiempo, la hidrología ha considerado el estudio de las corrientes (potamología), lagos (limnología) y glaciares (glaciología –o criología–). Desde la época en que los geocientíficos A. Penck y E. Bruckner establecieron las primeras ecuaciones del balance hídrico en Europa Central, a fines del siglo XIX (hacia la época de los trabajos de A. Vocikov), tales investigaciones han ido ganando importancia en los estudios geográficos.

El principal propósito de un geógrafo, al realizar estudios hidrológicos, es formarse una idea general de la función del agua como componente integral del conjunto ecológico. La investigación geográfica no se propone establecer leyes sobre la circulación del agua, labor de la ciencia hidráulica, pero el

investigador interesado en el estudio de los fenómenos de escorrentía o en las inundaciones, erosión de suelos o corrientes lacustres, debe conocer bien algunos aspectos y resultados de las investigaciones hidráulicas. Esta concepción global no debe ser óbice para el estudio de fenómenos especiales tales como la contaminación, los cambios de temperatura y el balance hídrico de las cuencas hidrográficas.

La geografía física considera a la Tierra como el espacio en el que el hombre desarrolla sus actividades. La naturaleza define las posibilidades con que cuenta el hombre; pero, por otro lado, éste influye sobre su medio natural. Ese estudio de tal interacción es el tema central de la geografía, en el cual la hidrología representa un importante papel, como, por ejemplo, en las investigaciones sobre la influencia que el hombre ejerce sobre los procesos hidrológicos.

También son problemas que conciernen a la geografía aplicada los relativos a la planificación de canales, depósitos y sistemas de suministro de agua potable y de riego; en la solución de los mismos participan, en sus diferentes aspectos, la geografía física, la económica y la social. Por ejemplo, el establecimiento de depósitos de agua y de tipos de cultivo basados en el riego en regiones hasta entonces áridas, no sólo influye sobre el clima local y el balance hídrico de la región, sino también sobre su vegetación, fauna y estructura social.

El geógrafo depende de conocimientos y experiencias logrados en su labor práctica y también de datos suministrados por los ingenieros. Por consiguiente, no existe una línea divisoria definitiva entre la hidrología general y la hidrología geográfica (Keller, 1975).



## I. EL AGUA EN LA NATURALEZA

### 1. Ciclo hidrológico

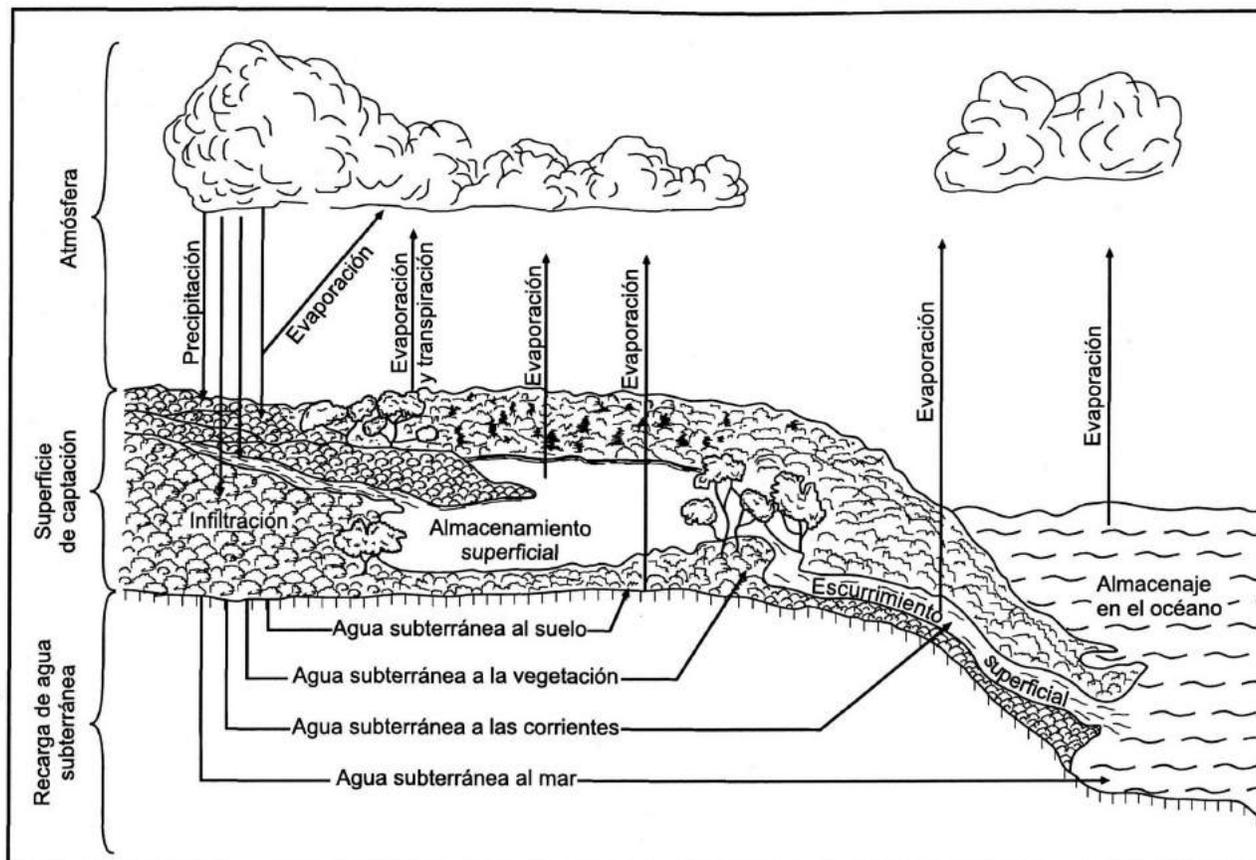
El agua en la naturaleza no permanece estática, presenta un constante dinamismo en el cual se definen diferentes etapas o fases; éstas, por su manera de enlazarse, generan un verdadero ciclo, ya que su inicio ocurre donde posteriormente concluye.

El ciclo del agua o ciclo hidrológico es el proceso mediante el cual se realiza el abastecimiento de agua para las plantas, los animales y el hombre (Figura I.1). Su fundamento es que toda gota de agua, en cualquier momento en que se considere, recorre un circuito cerrado, por ejemplo, desde el momento en que es lluvia, hasta volver a ser lluvia. Este recorrido puede cerrarse por distintas vías; el ciclo hidrológico no tiene un camino único. Se parte de la nube como elemento de origen, desde ella se tienen distintas formas de precipitación, con lo que se puede considerar que inicia el ciclo.

La atmósfera comprende al agua en forma de vapor y de nube que proviene, casi en su totalidad, del agua evaporada en el mar. Esta humedad es transportada, por los diversos sistemas de vientos, hacia los continentes en donde se precipita en forma líquida, sólida o de condensación (rocío y escarcha). Durante la precipitación el agua puede iniciar su retorno hacia la atmósfera, porque en su caída se evapora y una parte de ella no llega al suelo; otra parte, al caer sobre las plantas, queda interceptada en las superficies vegetales desde donde parte se evapora y también regresa a la atmósfera y parte escurre hacia el suelo y se infiltra. El agua que cae directamente al suelo será la que recorra propiamente el ciclo hidrológico; una parte de esta precipitación puede caer sobre superficies líquidas (ríos, lagos, lagunas, presas, etc.), otra parte correrá por la superficie dando lugar al escurrimiento superficial o escorrentía que llega a los cauces de los ríos y, a través de éstos, al mar. Una parte de la que se precipitó en la tierra, se evapora directamente desde el suelo, otra por infiltración, satisface la humedad del suelo (detención superficial) y cuando lo satura produce el flujo subsuperficial que, como el superficial, también llega a los cauces de los ríos; asimismo, por percolación llega a los mantos de agua subterráneos y a través del flujo subterráneo alimenta el caudal base de los ríos. El agua que se infiltra en el suelo puede volver a la superficie en forma de manantiales en situación próxima tanto geográfica como temporalmente o, por el contrario, profundizar y tener grandes recorridos y de larga duración hacia el mar o hacia depresiones endorreicas, en esta fase subterránea del ciclo. Es conveniente tomar en cuenta que la mayor parte de los movimientos subterráneos del agua son muy lentos.

El escurrimiento superficial, el flujo subsuperficial y el flujo subterráneo que descargan en los cauces constituyen el agua de escurrimiento, que es la que corre por los cauces de los ríos y a través de ellos llega al mar, aunque cabe mencionar que una pequeña parte del agua de escurrimiento queda detenida en el lecho de los mismos ríos.

Por último, desde la superficie del mar y desde las demás superficies líquidas hay otra etapa de evaporación que cierra el ciclo y es donde termina la hidrología y vuelve a empezar la meteorología.



**Figura I.1. Ciclo hidrológico.**

Hay otra parte del ciclo, la recorrida por el agua que desde el suelo es absorbida por las raíces de las plantas y que, por el proceso de transpiración vegetal, vuelve a la atmósfera en forma gaseosa. También se puede hacer participar dentro del ciclo hidrológico a los animales que toman parte del agua y la expulsan, así como hacer figurar la que podría llamarse parte industrial del ciclo.

Cualquiera que sea la fase del ciclo hidrológico que se considere, siempre al final se tendrá el retorno a la atmósfera por evaporación. Así, se puede considerar que la meteorología suministra el agua y la retorna para cerrar el ciclo, y que la parte propiamente hidrológica corresponde al movimiento del agua sobre y bajo la superficie terrestre.

## 2. Balance Hidrológico

El tema del ciclo del agua conduce a un planteamiento matemático: el balance hidrológico. Si se considera la cuenca de un río (unidad hidrogeográfica y geomorfológica básica para los estudios de hidrología) y se considera también un período de tiempo, es factible estimar el agua que entra y sale en el ciclo a través de dicha superficie y durante ese lapso.

En el balance hidrológico se establecen una parte activa y una pasiva. La parte activa comprende al escurrimiento, es decir, a las corrientes que salen durante el período considerado, y a la evaporación de la misma cuenca y del mismo período. Simultáneamente, en la parte pasiva están dos fuentes fundamentales de entrada: las precipitaciones (lluvia, nieve, etc.) y las precipitaciones ocultas (aquellas que no se miden con pluviómetro, como el rocío, la escarcha, etc.) que en general son de escasa importancia, pero en casos particulares pueden ser decisivas para el ciclo y balance hidrológicos de algunas regiones. Éstos son los términos que corresponden a la parte hidrológica-meteorológica, pero hay otros que son de hidrología pura: las aportaciones al período siguiente y las aportaciones del período precedente. No toda el agua que escurre superficialmente proviene de la lluvia, sino que puede venir de manantiales suministrados por la reserva subterránea, o bien de las reservas de hielo y nieve en la época de deshielo; y, al mismo tiempo, no toda el agua que ha llovido corre por la superficie, sino que una parte queda en el suelo por el proceso de infiltración, para acrecentar la reserva subterránea, o queda sobre el suelo en forma de nieve y hielos (Cuadro I.1), así, tanto en la parte activa como en la pasiva habrá términos de infiltración y de depósitos de nieve y hielo.

**Cuadro I.1. Balance hidrológico**

Parte activa	Parte pasiva
Escurrimiento ---- Q	Precipitación ---- P
Evaporación ---- E	Precipitaciones ocultas ---- C
Aportaciones al período siguiente:	Aportaciones del período precedente:
Infiltración ---- I'	Infiltración ---- I
Nieve y Hielo ---- N'	Nieve y Hielo ---- N

Si se relacionan todos los términos del Cuadro I.1, se observa que los de la parte activa corresponden cuantitativamente a los de la parte pasiva, de manera que la suma del escurrimiento (Q) que haya salido de la cuenca en el tiempo considerado, más la evaporación (E), más lo que hayan tomado las reservas subterráneas (I') y lo que queda al final del período en forma sólida (N'), debe coincidir con la suma del agua que ha caído por lluvia (P), más la procedente de las precipitaciones ocultas (C), más la suministrada por los manantiales, más la procedente del deshielo.

$$Q + E + (I' + N') = P + C + (I + N).$$

En la ecuación anterior existen términos de diferente importancia. Como se dijo, las precipitaciones ocultas (C) se pueden despreciar, aunque en casos particulares pueden ser trascendentes. El término Q del escurrimiento tiene un interés extraordinario, porque permite conocer la disponibilidad de agua en una cuenca, durante un período determinado. Tanto la precipitación (P) como la evaporación (E) pueden medirse, por lo tanto pueden

conocerse, de modo que si se busca el medio de eliminar los términos de más difícil determinación ( $I + N$ ) e ( $I' + N'$ ) se llega a la ecuación simplificada:

$$Q + E = P.$$

Para eliminar estos términos, el procedimiento que normalmente se utiliza es establecer el balance hídrico, que generalmente se hace para un año, empezando y terminando en una fecha conveniente, para que estas sumas tengan una importancia mínima. La fecha indicada se busca en el momento en que la reserva de hielo y nieve sea mínima, al igual que la de agua subterránea. De esta forma se lleva la suma de estos términos a un valor mínimo y la influencia de la diferencia que pueda haber de un miembro de la ecuación a otro será despreciable frente a los otros términos. Al año comprendido entre la fecha elegida y la misma del año siguiente, se le llama *año hidrológico* y, aunque puede, generalmente no coincide con el año natural, además, por los diferentes tipos de clima, no en todos los lugares principiará en la misma fecha.

Suponiendo que se cumplan estas condiciones, el balance queda en forma simplificada: la lluvia se evapora o corre por los ríos. Esta fórmula contiene lo que se vio en el ciclo hidrológico, salvo la corrección que producen los términos de reservas subterráneas o superficiales. Su aplicación lleva a una estimación, no a un cálculo definitivo; es decir, es una fórmula de anteproyecto de trabajo, posteriormente habrá que acudir siempre a la medida del agua de escurrimiento (aforar los caudales) durante un período suficientemente largo para que sea confiable. No se puede proyectar una obra hidráulica de ningún tipo sin un análisis previo de los datos reales. Al iniciar un proyecto, generalmente se dispondrá siempre de datos de precipitación, aunque no sean muy completos, éstos servirán para tener una orientación. En cuanto a la evaporación, existen fórmulas que permiten estimarla y así, a partir de estos valores, se pueden aproximar los volúmenes disponibles con la diferencia entre ambos.

Como en toda ecuación de un fenómeno físico, se deben medir todas las magnitudes en unidades homogéneas, y las que originalmente sean diferentes, habrá que convertirlas a las mismas unidades. La precipitación ( $P$ ) se mide en milímetros (mm), que en el caso del año hidrológico serían mm totales de precipitación en el año. La evaporación ( $E$ ) también se mide en mm, se refiere a la capa de agua de espesor uniforme extendida sobre toda la superficie de la cuenca, que es evaporada en el año, por lo tanto, los volúmenes de agua de escurrimiento estarán también expresados en mm, lo cual significa que en la cuenca considerada en la que se esté midiendo el desagüe en el punto de salida, el escurrimiento ( $Q$ ) es el volumen total que pasa a lo largo del año por la sección de dicho punto, repartido uniformemente por toda la cuenca. Si se da el volumen de  $Q$  en  $m^3$ , para obtener los mm anuales repartidos sobre toda la cuenca, se hace la operación aritmética  $(m^3 / m^2) \times 1000 = mm$ .

## II. PRECIPITACIÓN

Se entiende por precipitación la caída de partículas líquidas o sólidas de agua.

La precipitación es la fase del ciclo hidrológico que da origen a todas las corrientes superficiales y profundas, debido a lo cual su evaluación y el conocimiento de su distribución, tanto en el tiempo como en el espacio, son problemas básicos en hidrología.

### 1. Tipos de precipitación

En general, las nubes se forman por el enfriamiento del aire por debajo de su punto de saturación. Este enfriamiento puede tener lugar por varios procesos que conducen al ascenso adiabático con el consiguiente descenso de presión y descenso de temperatura. La intensidad y cantidad de precipitación dependerán del contenido de humedad del aire y de la velocidad vertical del mismo. De estos procesos se derivan los diferentes tipos de precipitación:

1. *Precipitación ciclónica.* Es la que está asociada al paso de una perturbación ciclónica.

Se presentan dos casos: frontal y no frontal.

La precipitación frontal puede ocurrir en cualquier depresión barométrica, resultando el ascenso debido a la convergencia de masas de aire que tienden a rellenar la zona de baja presión.

La precipitación frontal se asocia a un frente frío o a un frente cálido.

En los frentes fríos el aire cálido es desplazado violentamente hacia arriba por el aire frío, dando lugar a nubosidad de gran desarrollo vertical acompañada de chubascos que a veces son muy intensos, así como de tormentas y granizo. La precipitación del frente frío es generalmente de tipo tormentoso, extendiéndose poco hacia delante del frente (Figura II.1).

En los frentes cálidos el aire caliente asciende con relativa suavidad sobre la cuña fría, en general de escasa pendiente, dando lugar a una nubosidad más estratiforme que en el frente frío y, por lo tanto, a lluvias y lloviznas más continuas y prolongadas, pero de menor intensidad instantánea (Figura II.2).

2. *Precipitación convectiva.* Tiene su origen en la inestabilidad de una masa de aire más caliente que las circundantes. La masa de aire caliente asciende, se enfría, se condensa y se forma la nubosidad de tipo cumuliforme, origen de las precipitaciones en forma de chubascos o tormentas. El ascenso de la masa de aire se debe, generalmente, a un mayor calentamiento en superficie (Figura II.3).

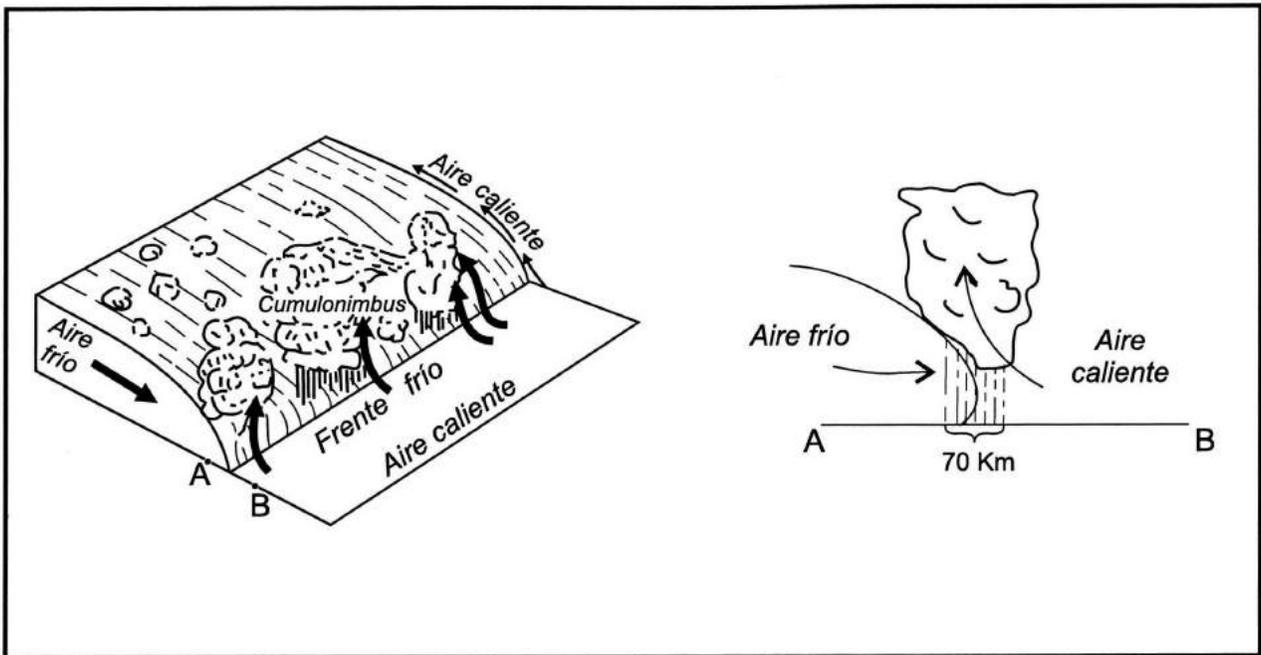


Figura II.1. Frente frío.

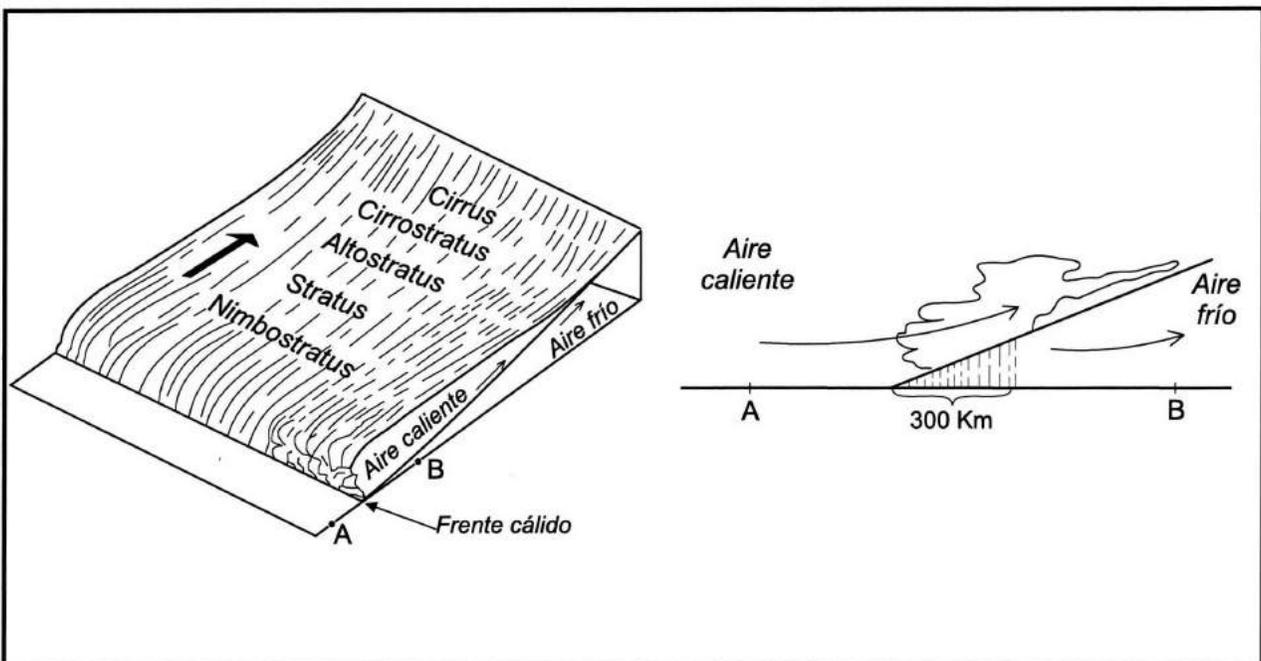


Figura II.2. Frente cálido.

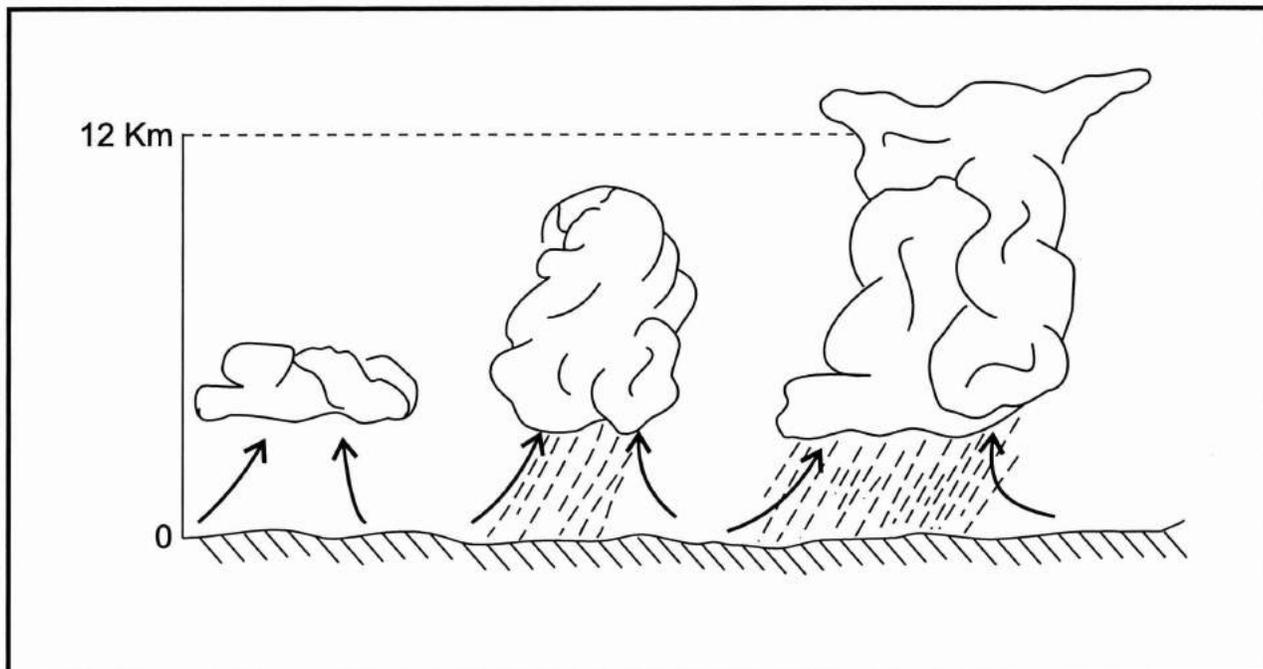


Figura II.3. Desarrollo de una precipitación de tipo convectivo.

3. *Precipitación orográfica.* Es aquella que tiene su origen en el ascenso de una masa de aire, forzado por una barrera montañosa (Figura II.4).

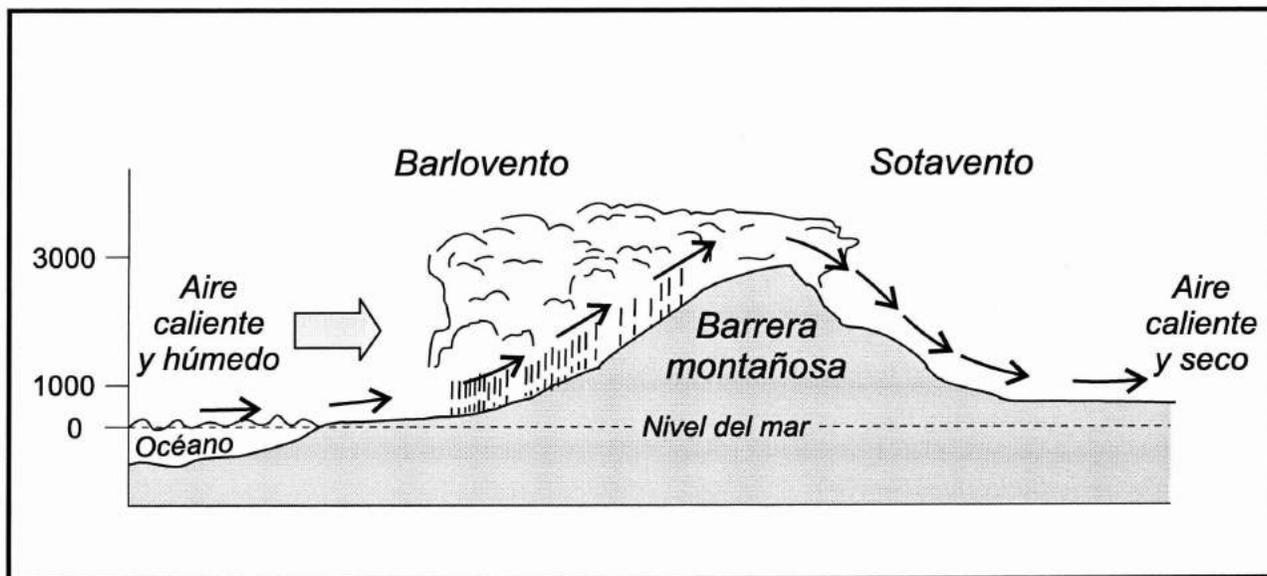


Figura II.4. Precipitación orográfica.

A veces, en caso de una masa de aire inestable, el efecto orográfico no supone más que el mecanismo de disparo de la inestabilidad convectiva.

La precipitación es mayor a barlovento, disminuyendo rápidamente a sotavento. En las cadenas montañosas importantes, el máximo de precipitación se produce antes de la divisoria o parteaguas. A veces, con menores altitudes, el máximo se produce pasada ésta, debido a que el aire continúa en ascenso.

## 2. Distribución zonal de la precipitación

Como se dijo, los factores de mayor importancia en la formación de la precipitación son el contenido de humedad y la velocidad vertical de la masa de aire.

Un mapa de precipitación deberá destacar las zonas en que existen corrientes ascendentes, compensadas con otras en que el movimiento predominante sea descendente.

Considerando el globo terrestre en su totalidad, se puede observar cómo estas zonas de ascenso y descenso se corresponden perfectamente.

Si se considera a la superficie terrestre perfectamente uniforme, o si sólo se considera el valor medio de la precipitación en zonas a distintas latitudes, se tienen, de acuerdo con la circulación general de la atmósfera, ocho zonas claramente diferenciadas, que pueden agruparse en las bandas o cinturones zonales siguientes:

### *Cinturón ecuatorial (I)*

Está constituido por la zona intertropical de convergencia en la cual confluyen los vientos alisios de uno y otro hemisferios, dando lugar a un movimiento general convectivo vertical ascendente. Debido a su desplazamiento durante el año, en este cinturón se distinguen tres zonas:

Una central (1), con lluvia abundante en todas las estaciones del año, limitada por las máximas oscilaciones del frente intertropical.

Otras dos, contiguas a la anterior y simétricas (2), con lluvias apreciables en verano y sequía en invierno, y por último, las dos zonas exteriores (3) que reciben escasa lluvia en el verano y casi nula en el invierno.

### *Cinturones subtropicales (II)*

Corresponden a la zona de los anticiclones subtropicales donde predominan los movimientos descendentes (subsistencia). Debido a ello, las precipitaciones son muy escasas durante todo el año (4).

### *Cinturones de latitudes medias (III)*

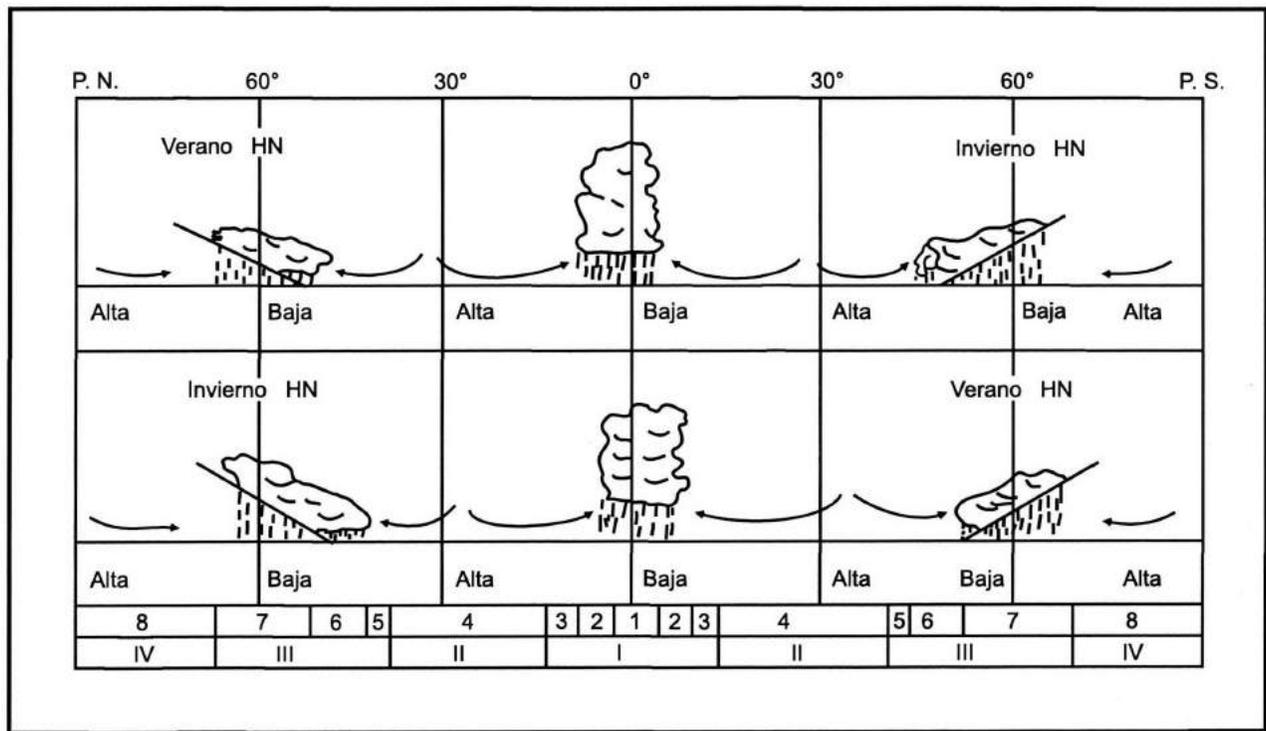
En estas latitudes la precipitación es generalmente de origen frontal y algunas veces proviene de masas de aire inestable. Se distinguen tres zonas:

Las más próximas al cinturón subtropical (5), con escasas lluvias en invierno y casi nulas en verano. Otras (6) contiguas a las anteriores, con precipitaciones apreciables en invierno y sequía en verano (por el desplazamiento de las altas subtropicales), y las últimas (7) en latitudes mayores, con precipitación durante todo el año debido al frente polar.

*Regiones polares (IV)*

En ellas (8) la precipitación es escasa todo el año, debido a la falta de humedad del aire y al movimiento predominante de las masas de aire que es vertical descendente.

Estas zonas se representan en el esquema de Pettersen (Figura II.5) y se sintetizan en el Cuadro II.1.

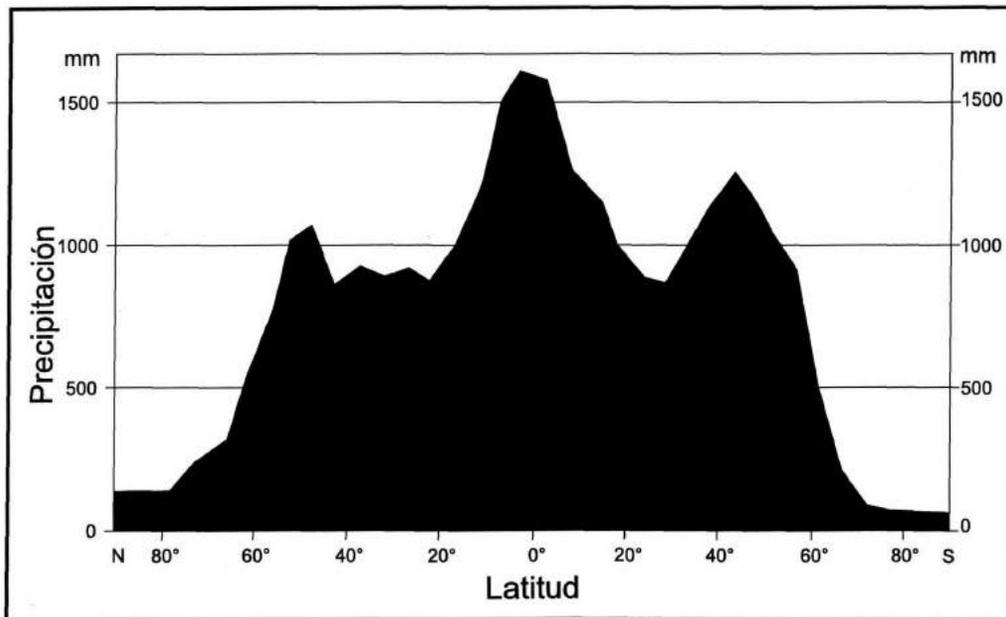


**Figura II.5. Zonas de precipitación y cinturones zonales representados en el esquema de la circulación general de la atmósfera.**

Como resumen se presenta en la siguiente gráfica (Figura II.6) la precipitación media que se observa a distintas latitudes (Brooks y Hunt, citados por Estienne y Godard, 1970).

**Cuadro II.1. Regímenes de precipitación de acuerdo con la circulación general de la atmósfera**

CINTURONES ZONALES	HEMISFERIO	ZONAS DE PRECIPITACIÓN
I CINTURÓN ECUATORIAL	NORTE	1. PRECIPITACIÓN TODO EL AÑO 2. PRECIPITACIÓN EN VERANO 3. POCA PRECIPITACIÓN EN VERANO
	SUR	1. PRECIPITACIÓN TODO EL AÑO 2. PRECIPITACIÓN EN VERANO 3. POCA PRECIPITACIÓN EN VERANO
II CINTURONES SUBTROPICALES	NORTE	4. SECO TODO EL AÑO
	SUR	4. SECO TODO EL AÑO
III CINTURONES DE LATITUDES MEDIAS	NORTE	5. POCA PRECIPITACIÓN EN INVIERNO 6. PRECIPITACIÓN EN INVIERNO 7. PRECIPITACIÓN TODO EL AÑO
	SUR	5. POCA PRECIPITACIÓN EN INVIERNO 6. PRECIPITACIÓN EN INVIERNO 7. PRECIPITACIÓN TODO EL AÑO
IV REGIONES POLARES	NORTE	8. PRECIPITACIÓN ESCASA TODO EL AÑO
	SUR	8. PRECIPITACIÓN ESCASA TODO EL AÑO



**Figura II.6. Distribución de la precipitación media de acuerdo con la latitud, según Brooks y Hunt.**

### 3. Intensidad de la precipitación

La intensidad de la precipitación suele medirse en milímetros por hora, es decir, precipitación por unidad de tiempo. Cuando se trata de precipitaciones muy intensas se pueden medir en milímetros por minuto.

Los valores más altos de precipitación registrados en el mundo han superado los 1 000 mm en un día, y se ubicaron en Baguío, Filipinas, con 1 168 mm y en Teherrapundji, India, con 1 036 mm en 24 horas consecutivas. Estos casos corresponden a un ciclón tropical y a una lluvia monzónica, respectivamente.

Si se analizan todos los aguaceros que ha habido en un período suficientemente largo, resulta que los de mayor intensidad son los más breves, las mayores intensidades sólo se dan durante un período de tiempo muy corto, a medida que el tiempo va siendo mayor, la intensidad media del aguacero va disminuyendo (Figura II.7).

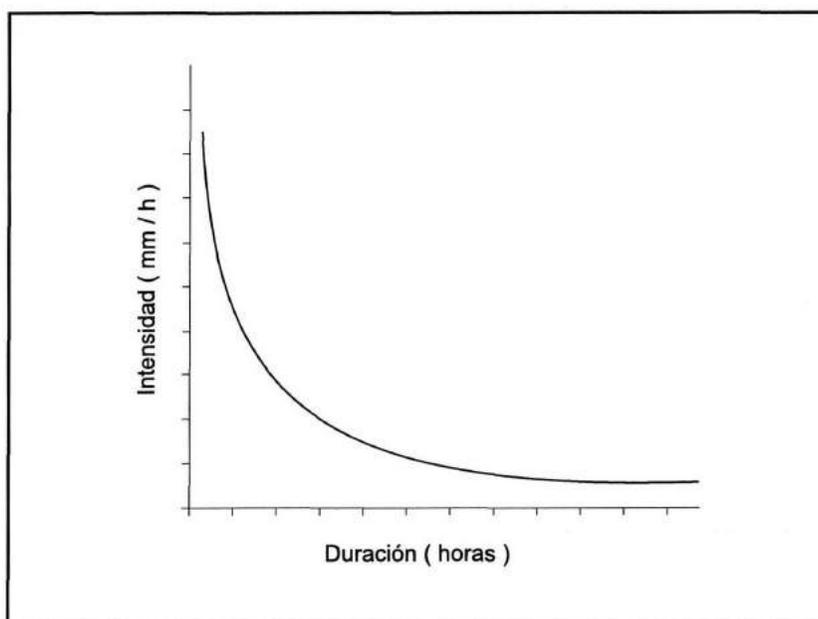


Figura II.7. Curva de intensidad de la lluvia de un aguacero.

Acerca de la variación de la intensidad en las precipitaciones en el curso del día, se comprueba que en las precipitaciones debidas a efectos convectivos propios de primavera, representativas de situaciones de inestabilidad, juega un papel importante la hora del día. En las regiones continentales interiores la hora en que se da el máximo de precipitación coincide casi siempre con el máximo de temperatura, si bien con algún retraso; en cambio, en las zonas costeras las precipitaciones más intensas son generalmente en la noche.

### 4. Medida de la precipitación

Las técnicas de valoración y medida de la precipitación del agua se agrupan bajo el nombre de pluviometría. El objeto de éstas es obtener datos de gran valor en el balance de intercambio del agua entre la Tierra y la atmósfera.

Para efectuar la pluviometría es necesario recordar:

1. La forma en que llega la precipitación a la superficie terrestre.

A) Precipitación propiamente dicha

- a) el agua cae sobre la superficie terrestre en forma líquida (lluvia, llovizna, chubasco);
- b) en forma sólida amorfa (granizo);
- c) en forma sólida cristalizada (nieve);
- d) en formas intermedias (nieve granulada, aguanieve, etc.).

B) Precipitación oculta

- a) llega por condensación (rocío);
- b) llega por sublimación (escarcha).

Y también conviene precisar que, en sentido inverso, el agua de la precipitación se evapora en la misma masa de aire atravesada por la lluvia, lo cual dará diferentes valores al medir simultáneamente precipitaciones a distintos niveles sobre una misma vertical, aunque lo que importa en realidad es la precipitación que llega a la superficie.

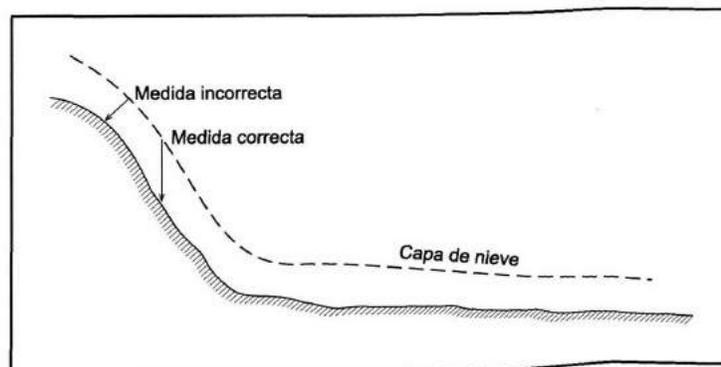
2. Las unidades en que se mide la precipitación.

A) La precipitación se mide por la altura en milímetros que alcanzaría sobre una superficie plana y horizontal donde no se perdiera por infiltración o evaporación, y tal altura se da en milímetros. Un milímetro de precipitación equivale a un litro de agua por metro cuadrado.

B) Las precipitaciones de nieve se miden:

a) Por la altura que alcanzaría la nieve sobre una superficie plana y horizontal donde no se fundiera, se evaporara ni se infiltrara.

Sobre superficies inclinadas esta medida se realiza siempre que se tome la altura sobre una vertical desde el suelo y no el grosor de la capa de nieve (Figura II.8).



**Figura II.8. Medida de la altura de la nieve en una superficie inclinada.**

b) Por la altura que alcanza el agua resultante de la fusión de la nieve sobre una superficie plana y horizontal donde no se evapora ni se infiltra. Esta altura es aproximadamente 1/10 de la medida en estado sólido, aunque tal estimación puede ser errónea por distintas causas, como la compresión de los estratos inferiores en grandes nevadas, heladas intermedias, presencia de nieve granulada, aguanieve, etcétera.

### 3. Las dificultades de las medidas de precipitación.

Estas dificultades se basan en los siguientes hechos que conviene resaltar:

A) Las superficies receptoras de los aparatos que miden la precipitación son muy pequeñas en relación con aquéllas para las que se hace la estimación.

Por ejemplo, en el caso de un pluviómetro Hellman, por cada 50 km<sup>2</sup> aproximadamente, caso muy frecuente en las redes pluviométricas, la superficie de la boca del pluviómetro es 200 cm<sup>2</sup> y la relación es:

$$200 / (50 \times 10^6 \times 10^4) = 2 / 5000 \times 10^6 = 1 / 2500 \times 10^6.$$

Como se advierte, la superficie receptora es 2 500 millones de veces más pequeña que aquélla para la que se hace la estimación. Aun así, se observa bastante homogeneidad en los datos correspondientes a terrenos llanos o de relieve muy suave, especialmente con lluvias de tipo frontal. Sin embargo esto no ocurre en los terrenos montañosos o de relieve accidentado.

B) Las lecturas de la precipitación a distintas alturas de una misma ladera son muy divergentes. En distintas laderas de una misma cuenca lo son más aún por la diversidad del efecto orográfico sobre las precipitaciones, pues en igualdad de condiciones de altitud, las precipitaciones son mucho más cuantiosas en las laderas de barlovento que en las de sotavento (Figura II.4). Prescindiendo de este efecto y teniendo únicamente en cuenta el de la altitud, la precipitación recogida aumenta con ella notablemente, hasta el punto de que estimar con un pluviómetro cada 50 km<sup>2</sup> la lluvia caída en un terreno accidentado, tiene casi tanto error relativo como determinar el agua que contendría un lago cuyo fondo tuviera un relieve inverso al del terreno, haciendo sólo un sondeo de profundidad por cada 50 km<sup>2</sup>.

Los métodos de obtención de acopio de lluvias en una zona, de totalización de lluvias en una cuenca, etc., en las regiones de relieve complicado, son interpolaciones aceptables únicamente si existe suficiente densidad de pluviómetros, si están bien instalados y son bien leídos, y aun así, quien utilice esos datos, por ejemplo para el trazado de isoyetas, debe ser un experto que, además de conocer con cierto detalle el relieve de la región, considere los tipos de precipitación registrados, los efectos orográficos sobre cada uno, las características de los vientos, etc., a fin de que la estimación que resulte tenga garantías de veracidad.

#### 4. Las comparaciones entre lecturas de diversos pluviómetros.

Las comparaciones efectuadas entre diversos pluviómetros indican que las diferencias en las lecturas llegan hasta el 10% sobre las sumas anuales.

A) Para dos pluviómetros del mismo tipo los totales diarios de precipitación difieren en mayor porcentaje mientras menor es su cantidad, pueden variar del 15 al 25% cuando son inferiores a 1 mm, del 3 al 4% para totales entre 1 y 5 mm y del 1 al 2% para totales del orden de 20 mm. En todo caso, la cantidad de agua recogida suele resultar menor que la que debería de recoger. Por la propia construcción de los pluviómetros, no se capta siempre toda el agua que pasa a través de lo que se llama superficie de recepción, bien por salpicadura en la boca y en el embudo cuando éste no es profundo y es demasiado plano, o bien por el excesivo mojado y la consecuente evaporación en las paredes, independientemente de los efectos dinámicos debidos al viento, defectos de instalación, etcétera.

B) Sin que se puedan establecer cifras o porcentajes más o menos exactos, las medidas de los pluviómetros son siempre ligeramente erróneas por defecto, y el error aumenta con la velocidad del viento.

El efecto del viento es tan notable que para eliminarlo, o por lo menos para atenuarlo, se han hecho intentos orientados en dos sentidos:

1º Conseguir un dispositivo que permita mantener la superficie receptora siempre normal, es decir, perpendicular a la dirección de caída de las gotas de lluvia.

2º Un medidor que indique tanto la inclinación media con la que cae la lluvia, como la cantidad que corresponde a una superficie receptora horizontal.

### 5. Aparatos de medida y registro

Para la medida y registro de las precipitaciones se emplea un material de observación básico muy sencillo, pero de cierta diversidad y dificultad en cuanto a instalación, normas de empleo e interpretación de sus medidas.

#### 1. Aparatos

##### A. Para medir cantidades de precipitación:

- a) Pluviómetros
- b) Nivómetros
- c) Totalizadores

##### B. Para registrar distribuciones de lluvia en el tiempo:

- d) Pluviógrafos

##### C. Para medir la precipitación a distancia:

e) Radar meteorológico

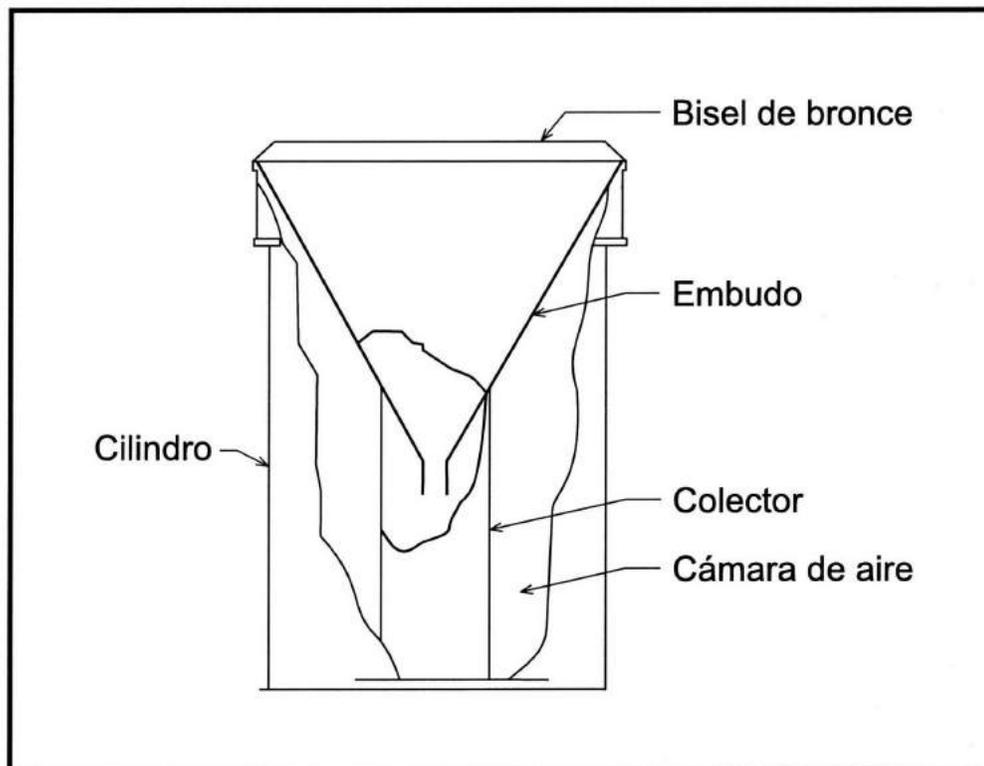
Descripción de los aparatos:

a) **Pluviómetros**

a) *Pluviómetros ordinarios.* El aparato que tradicionalmente sirve para medir la precipitación propiamente dicha es el pluviómetro. Este aparato tiene cerca de tres centurias de antigüedad y a pesar de lo rudimentario que es, aún no ha sido reemplazado y es de esperar que utilice todavía por largo tiempo. En esencia, consiste en un cilindro recto, de sección conocida, con un borde agudo horizontal (boca) y un dispositivo para recoger el agua (colector). Entre éstos por lo general existe un embudo (Figura II.9). A continuación se describen las partes que lo conforman:

*Boca.* Generalmente su borde está hecho de material resistente a la intemperie. Suele consistir en un anillo biselado y cortante, de latón o bronce, por ser materiales suficientemente rígidos, como para que la superficie receptora se mantenga constante e inalterable a la intemperie para que no se deforme o corra; su finalidad es evitar salpicaduras y que la gota que cae en el borde quede partida, yendo dentro sólo la parte interceptada por la boca.

*Colector.* Tiene una cámara de aire alrededor para evitar que se caliente el agua recogida y disminuir la evaporación. Debe tener poco contacto con el aire exterior.



**Figura II.9. Pluviómetro ordinario.**

*Embudo.* En los pluviómetros que lo tienen sirve para canalizar el agua hacia el colector y simultáneamente lo tapa, evitando que la lluvia colectada se evapore.

Entre el anillo biselado de la boca y el embudo queda un cilindro de paredes verticales cuya altura puede llegar a ser igual al diámetro de la boca, aunque en muchos modelos es menor. Este cilindro puede considerarse que forma parte del embudo, inclusive algunas veces se identifica al anillo de la boca, como borde del embudo. La sección del anillo debe ser tal que su pared interior sea vertical y la exterior en pendiente no exagerada hacia afuera.

*Probeta.* En muchos modelos de pluviómetros se hace la lectura de la precipitación vertiendo el agua recogida por el colector en un recipiente o tubo graduado llamado probeta, y leyendo directamente sobre ella las unidades de altura de precipitación por el nivel que alcanza el agua. El fundamento de la graduación es sencillo, si la altura del agua precipitada es  $y$ , la sección de la probeta  $s$ , la superficie de la boca del pluviómetro  $S$  y la altura que el agua alcanza en la probeta  $l$ , se tiene:

$$Sy = sl \quad \text{por lo tanto} \quad l = Sy/s$$

El tubo de la probeta se gradúa fácilmente en unidades ( $u$ ) de precipitación, espaciando en él las marcas en una longitud ( $L$ ):

$$L = S/s \times u.$$

Existen muy diversos tipos de pluviómetros: norteamericano, español, alemán, francés, belga, inglés, canadiense, etc. En principio, todos éstos son un mismo pluviómetro, lo que varía es la altura de la boca del aparato sobre el suelo, la situación del colector sobre tierra o bajo tierra, la forma de hacer la lectura, etcétera.

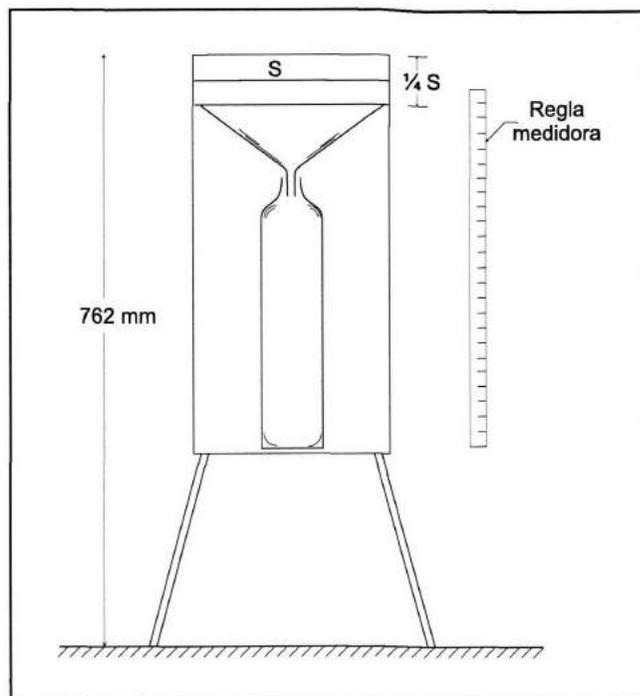
*Tipo norteamericano.* Es un pluviómetro común y corriente. La altura de la boca sobre el suelo es de 762 mm. La medición se hace con una regla fina de acero que se introduce por la boca del pluviómetro, en el depósito colector, el cual a su vez tiene una sección que es  $1/10$  de la sección de la boca del colector o superficie receptora. El embudo se encuentra a  $1/4$  de diámetro de la boca (Figura II.10). El colector tiene su base prácticamente al nivel del suelo del pluviómetro. Cuando se desborda el colector, si la cantidad de precipitación es superior a su capacidad, el agua desbordada queda en la armadura del pluviómetro. Se mide vertiéndola en el colector y tomando en éste la altura con la regla. La armadura está montada sobre un trípode de hierro.

*Tipo español y alemán (Hellmann).* La superficie receptora es de  $200 \text{ cm}^2$ , de manera que a 1 mm de lluvia corresponden  $20 \text{ cm}^3$  de agua recogida:

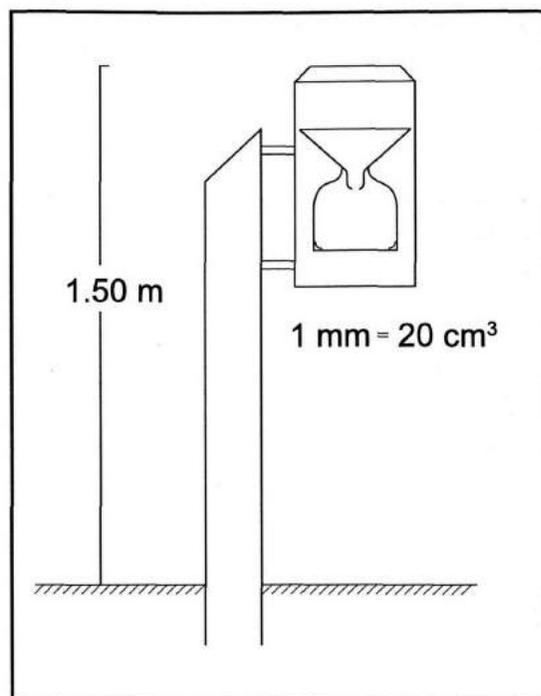
$$200 \text{ cm}^2 \times 1 \text{ mm}$$

$$200 \text{ cm}^2 \times .1 \text{ cm} = 20 \text{ cm}^3$$

Las características más importantes respecto a su instalación son: que la boca del pluviómetro se encuentra a 1.50 m del suelo, que va sujeto por un soporte lateral a un poste cuyo extremo superior está cortado en bisel y que es fácilmente desmontable del soporte para hacer la lectura (Figura II.11).



**Figura II.10. Pluviómetro tipo norteamericano.**



**Figura II.11. Pluviómetro tipo Hellmann.**

b. *Pluviómetros tropicales*. Son aparatos análogos a los anteriores pero con el depósito colector bastante mayor para poder medir lluvias hasta de 500 mm. Por ejemplo, en un modelo *Hellmann* el depósito debe tener una capacidad de  $500 \text{ mm} \times 200 \text{ cm}^2 = 10\,000 \text{ cm}^3 = 10 \text{ dm}^3 = 10 \text{ litros}$ .

### b) Nivómetros

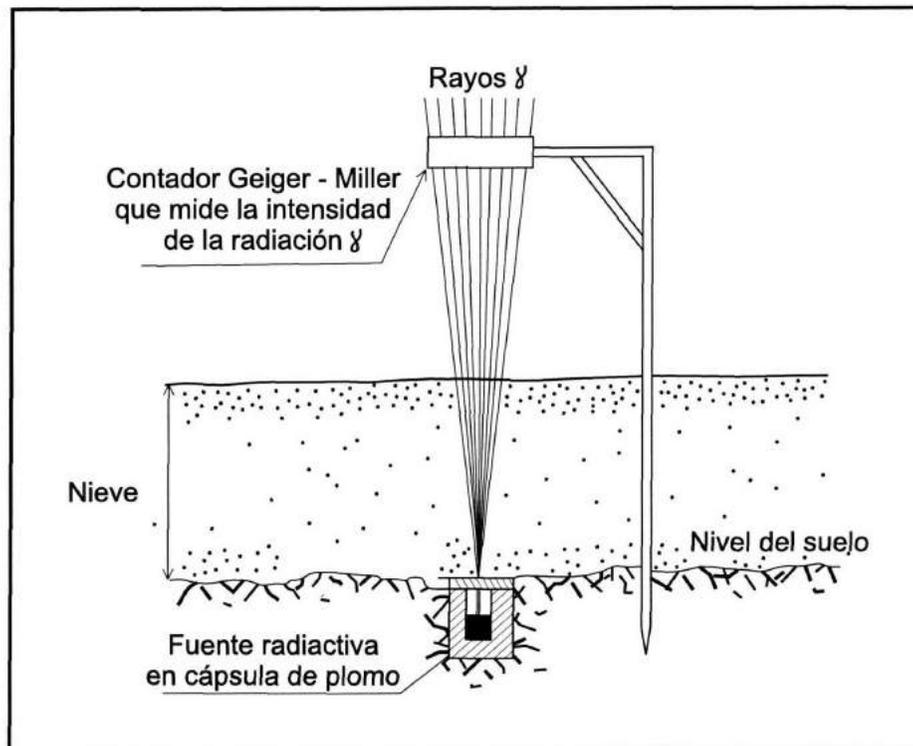
Con los nivómetros se mide la nieve precipitada. Son necesarios cuando la cantidad de nieve es considerable y su fusión es más difícil. Son los mismos pluviómetros anteriores con algunas modificaciones. La más común es la supresión del embudo para aumentar su capacidad, y la colocación en el interior de dos tabiques verticales que se cortan normalmente a lo largo del eje del cilindro, esto evita que los remolinos del viento saquen la nieve recogida. Para facilitar la fusión de la nieve dentro del cilindro se pone cloruro de calcio anhídrido, también se puede fundir añadiendo agua caliente. En ambos casos se descuenta de la cantidad de agua medida la substancia utilizada para fundir la nieve.

Otra técnica para medir la altura de la nieve consiste en emplear un cilindro hueco que se introduce verticalmente en ésta y después se cierra por debajo, sacándolo y fundiendo la nieve recogida. También se puede introducir verticalmente en la nieve una regla graduada y dividir entre diez la altura nevada, dando así los milímetros de agua equivalente. Para ambos procedimientos hay que escoger un lugar donde no se hayan producido acumulaciones o merma, ya sea por el viento o por deslizamiento.

Un método particularmente útil en las montañas inaccesibles para conocer las reservas de nieve que hay antes de iniciarse su fusión, consiste en colocar barras graduadas fijas en el suelo en sitios horizontales

convenientemente protegidos del viento. Estas barras son bastante altas y con marcas que semejan peldaños de escalera de caracol que se pueden fotografiar desde un avión para conocer así el espesor de la nieve. Cuando se han hecho medidas en diversos lugares se saca la media aritmética. El hecho de que haya dos o más capas de nieve superpuestas y el que ésta se hiele dificulta las mediciones.

Existen nivómetros radiactivos, basados en el amortiguamiento que experimenta la intensidad de la radiación de un foco emisor al atravesar un cierto espesor de sustancia, en este caso nieve, amortiguamiento que es proporcional a dicho espesor. El foco emisor suele estar constituido por una pequeña cantidad de material radiactivo encerrado en una cápsula de plomo de gruesas paredes con una abertura en su porción superior. Dicha cápsula queda alojada en el suelo y sobre su vertical, en el eje del haz de radiación, a suficiente distancia va un contador *Geiger-Miller* que registra la intensidad de radiación que llega hasta él, y puede emitir a su vez este registro.

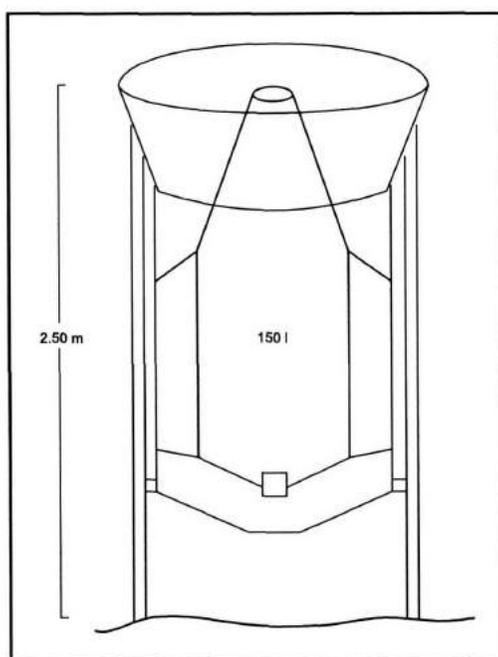


**Figura II.12. Nivómetro radiactivo.**

### c) Totalizadores

Tienen por objeto obtener en una sola medida la precipitación total caída en un cierto punto durante un largo periodo (un año hidrológico, un verano, un período de lluvias, etc.); existen diversos modelos que comúnmente coinciden en sus detalles generales de construcción y funcionamiento.

Se instalan en lugares que sólo pueden visitarse con escasa frecuencia, normalmente una vez al año. Uno de los variados tipos de totalizadores consta de un depósito de zinc de aproximadamente 150 litros de capacidad con boca de 200 cm<sup>2</sup> de sección, para recoger precipitaciones hasta de 7 500 mm. La boca está provista de un aro de latón de borde cortante. En el fondo lleva un tapón de rosca o un grifo. El depósito va metido en otro de chapa galvanizada que cumple las siguientes misiones: *a)* soportar el depósito interior, *b)* el espacio entre ambos actúa como cámara de aire, evitando el enfriamiento o calentamiento exagerado del interior, y *c)* sirve a éste de protección. El fondo del depósito exterior se cierra con un tapón de rosca similar al del depósito interior o con una tapa que se puede fijar con un candado. El peso del totalizador descansa sobre unas barras que van enterradas en el suelo. La boca se sitúa a 2.50 m sobre el suelo. En el interior se coloca aceite líquido de vaselina o parafina que al flotar sobre el agua evita la evaporación, y cloruro de calcio anhidrido para fundir la nieve (Figura II.13). El aceite se puede recuperar por decantación y el cloruro de calcio por evaporación del agua.



**Figura II.13. Totalizador de montaña.**

#### **d) Pluviógrafos**

Son los instrumentos destinados a medir la distribución de la lluvia en el tiempo en un determinado lugar. Con ellos se conoce la cantidad de lluvia a través del tiempo y también su intensidad.

Hay cinco clases o tipos fundamentales:

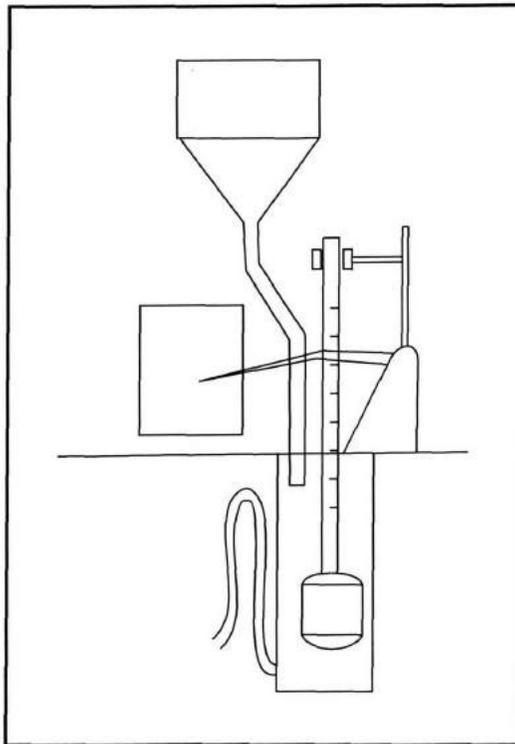
- a)* de flotador sin sifón automático,
- b)* de flotador con sifón automático,
- c)* de balanza,
- d)* de oscilación,

e) combinación de balanza y oscilación.

Ejemplo de cada tipo:

a) Pluviógrafo de flotador sin sifón automático

El flotador tiene un vástago vertical provisto de salientes a intervalos iguales. En ellos se apoya un brazo que sujeta la plumilla y está unido a un eje horizontal por el otro extremo; este brazo lleva un dispositivo tal, que cuando la plumilla llega a la parte superior de la banda cae al de abajo. El depósito se vacía con un sifón que se carga dándole un impulso al flotador o añadiendo agua para cebarlo (Figura II.14). Tiene como ventajas la sencillez y la falta de error acumulativo. Su inconveniente, como el de todos los pluviógrafos de flotador, es que éste puede ser dañado por las heladas.



**Figura II.14. Pluviógrafo sin sifón automático.**

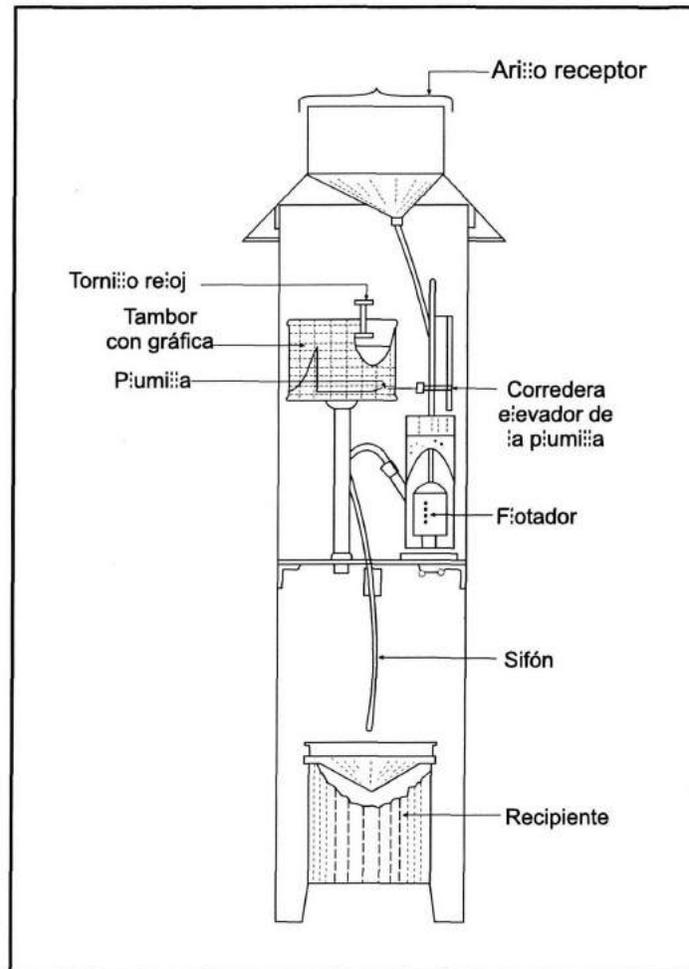
b) Pluviógrafo de flotador con sifón automático

El sifón automático se ceba por sí mismo cuando la plumilla ha alcanzado su máxima altura, y al mismo tiempo ésta vuelve al cero.

En el tipo de pluviógrafo *Hellman* la lluvia caída escurre a un receptor que, una vez lleno, se vacía automáticamente por un sifón acodado. Los cambios de altura del agua en dicho receptor son registrados por

una plumilla fijada a un vástago unido al flotador, cuyo movimiento, perfectamente vertical, está asegurado por unos carriles. El tambor da la revolución completa en una semana. La boca de este tipo de aparato, como la del pluviómetro, está situada a 1.50 m del suelo.

Para ajustar el cero, o lo que es lo mismo, regular el momento en que se vacía el receptor, puede variarse la altura del codo del sifón mediante un dispositivo. El sifón de este aparato tiene el inconveniente de que su descarga no es súbita, sino que se inicia con un goteo preliminar que evidentemente origina un error en el registro. En otros tipos de pluviógrafos esto se evita mediante otros modelos de sifones (Figura II.15).

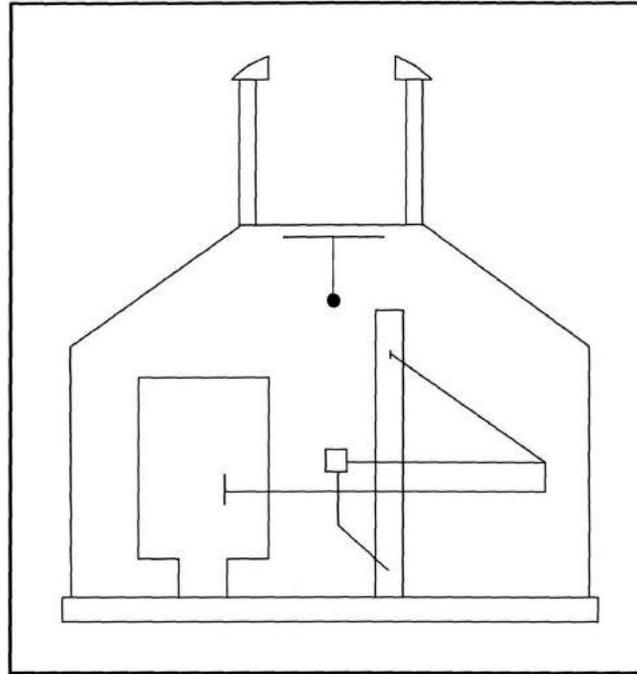


**Figura II.15. Pluviógrafo de flotador con sifón automático tipo *Hellmann*.**

Como se indicó anteriormente, el inconveniente común de los pluviógrafos de flotador es que las heladas bloquean al flotador al solidificarse el agua del receptor. En los pluviógrafos *Lambrecht*, análogos a los que se citaron, este inconveniente está resuelto con una lámpara de infrarrojo instalada en el interior de la armadura donde se aloja el sistema de registro. Dicha lámpara se enciende por un termostato cuando la temperatura exterior se aproxima a los 0° C y lo apaga cuando ésta vuelve a subir.

c) Pluviógrafo de balanza

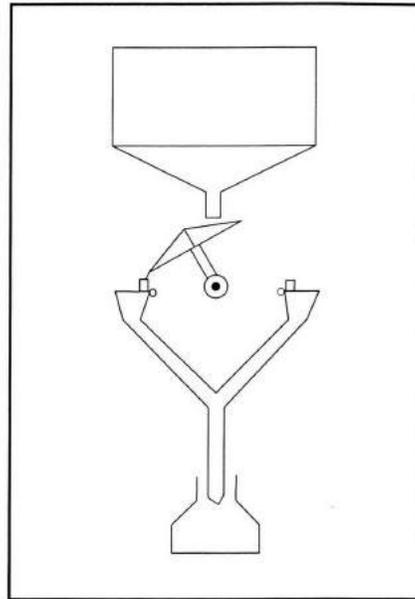
Es el más indicado en los países muy fríos, porque no resulta dañado por las heladas y, además, sirve de nivógrafo. El colector va colocado sobre el plato de un mecanismo tipo pesacartas que acciona la plumilla inscriptora. Un inconveniente son las vibraciones debidas al viento, que influyen en el registro; éstas se evitan con amortiguadores de aceite. Va provisto de dos dispositivos, lo cual permite la rápida substitución del colector cuando el que está colocado en el aparato se ha llenado (Figura II.16).



**Figura II.16. Pluviógrafo de balanza.**

d) Pluviógrafo de oscilación

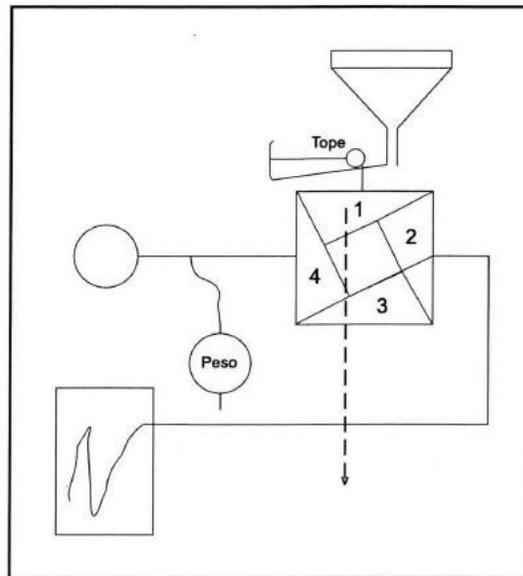
En ellos el agua recogida por la boca cae en un depósito gemelo de otro, llamados canalones y montados ambos sobre un eje capaz de bascular alrededor de otro horizontal. Cada vez que los canalones oscilan se genera un movimiento en el engranaje que se transmite hasta la plumilla, la cual registra en la gráfica la altura de agua precipitada (Figura II.17). En otros pluviógrafos con el mismo principio, cuando uno de los canalones está lleno, el desplazamiento del centro de gravedad del sistema móvil le obliga a girar hasta tocar un contacto eléctrico, quedando entonces el otro canalón bajo la boca, repitiendo así la operación alternativamente. El registro puede hacerse en gráfica o a distancia, eléctricamente, este último también puede considerarse continuo, puesto que el volumen de los dos depósitos es del orden de  $5 \text{ cm}^3$  (un cuarto de mm de lluvia). El tiempo que transcurre para efectuar el cambio de un canalón a otro es de aproximadamente 0.2 segundos, suficiente para generar un error en la medición, que aumenta con la intensidad de la lluvia. El error es de poca importancia para lluvias de intensidad inferior a 50 mm por hora, dándose muy pocas veces intensidades superiores.



**Figura II.17. Pluviógrafo de oscilación.**

*e)* Combinación del pluviógrafo de balanza y el de oscilación

El pluviógrafo *Nilsson* tiene un depósito con cuatro compartimientos a los que impide girar un tope que sostiene a cada uno de ellos. El sistema total está equilibrado por un peso y se mueve hacia abajo cuando la lluvia cae en uno de los compartimientos, elevando el peso y accionando la plumilla inscriptora. Cuando han caído 3 mm de lluvia, el tope suelta el depósito giratorio vaciando el agua y quedando el compartimiento siguiente en disposición de recoger el agua (Figura II.18).



**Figura II.18. Pluviógrafo combinación de balanza y de oscilación tipo *Nilsson*.**

### **e) Radar meteorológico**

Las medidas de la precipitación mediante el radar se abocan a la altura y a la intensidad de la precipitación.

Por lo que respecta a la altura de la precipitación, se toman fotografías que proyectan el área del temporal que la produce; en éstas aparecen zonas luminosas de mayor o menor intensidad, de acuerdo con la variación de las intensidades del eco que se correlacionan con las precipitaciones acumuladas, de conformidad con las informaciones recibidas de las estaciones sinópticas. Con esta información se pueden trazar rápidamente las isoyetas.

En lo referente a la intensidad de la precipitación, en las pantallas del radar meteorológico el eco de las gotas de lluvia es distinto del producido por otros obstáculos y gotitas de las nubes, por lo que éste puede ser interpretado como intensidad de la lluvia.

Los datos generados por el radar son de gran utilidad para el manejo de situaciones ocasionadas por fuertes precipitaciones. Por otro lado, representa un medio para efectuar medidas de precipitación en zonas inaccesibles.

## **2. Material de protección en los aparatos de medida y registro, para eliminar y/o reducir errores de medición en los pluviómetros y pluviógrafos y algunas condiciones de instalación de los aparatos**

El hecho de que el pluviómetro sea uno de los aparatos más elementales empleados en hidrometeorología es, hasta cierto punto, una ventaja, porque no se necesita personal especializado para atender el gran número de estaciones pluviométricas que componen una red meteorológica. Sin embargo, para las mediciones de precipitación, hay que considerar que además de los errores propios del aparato, como *a)* el agua necesaria para empapar el embudo; *b)* el agua que queda adherida al colector; *c)* el agua que se pierde por el vaciado del colector a la probeta; *d)* la pérdida de agua por evaporación, y *e)* las salpicaduras; existen otros como los debidos a que la lluvia no cae en forma vertical, sino que es fácilmente desviada por el viento, dejando de ser perpendicular a la boca y los causados por los edificios y obstáculos próximos al aparato, que dan lugar a la llamada “sombra pluviométrica”.

Por otra parte, el pluviómetro origina torbellinos, debido a lo cual, él mismo perturba el campo a medir.

Para evitar estas situaciones se han ideado protecciones y se han establecido normas o condiciones para la instalación de los aparatos. Las protecciones pueden ser de tres tipos: 1. Fosa, 2. Vallado o postes y 3. Protectores adosados.

1. La fosa es excelente para la lluvia, pero no para la nieve porque ésta llena las fosas y el viento produce remolinos que pueden alterar la cantidad de nieve en el interior del aparato (Figura II.19).

2. El vallado o postes se utilizan principalmente para los nivómetros; un ejemplo es el tipo *Adler*, que es un cerco formado por tablillas unidas con un aro fijo en la parte superior y una cadena en la inferior, de forma que el viento la mueve y evita la acumulación de nieve (Figura II.20).

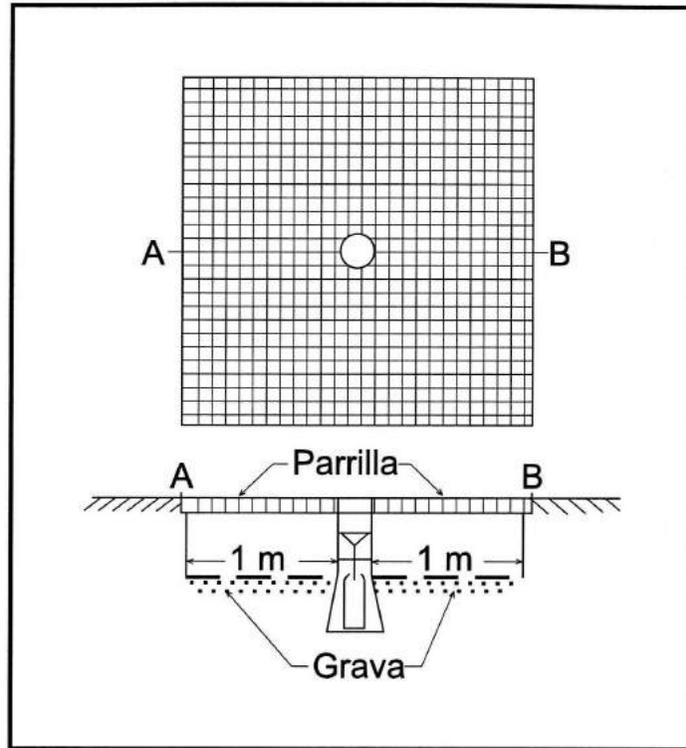


Figura II.19. Pluviómetro protegido por una fosa y una parrilla.

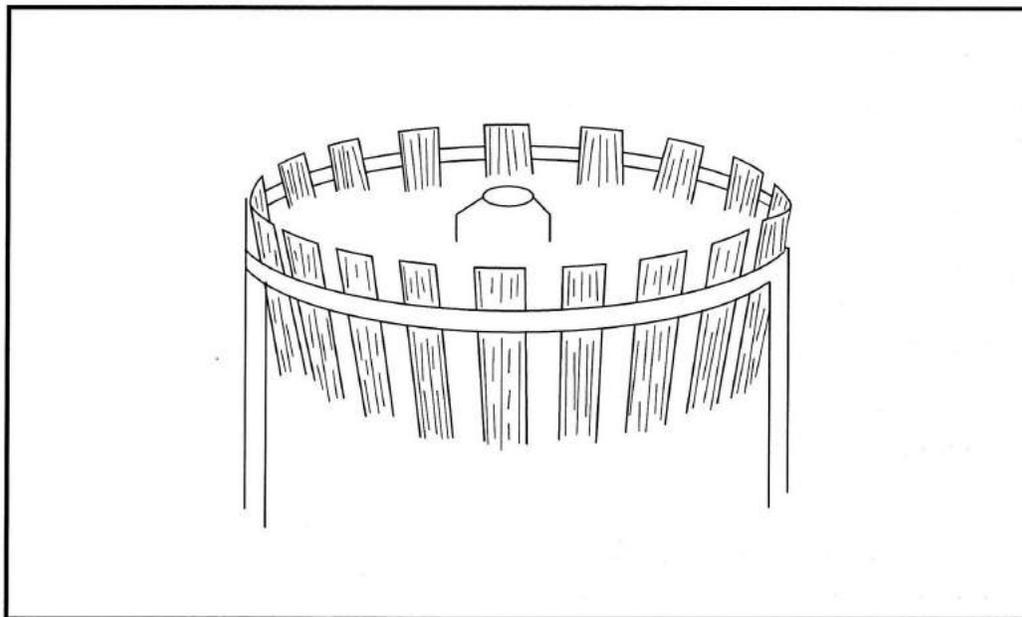
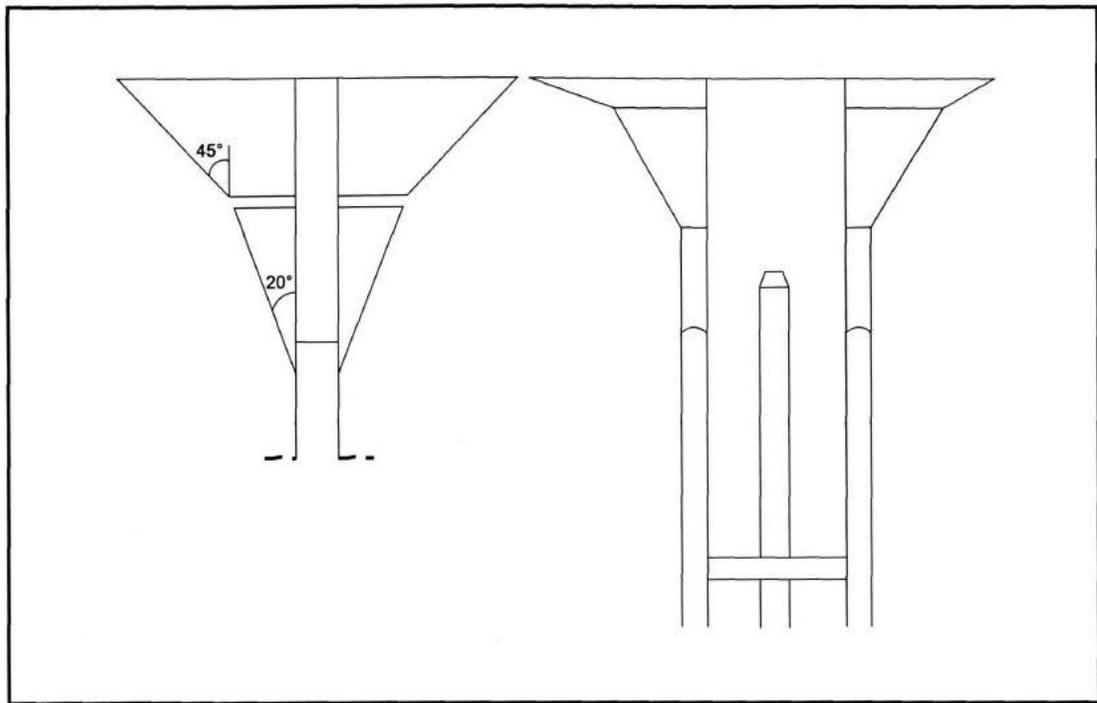


Figura II. 20. Protección de vallado o postes.

3. El método de mejores resultados es el de protectores adosados. Ejemplos de este tipo de protección son: uno consistente en dos conos de cobre, el inferior de ángulo  $20^\circ$  y el superior de  $45^\circ$ , provisto éste en su borde superior de una rejilla de tela metálica que evita las salpicaduras y otro que consiste en dejar espacio para la salida de la nieve en la parte inferior y sustituir el cono superior y la tela metálica horizontal por un cono muy chato, de gran ángulo, con lo que la protección resulta más efectiva (Figura II.21).



**Figura II.21. Protectores adosados.**

Entre algunas de las condiciones o normas de instalación establecidas por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), están:

1. Es conveniente la homogeneidad de modelos de pluviómetros para hacer comparables las medidas. La OMM ha establecido un modelo patrón llamado IRPG, el cual se deberá instalar en todas las estaciones meteorológicas a una distancia entre 5 y 15 m del pluviómetro que normalmente se emplee en la estación, y con la misma exposición de éste. Una instalación adecuada del pluviómetro patrón es la fosa o pozo pluviométrico, pues así se evita la mayoría de las desventajas de los pluviómetros elevados.
2. El error máximo tolerable en un pluviómetro ha de ser del 10%.
3. El exterior del pluviómetro debe ir pintado de blanco para evitar calentamiento que favorezca la evaporación, y el agua caída debe medirse cuanto antes por la misma razón.

4. Los aparatos deben instalarse en terreno lo más despejado de obstáculos y llano posible, donde la circulación del viento no sufra anomalías (acanalamiento, remolinos, etc.). Se establece como sombra pluviométrica el doble de la altura del obstáculo.
5. La densidad adecuada en la red pluviométrica debe ser de un aparato por unidad de superficie, que oscilará entre 25 y 250 km<sup>2</sup> según la topografía del terreno.

## 6. Rocío (precipitación oculta)

En las noches despejadas y sin viento, la tierra y las plantas adquieren, por radiación, temperaturas más bajas que el aire.

La diferencia es especialmente notable en las superficies de los cuerpos que son a la vez buenos radiadores y malos conductores de calor, como las hojas y los tallos de las plantas que pueden considerarse como cuerpos negros aislados del suelo, por lo cual a veces se ponen mucho más fríos que el aire y, por consiguiente, no es raro que alcancen el punto del rocío (temperatura a la que el vapor de agua del aire considerado se hace saturante).

El rocío tiende a acumularse en las superficies capaces de exhalar humedad, por eso antiguamente se creía que el rocío era agua transpirada por las plantas y objetos húmedos. Después se negó rotundamente que la humedad propia de los cuerpos pudiera influir en el rocío depositado sobre su superficie.

Actualmente se reconoce que en la producción del rocío tienen igual importancia el vapor de agua contenido en el aire y el exhalado del suelo, plantas y cuerpos húmedos, sólo así puede explicarse que colocando dos campanas de cristal invertidas, una sobre suelo húmedo y cubierta de césped y otra sobre una placa seca, se deposite a veces rocío en la primera y no en la segunda. Esto se debe a que durante la formación del rocío la tensión del vapor es mayor en las inmediaciones de los cuerpos impregnados de humedad que en el resto del aire, a causa de la evaporación que se produce a través de los poros de dichos cuerpos desde cavidades interiores de los mismos, poco afectados por el enfriamiento.

En términos generales, el rocío se define como una condensación por enfriamiento directo, que se produce cuando, a fuerza de bajar la temperatura sin que la tensión del vapor varíe, dicha tensión llega a ser saturante.

No es fácil hacer mediciones sistemáticas del régimen de rocío en los distintos lugares de la Tierra, pero se sabe que el rocío aumenta con los anticiclones y con todas aquellas causas que favorecen la radiación nocturna y que no se produce en noches de cielo cubierto y de viento fuerte. El rocío tiene su máximo al amanecer, en el momento en que se registra la temperatura mínima.

Los métodos para medir el agua depositada por el rocío son muy diversos y más o menos convencionales, ya que una estimación cuantitativa resulta siempre difícil. Entre los más empleados están los siguientes:

*Método de Althong o procedimiento de Duvdevani.* Éste ha sido de los más usados. Consiste en unas piezas de madera alargadas, revestidas de cierto barniz, que se colocan a determinadas alturas sobre el suelo. El observador debe comparar cada mañana el aspecto y tamaño del rocío depositado sobre la

cara superior, con una serie de modelos fotografiados, a cada uno de los cuales le corresponde una cantidad de agua determinada. El número de modelos fotografiados suele ser de 16. Este método, aunque poco preciso, es de algún valor práctico.

*Método de A. Knapen.* Lo ideó un ingeniero belga; consiste en unos pozos aéreos que son una especie de torres huecas, de paredes con orificios, por los cuales penetra el aire, el cual deposita su humedad en el interior frío y de superficie rugosa. Parece ser que los datos obtenidos por este método no son muy representativos del rocío que se deposita realmente sobre la superficie del suelo.

*Método de las esponjas recogedoras.* El procedimiento consiste en recoger con esponjas el agua depositada en una superficie determinada; pesándolas antes y después, la diferencia sería el peso del agua. Este método es poco confiable.

*Método de la balanza.* Sobre el platillo de una balanza se deposita tierra porosa determinando bien su peso, cuya medida se vuelve a hacer al día siguiente en la mañana; el aumento de peso es indudablemente debido al agua depositada por el rocío. Este método es útil en lugares donde se emplea el agua del rocío para cultivar.

*Rociómetros y rociógrafos.* De éstos los más confiables son los de balanza. La medida y el registro del rocío se lleva a cabo mediante el peso de las gotas de agua que se depositan en un platillo. De hecho son balanzas de gran sensibilidad y precisión, pero muy delicadas para su operación.

Solamente los métodos de las piezas de madera, de la balanza y los rociómetros y rociógrafos se pueden considerar válidos.

En México no se mide el rocío, debido a que en la mayoría de las estaciones meteorológicas no se cuenta con los aparatos requeridos. La información del fenómeno se limita al número de días con rocío por mes y por año.

Desde el punto de vista agrometeorológico la medida del rocío es de gran importancia, ya que alimenta a las plantas, aunque a veces sus efectos son desastrosos, pues un rocío fuerte en determinadas condiciones, puede disminuir la cosecha al favorecer la producción de determinados hongos.

## **7. Cálculo de la precipitación media sobre un área**

Para el cálculo de la precipitación media en una cuenca o un área, a partir de los datos de las estaciones meteorológicas (pluviométricas), pueden utilizarse varios procedimientos.

1. El primero y más simple es tomar como precipitación media la media aritmética de los valores observados en las distintas estaciones meteorológicas localizadas dentro de la cuenca. Esto sólo es aconsejable cuando la distribución de las estaciones en la cuenca sea bastante uniforme en las zonas bajas y convenientemente elegida en zonas de montaña. Estas dos condiciones normalmente no se dan en la mayoría de las cuencas de México, por lo que este procedimiento resulta poco aproximado (Figura II.22 y Cuadro II.2).

Para determinar la precipitación media de la cuenca con este método se aplica la expresión matemática siguiente:

$$P = \frac{\sum p_n}{n}$$

donde:

P precipitación media de la cuenca.

$p_n$  precipitación media de cada estación meteorológica localizada dentro de la cuenca.

n número de estaciones meteorológicas localizadas dentro de la cuenca.

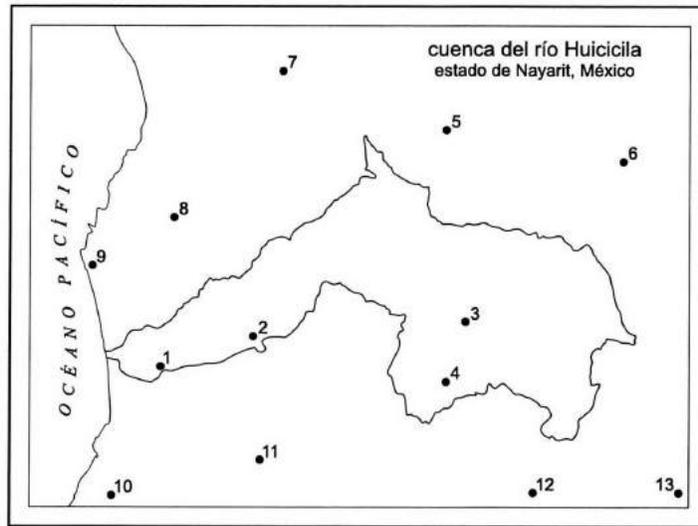


Figura II.22. Estaciones meteorológicas.

Cuadro II.2 Método de la media aritmética

ESTACIÓN	PRECIPITACIÓN (p) mm
1	1379.0
2	1768.5
3	1361.0
4	927.4
5	1309.0
6	1422.2
7	1520.9
8	1502.6
9	1342.1
10	1355.7
11	1731.7
12	1158.6
13	1446.3

$$\bar{P} = \frac{p_1 + p_2 + p_3 + p_4}{4} = \frac{\sum p_n}{n}$$

$$\bar{P} = \frac{1379.0 + 1768.5 + 1361.0 + 927.4}{4}$$

$$\bar{P} = \frac{5435.9}{4}$$

$$\bar{P} = 1358.98 \text{ mm}$$

2. Un segundo procedimiento es el de los polígonos de *Thiessen*. La red poligonal se traza formando los polígonos mediante las perpendiculares en el punto medio a los segmentos que unen cada dos estaciones. Se supone que cada estación es representativa del área del polígono que la encierra, de manera que la precipitación media de la superficie limitada por cada polígono es la que se registra en la estación meteorológica correspondiente (Figura II.23 y Cuadro II.3).

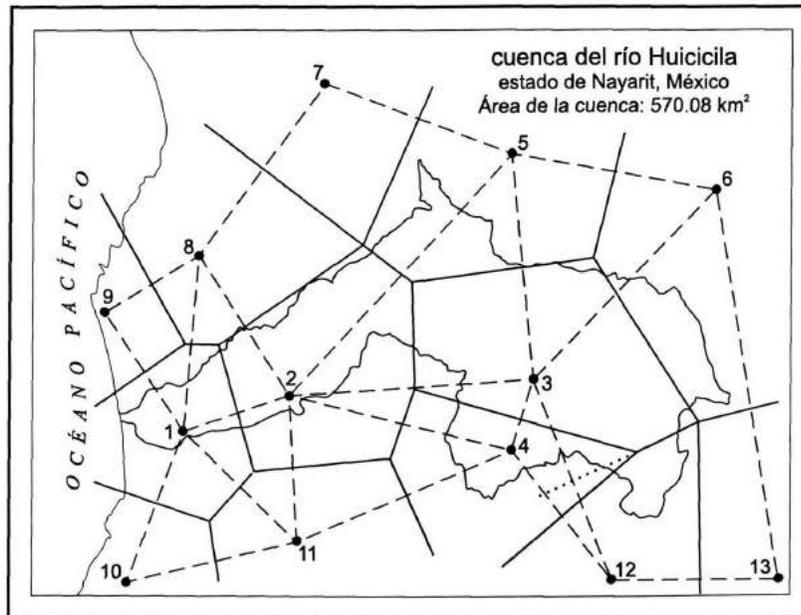


Figura II.23. Polígonos de *Thiessen*.

Cuadro II.3. Método de los polígonos de *Thiessen*

POLÍGONO	PRECIPITACIÓN MEDIA DE CADA POLÍGONO (p) mm	ÁREA DE CADA POLÍGONO (a) mm	VOLUMEN m <sup>3</sup>	PRECIPITACIÓN MEDIA DE LA CUENCA mm
1	2	3	4 = (2)(3)	5 = $\frac{\Sigma 4}{\Sigma 3}$
1	1379.0	39.46	54 415 340	$\bar{p} = \frac{p_1 a_1 + p_2 a_2 + p_3 a_3 + \dots + p_n a_n}{A}$ $\bar{p} = \frac{\Sigma p_n a_n}{A}$ $\bar{p} = \frac{792\,317\,302\text{ m}^3}{570\,080\,000\text{ m}^2}$ $\bar{p} = 1.38984\text{ m}$ $\bar{p} = 1\,389.84\text{ mm}$
2	1768.5	116.49	206 012 560	
3	1361.0	236.93	322 461 730	
4	927.4	63.95	59 307 230	
5	1309.0	48.94	64 062 460	
6	1422.2	43.81	62 306 582	
12	1158.6	20.50	23 751 300	
Suma (Σ)		570.08	792 317 302	1 389.84

Así, la precipitación media de la cuenca se obtiene sumando los productos de las precipitaciones de cada estación por el área del polígono correspondiente y dividiendo la suma entre el área total de la misma cuenca:

$$P = \frac{(p_1 a_1) + (p_2 a_2) + (p_3 a_3) \dots + (p_n a_n)}{A}$$

$$P = \frac{\sum p_n a_n}{A}$$

donde:

P precipitación media de la cuenca,

p precipitación media de cada polígono (corresponde a la precipitación media de la estación limitada por cada polígono),

a área correspondiente a cada polígono.

A Área total de la cuenca

Las áreas de los polígonos se calculan mediante el empleo de papel milimétrico, del planímetro o de sistemas de información geográfica.

3. Un tercer procedimiento es el método de las isoyetas, que es el más preciso. Consiste en trazar isolíneas de igual precipitación (isoyetas). La precipitación media de la cuenca se calcula sumando los productos de las áreas comprendidas entre cada dos isoyetas, por su correspondiente precipitación media, y dividiendo la suma entre el área total de la cuenca. Cuando las isoyetas discurren paralelas, la precipitación media del área comprendida entre cada dos es la semisuma de los valores de éstas (Figura II.24 y Cuadro II.4).

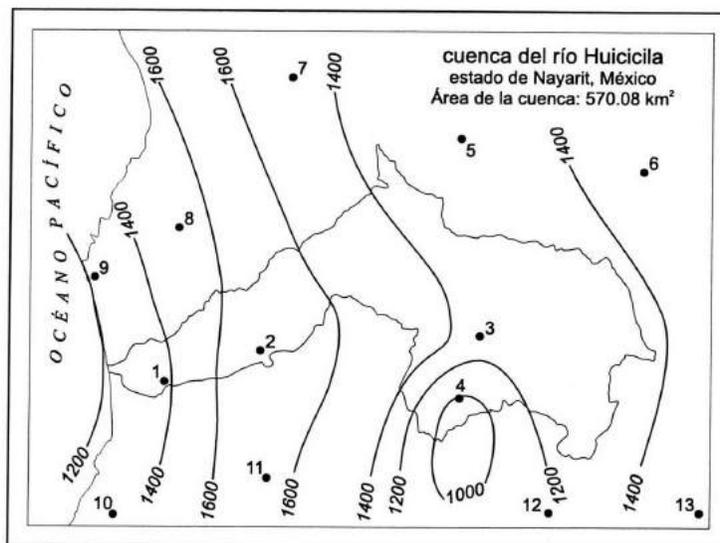


Figura II.24. Isoyetas.

**Cuadro II.4. Método de las isoyetas.**

ISOYETAS mm	PRECIPITACIÓN MEDIA ENTRE CADA DOS ISOYETAS (p) mm	ÁREA ENTRE CADA DOS ISOYETAS (a) Km <sup>2</sup>	VOLUMEN m <sup>3</sup>	PRECIPITACIÓN MEDIA DE LA CUENCA mm
1	2	3	4 = (2)(3)	5 = $\frac{\sum 4}{\sum 3}$
1200 - 1400	1300	22.50	29 500 000	$\bar{p} = \frac{p_1 a_1 + p_2 a_2 + p_3 a_3 + \dots + p_n a_n}{A}$ $\bar{p} = \frac{\sum p_n a_n}{A}$ $\bar{p} = \frac{780\,870\,000\text{ m}^3}{570\,080\,000\text{ m}^2}$ $\bar{p} = 1.36976\text{ m}$ $\bar{p} = 1\,369.76\text{ mm}$
1400 - 1600	1500	31.43	47 145 000	
1600 - 1600	1600	76.30	122 080 000	
1600 - 1400	1500	108.43	162 645 000	
1400 - 1200	1300	286.14	371 982 000	
1200 - 1000	1100	35.10	38 610 000	
1000 - 800	900	10.18	9 162 000	
Suma ( $\Sigma$ )		570.08	780 870 000	

Para determinar la precipitación media se emplea la siguiente expresión:

$$P = \frac{(p_1 a_1) + (p_2 a_2) + (p_3 a_3) \dots + (p_n a_n)}{A}$$

$$P = \frac{\sum p_n a_n}{A}$$

en donde:

- P precipitación media de la cuenca,
- p precipitación media correspondiente al área comprendida entre cada dos isoyetas,
- a área comprendida entre cada dos isoyetas.

A Área total de la cuenca

El área comprendida entre cada dos isoyetas se calcula mediante el empleo de papel milimétrico, del planímetro o de sistemas de información geográfica.

### III. EVAPORACIÓN Y TRANSPIRACIÓN

La evaporación, en un aspecto físico puro, es el paso del estado líquido al gaseoso del agua.

Para estudiar la evaporación se deben considerar los distintos orígenes desde los que se produce. Una parte de lluvia queda en los vegetales, interceptada por las hojas o troncos, desde donde hay evaporación. Otra parte llega al suelo y lo moja, así habrá también evaporación desde el suelo húmedo, con variaciones del grado de humedad; una vez saturado el suelo, el agua corre por la superficie, aunque no por cauces, y también desde ésta se produce evaporación. Por último, una parte alcanza los cauces y entonces se tendrá evaporación desde superficies líquidas continuas, es decir, mares, lagos y ríos.

Hay otra forma especial de evaporación, la que se produce a partir de la nieve y de los hielos, el paso no es del estado líquido al gaseoso, sino del sólido al gaseoso; este fenómeno se conoce como sublimación o volatilización.

Todos estos lugares donde se acumula el agua dan lugar al fenómeno físico de la evaporación, pero también existen otros que hay que estudiar, las plantas que toman el agua del suelo por medio de sus raíces y a través de su ciclo biológico la regresan a la atmósfera por medio de la transpiración. En muchos casos no interesa distinguir qué parte es de evaporación física propiamente dicha y cuál es del ciclo biológico de la planta o transpiración. En la ecuación que se estableció en el primer capítulo no se distinguen los dos términos, por estar ya incluidos en la evaporación, sin embargo, cuando la evaporación y la transpiración se engloban en una variable única, se habla de evapotranspiración.

Se ha establecido el término de evapotranspiración potencial, al que Thornthwaite definió como la cantidad máxima posible de agua que perdería el suelo por evaporación y transpiración, suponiendo que éste estuviera saturado. Sólo en condiciones ideales la evapotranspiración real coincidirá con la potencial, en los demás casos, generalmente, la real será menor. Rosenberg (1974) cita varios ejemplos de cultivos en zonas áridas que, adecuadamente regados y en determinadas condiciones, producen una evapotranspiración mayor (evapotranspiración real) que la que se registra en los tanques de evaporación (evapotranspiración potencial).

#### 1. Evaporación

La evaporación es un proceso físico que está determinado por el poder evaporante de la atmósfera.

##### 1. Poder evaporante de la atmósfera

El poder evaporante de la atmósfera se caracteriza por la altura de agua que la atmósfera es capaz de absorber si dispone de toda el agua necesaria.

El poder evaporante de la atmósfera está influido por una serie de variables de mayor o menor importancia.

Fundamentalmente, la evaporación depende del *déficit higrométrico*, expresado por la ley de Dalton que dice que: “la evaporación es proporcional a la diferencia entre la tensión de vapor a la temperatura del agua de la superficie evaporante y la tensión de vapor real de la atmósfera en ese instante, e inversamente proporcional a la presión atmosférica total, que es la suma de la presión atmosférica más la tensión de vapor” (tensión de vapor es la presión parcial del vapor de agua en la partícula de aire considerada).

Otra variable que influye en la evaporación es la *temperatura del aire*. Aparece en la ley anterior aunque en forma implícita.

Otra variable es la *insolación*. La evaporación necesita calor para producirse; este calor lo recibe el agua que se va a evaporar o el terreno saturado, tomándolo de otros cuerpos próximos que, a su vez, lo reciben de la energía solar. Por lo tanto, cuando las horas de insolación aumentan, la evaporación aumentará. Lo que hará la insolación es actuar sobre la temperatura del aire y de los objetos en contacto con el agua.

Otras variables que influyen de modo importante son la *velocidad y turbulencia del aire*. Si bien la ley de Dalton está concebida para el aire en reposo, la influencia de la velocidad y turbulencia del aire es considerable, pues cuando una masa de aire que ya ha absorbido humedad es desplazada y substituida por otra con menor contenido de humedad (por lo tanto con mayor diferencia entre la tensión de vapor a la temperatura del agua y la tensión de vapor real de la atmósfera en ese instante), es capaz de producir nueva evaporación. Así, si el aire se encuentra en reposo, al cabo de cierto tiempo la diferencia mencionada habrá disminuido, es decir, la humedad relativa (tensión del vapor de agua a la temperatura de la partícula de aire considerada) habrá aumentado, lo que hará disminuir la evaporación a lo largo del tiempo, en cambio, si el aire no está en reposo, hay turbulencia y la renovación que supone traerá aire con menor contenido de humedad y se podrá mantener más constante el valor de la evaporación en lugar de ir decreciendo con el tiempo.

La influencia de la *presión atmosférica* es pequeña y queda incluida dentro de la ley de Dalton.

Por último, entre las variables apreciables está la *salinidad del agua*; mientras más salada es se evapora menos. Como orden de magnitud se puede decir que por cada 1% que aumenta la salinidad disminuye 1% la evaporación.

En cambio, aunque se han hecho muchos ensayos, no se ha demostrado que tenga influencia la turbiedad del agua. Es decir, el que el agua tenga partículas sólidas en suspensión no altera la evaporación, en contraste con lo que ocurre con la salinidad.

### 1. Medida del poder evaporante de la atmósfera

La evaporación se mide por el espesor de la capa de agua evaporada expresada en mm y suele tomarse como intervalo entre dos observaciones consecutivas.

Teniendo en cuenta que una lámina de agua de 1 mm de espesor y de 1 m<sup>2</sup> de extensión equivale a un litro, el mismo número que expresa el agua evaporada en milímetros representará también la cantidad en litros de agua evaporada por metro cuadrado de superficie evaporante.

La evaporación es una magnitud difícil de medir debido a que sufre considerables variaciones de carácter local y no se ha podido encontrar un proceso suficientemente representativo de las condiciones medias de

una región determinada. La evaporación en terrenos secos es distinta a la de terrenos con cuerpos de agua, en un río es diferente a la de un bosque, etc. y, como se vio, influyen mucho las condiciones meteorológicas del aire.

En los observatorios y en las estaciones meteorológicas las medidas de evaporación corresponden a la evaporación potencial.

Los instrumentos empleados para medir el poder de evaporación del aire son los evaporímetros o atmómetros; éstos se clasifican en.

#### A. Medidores de evaporación potencial o del poder evaporante de la atmósfera

- a) tanques de evaporación,
- b) recipientes de vaporización,
- c) recipientes de porcelana porosa,
- d) evaporímetros de disco de papel.

#### B. Evaporímetros registradores

##### e) evaporígrafos

a) *Tanques de evaporación.* Los tanques de evaporación comúnmente usados para las medidas ordinarias están hechos de hierro galvanizado, zinc y cobre y son generalmente circulares, habiéndolos en varios tamaños. Pueden estar o no pintados y sus superficies pueden o no estar cubiertas con una red o malla. Pueden instalarse sobre el suelo, en el suelo o flotar en una superficie de agua.

Una de las principales causas de las variaciones entre la evaporación de un tanque y la de una masa de agua relativamente profunda, es la diferencia en el calor almacenado. Parte del calor recibido en la superficie de un lago o estanque profundo durante la primavera y el verano, sirve para calentar el agua a considerable profundidad y no es inmediatamente utilizable como fuente de energía para la evaporación. Este calor almacenado suministra energía adicional para la evaporación durante el otoño y el invierno.

El agua del tanque, en cantidad escasa, tiene poca capacidad para almacenar calor, con el resultado de que las medidas están más directamente influidas por el calor recibido. Los tanques flotantes se usan a menudo para minimizar esta discrepancia y, aunque sus medidas se consideran como más representativas, también requieren ajuste. Un elemento de desconfianza en la medida de los tanques flotantes es el posible "salpicado" del agua hacia adentro o de adentro hacia afuera por la acción de las olas.

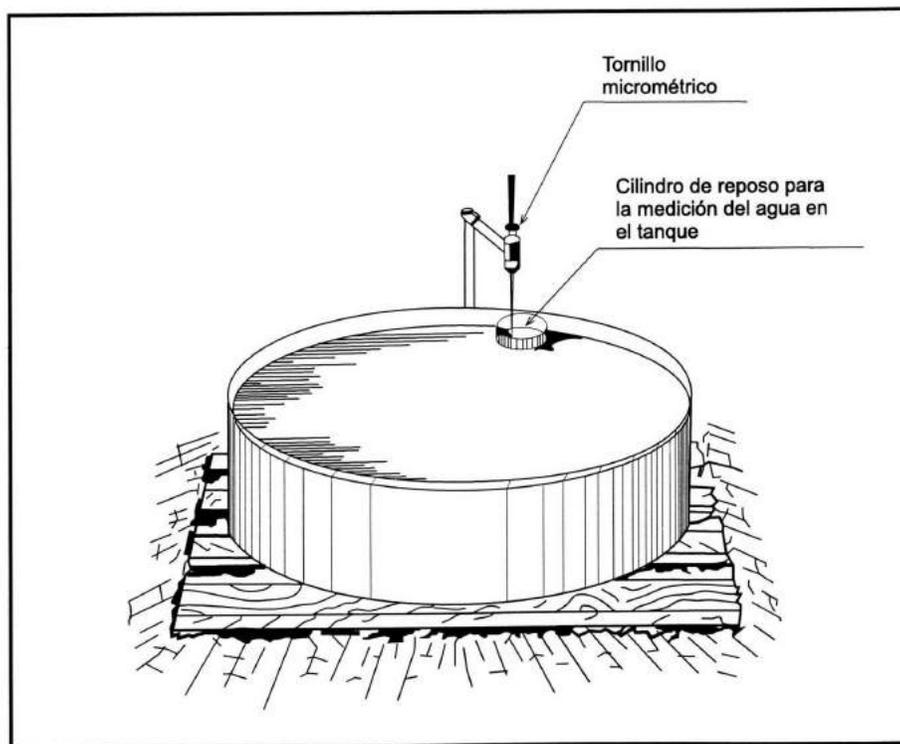
Ya se dijo que la evaporación sobre los tanques es más grande que la de las adyacentes masas de agua líquida. Generalmente la diferencia varía en razón inversa al tamaño de los tanques, por lo que las medidas de los pequeños requieren los más grandes ajustes.

La proporción entre la evaporación de una gran masa de agua y la de un tanque se conoce con el nombre de coeficiente del tanque. Éste se usa para estimar la evaporación de un lago, estanque o pantano aplicando las medidas de tanques próximos. El coeficiente es variable y, por lo general, más alto en invierno que en verano, porque en invierno disminuye la evaporación de los tanques.

La influencia de los colores del tanque sobre la proporción de evaporación depende de su relativa absorción calorífica. La evaporación en los tanques oscuros es mayor que la que se registra desde los pintados o galvanizados; los tanques pintados de colores claros registran una menor evaporación.

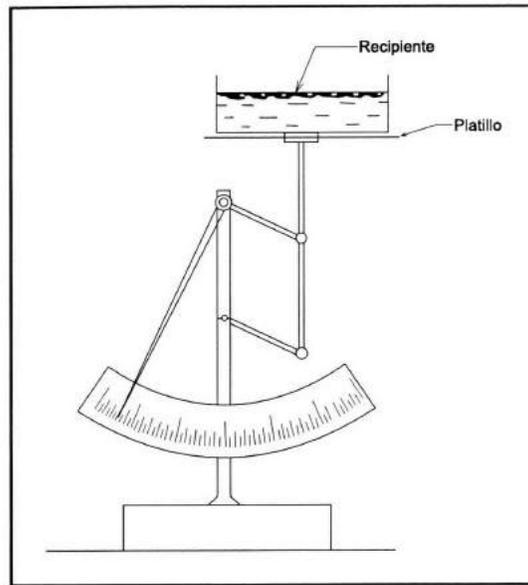
Mediante el uso de una pantalla sobre la superficie del agua en el tanque se puede reducir la evaporación y la turbulencia del agua.

*Medidas en los tanques.* Para efectuarlas generalmente se utilizan dos métodos. Uno que puede llamarse volumétrico, consiste esencialmente en medir los volúmenes de agua que es preciso añadir periódicamente al tanque para reponer en éste su nivel inicial; se obtiene haciendo que el agua del depósito enrase con la punta metálica de un vástago unido al fondo o a la pared del tanque. El otro método se basa en la medida periódica de los niveles que el agua tiene en el tanque, deduciendo como diferencia de estos niveles la evaporación habida en el tiempo transcurrido entre dos medidas consecutivas. Aquí el nivel del agua en el depósito se obtiene mediante un tornillo medidor (tornillo micrométrico), que consiste en un vástago roscado y graduado que termina en un gancho de punta afilada (Figura III.1).



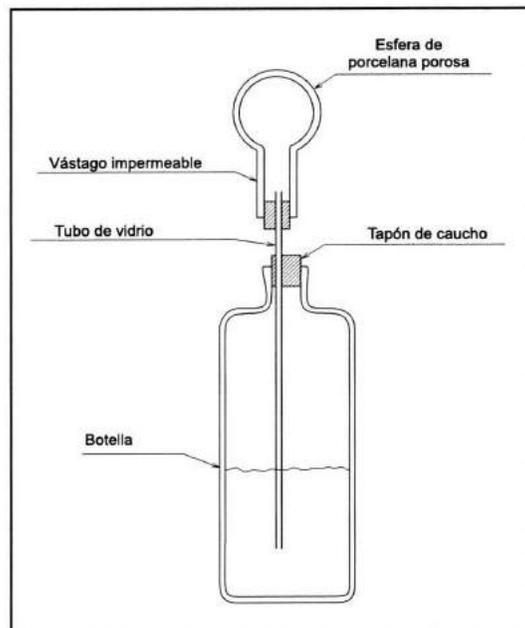
**Figura III.1. Tanque de evaporación sobre el suelo.**

*b) Recipientes de vaporización.* Existe un evaporímetro de balanza formado por un recipiente lleno de agua, que se coloca como el platillo de los aparatos llamados pesacartas. Cada día se llena y al cabo de 24 horas, como parte del agua se habrá evaporado, el platillo habrá subido, pudiéndose leer el número de milímetros que ha bajado la superficie de esa agua debido a la evaporación (Figura III.2).



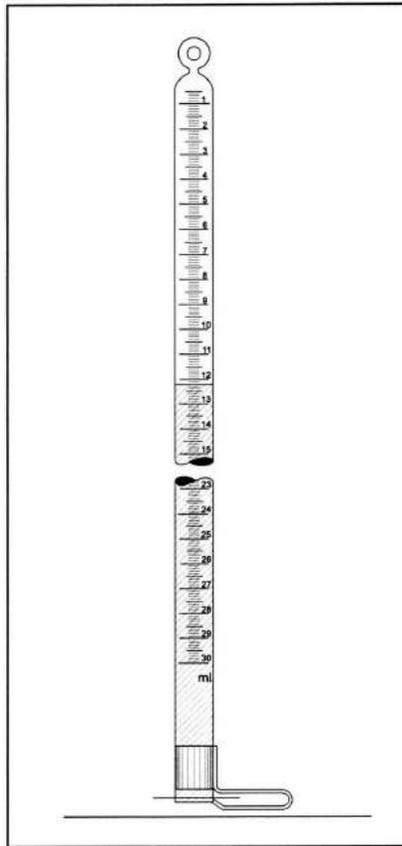
**Figura III.2. Evaporímetro *Wild* tipo pesacartas.**

c) *Recipientes de porcelana porosa.* Entre los aparatos de este tipo está la esfera de *Livingston*, la cual se usa mucho en investigaciones botánicas y forestales. Consiste en una esfera de porcelana porosa con un vástago barnizado e impermeable; para usarla, ésta se une a un tubo de vidrio que entra en una botella con agua. La esfera es alimentada por el vapor de agua que pasa a través del tubo y la evaporación se mide calculando la pérdida de agua del depósito (Figura III.3).



**Figura III.3. Esfera de *Livingston*.**

d) *Evaporímetros de disco de papel.* De este tipo es el evaporímetro Piche, que es el más sencillo, barato y práctico. Está formado por un tubo de 1 cm de diámetro graduado en centímetros y milímetros, abierto por un extremo que se cubre con un disco de papel filtro sujeto por un muelle, se llena de agua destilada o de lluvia, se invierte con cuidado y se cuelga (Figura III.4). Los tubos también pueden ser en forma de pipa, con el orificio en la parte inferior de ésta, sobre el cual se coloca el disco de papel filtro, igualmente sostenido por un muelle.



**Figura III.4. Evaporímetro Piche.**

e) *Evaporígrafos.* En general, los tanques de evaporación se pueden combinar con un flotador terminado en una varilla y plumilla dando lugar a los evaporígrafos.

Las medidas de evaporación potencial o meteorológica, además de registrarse en aparatos, también se pueden calcular o estimar mediante fórmulas que tienen en cuenta los factores que influyen en la evaporación como la temperatura y la precipitación, la humedad del aire y la velocidad del viento.

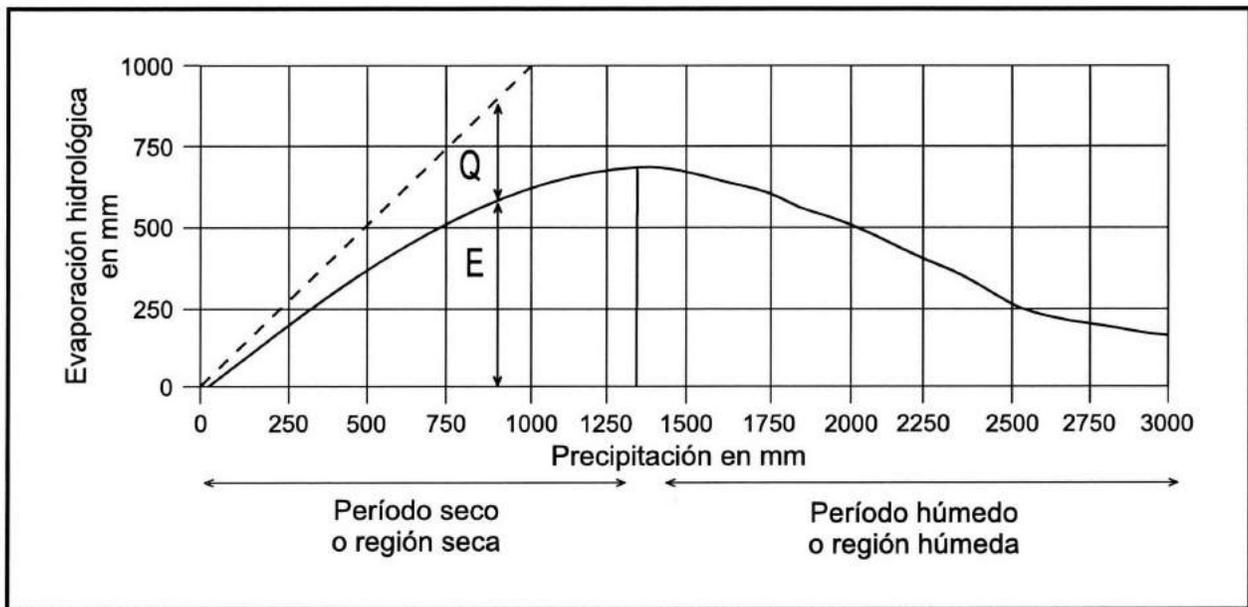
## **2. Tipos de evaporación**

Hay que distinguir entre evaporación hidrológica y evaporación meteorológica.

El evaporímetro es el aparato de medida para determinar la evaporación en una zona; como se le suministra toda el agua que necesita, se evapora toda la que es capaz de absorber la atmósfera (evaporación meteorológica o potencial), mientras que en la realidad se presenta la limitación del agua disponible, produciéndose la evaporación que verdaderamente ocurre (evaporación hidrológica o real).

Los valores de la evaporación hidrológica son menores a los de la meteorológica y la relación fundamental de estos conceptos se tiene en las leyes de *Coutagne*, que son las dos leyes básicas de la evaporación hidrológica: 1a. La evaporación hidrológica aumenta hasta cierto límite con la lluvia caída. 2a. La evaporación hidrológica, a partir de este límite, disminuye con la precipitación.

La razón de estas dos circunstancias es que, cuando las precipitaciones son bajas, se tiene poca agua disponible para evaporar, en tal caso la evaporación aumentará con la precipitación hasta cierto límite que será dado por la disponibilidad de una cantidad de agua igual a la que la atmósfera puede absorber, y será entonces cuando a más lluvia la atmósfera estará en peores condiciones para evaporar, y a partir de este límite la evaporación disminuye con la precipitación (Figura III.5).



**Figura III.5. Leyes de *Coutagne*. Q, escurrimiento. E, evaporación.**

Con respecto a la curva de la Figura III.5, se establece que una región o un período son secos cuando su situación normal de pluviometría corresponde a la rama en la cual un aumento de precipitación se refleja en un aumento de la evaporación. Una región o un período serán húmedos cuando normalmente, en todos los años, su punto representativo esté en la rama decreciente de la curva.

La distancia entre la curva y la bisectriz de los ejes es precisamente el escurrimiento total de la cuenca en el período considerado.

Las leyes de *Coutagne* se pueden representar gráficamente en otros ejes: en lugar de precipitación (P) y evaporación (E), se toman precipitación (P) y escurrimiento (Q), (Figura III.6).

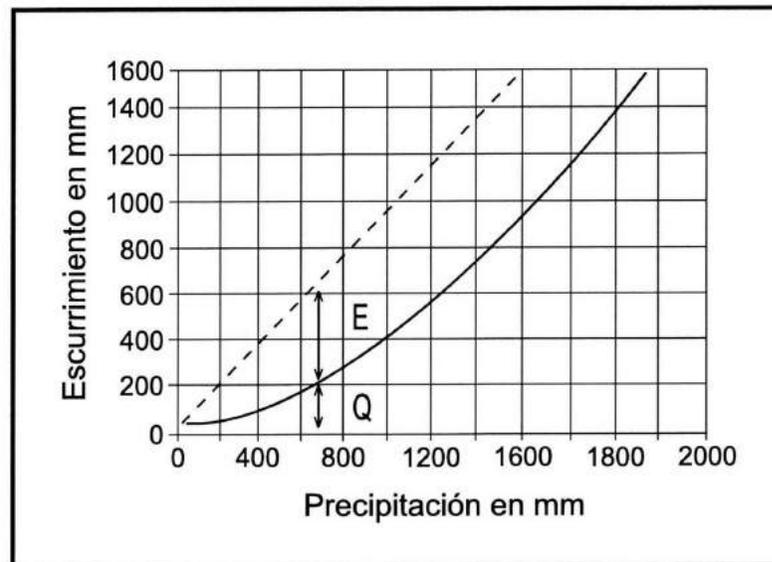


Figura III.6. Leyes de *Coutagne*. E, evaporación. Q, escurrimiento.

Realmente se trata de invertir el orden en que estaban los términos en la curva anterior (Figura III.5); se toma a partir del eje evaporación (E) el valor escurrimiento (Q) y hacia arriba el valor evaporación (E) limitado por la bisectriz. Representadas las Leyes de *Coutagne* de esta forma, se aprecia bastante bien la casi constancia de E cuando aumenta P.

Las medidas de la evaporación hidrológica o real no se registran en aparatos, sólo se pueden obtener aplicando fórmulas que, como en el caso anterior, tienen en cuenta los factores que influyen en la evaporación.

### 3. Evaporación desde superficies líquidas

Cuando se trata de conocer la evaporación desde superficies líquidas, tienen una influencia muy importante la extensión y la profundidad.

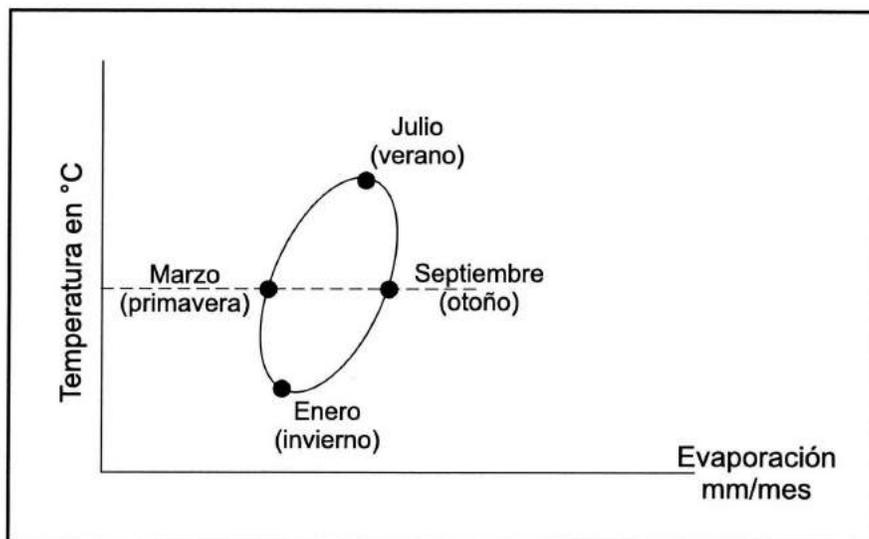
La extensión tiene gran importancia por los vientos que la recorren; cuando el viento sopla sobre una superficie muy extensa y llega de una región interior (continental) viene seco, al pasar sobre el mar o el lago produce bastante evaporación, pero según va avanzando en su recorrido por encima de la superficie líquida, como se va cargando de humedad, cada vez tendrá menor poder evaporante. Por el contrario, si el viento es húmedo, producirá escasa evaporación en toda la superficie recorrida.

La profundidad influye mucho; las masas de agua poco profundas siguen rápidamente las variaciones de la temperatura del aire, pero, a mayor profundidad, la temperatura del agua va retrasada con respecto a la del aire, tanto que no le da tiempo a calentarse, de manera que cuando está aumentando la temperatura del aire, la del agua

es menor que la de éste, por tanto, en los períodos cálidos la evaporación será menor que la que corresponde a volúmenes someros de agua que siguen más de cerca la variación de la temperatura.

Si se traza la curva de la evaporación desde un cuerpo profundo, en función de la temperatura del aire, resultará de forma cerrada; los puntos correspondientes a los distintos meses del año la van conformando. La razón es que para una misma temperatura del aire se tendrá mayor evaporación en los períodos posteriores al cálido que en los anteriores, puesto que la temperatura del agua entre enero y julio (rama creciente de la curva) irá aumentando con retraso respecto a la del aire, por lo que la evaporación es menor que la que habrá después, cuando la temperatura comience a disminuir (rama decreciente de la curva), entonces la temperatura del agua en esa fecha (entre julio y enero) será superior para la misma temperatura del aire y la evaporación es mayor.

Esta curva es así de modo general, y variará brusca o suavemente con otras muchas circunstancias, incluso con el propio ciclo de variación de la temperatura, pero siempre se tendrán dos valores de evaporación para la misma temperatura (Figura III.7).



**Figura III.7. Curva de evaporación en cuerpos de agua profundos.**

Es tal la importancia de la evaporación desde superficies líquidas libres que puede hacer antieconómica la construcción de un embalse. El embalse de Boulder en Colorado, Estados Unidos, tiene pérdidas por evaporación tan importantes que se ha estimado alcanzan la décima parte de la aportación del río, de manera que si se construyeran diez embalses sobre el propio río, todas las reservas del río se evaporarían. Esto además resulta más grave cuanto más extenso y menos profundo es el embalse.

La importancia de la pérdida de agua por evaporación ha llevado a hacer muchos ensayos para tratar de proteger los embalses contra este fenómeno. Se ha tratado de extender sobre la superficie otro líquido menos evaporable como algunos aceites minerales, en general no se ha tenido éxito por dos razones, la primera porque no es fácil obtener la continuidad de superficie, y la segunda porque a pesar de no mantenerse con continuidad durante bastante tiempo, matan la vida en el agua, tanto animal como vegetal.

#### 4. Evaporación desde la nieve y el hielo

La evaporación desde la nieve y el hielo se denomina sublimación o volatilización, puesto que el paso del agua al estado gaseoso sucede directamente desde el estado sólido, sin pasar por el estado líquido.

De la sublimación de la nieve y el hielo no hay mucho que decir porque es un fenómeno que está poco estudiado. Realmente lo único conocido es que la sublimación o volatilización aumenta al haber mayor parte líquida, lo cual sucede poco antes del deshielo, registrándose volatilizaciones muy fuertes.

Otro factor más conocido es la compacidad (nivel de compactación) de la nieve. Nieve reciente con poca compacidad se sublima mucho más que la nieve que ha estado depositada mayor tiempo y ha ido comprimiéndose, adquiriendo mayor compacidad y por lo tanto menor superficie de contacto con el aire. La nieve recién caída, debido a su porosidad, mantiene en contacto con el aire tanto su superficie como su parte interna.

Los bosques pueden aumentar bastante la sublimación de nieve por la parte que queda retenida en las ramas; por el contrario, los bosques al impedir el paso del sol y frenar el viento, pueden también influir disminuyendo la sublimación.

#### 5. Evaporación desde el suelo

En general las superficies líquidas de las cuencas son relativamente pequeñas en comparación con su área total. Por ello, la importancia relativa de la evaporación desde superficies líquidas dentro de las cuencas es pequeña y lo mismo se puede decir de la evaporación (sublimación) a partir de superficies de nieve y hielo.

La mayor parte de la evaporación se realiza desde el suelo o a través de vegetales por el proceso de transpiración.

La evaporación a partir del suelo, en general, se produce sólo desde la superficie externa, salvo en casos de terrenos muy porosos o muy fisurados, en los cuales puede tener importancia la evaporación desde profundidades mayores (aproximadamente hasta 50 cm).

La evaporación resta contenido de humedad en la parte superior del suelo y provoca el ascenso del agua desde capas más profundas, si es que el agua existe en ellas; puede ser que casi todo el contenido de humedad se evapore y entonces se llegue a un suelo totalmente seco. Cuando se habla de un suelo totalmente seco no hay que pensar en la ausencia total de agua, ya que aproximadamente un 5% del volumen del suelo es agua que está unida de un modo firme a él y que no se pierde por evaporación; es el agua llamada higroscópica.

Si se considera un poder evaporante constante de la atmósfera, la evaporación desde el suelo crece con la cantidad de agua contenida en capas más bajas. Un suelo totalmente saturado de agua en superficie evapora tanta agua como una superficie líquida. Esto ocurre cuando la capa freática alcanza a la superficie libre. Si la capa freática está más profunda y no llega a saturar al suelo, entonces irá disminuyendo la importancia de la evaporación e influirá mucho la capilaridad del suelo para ir alimentando a la superficie cuando ésta pierde su propia humedad.

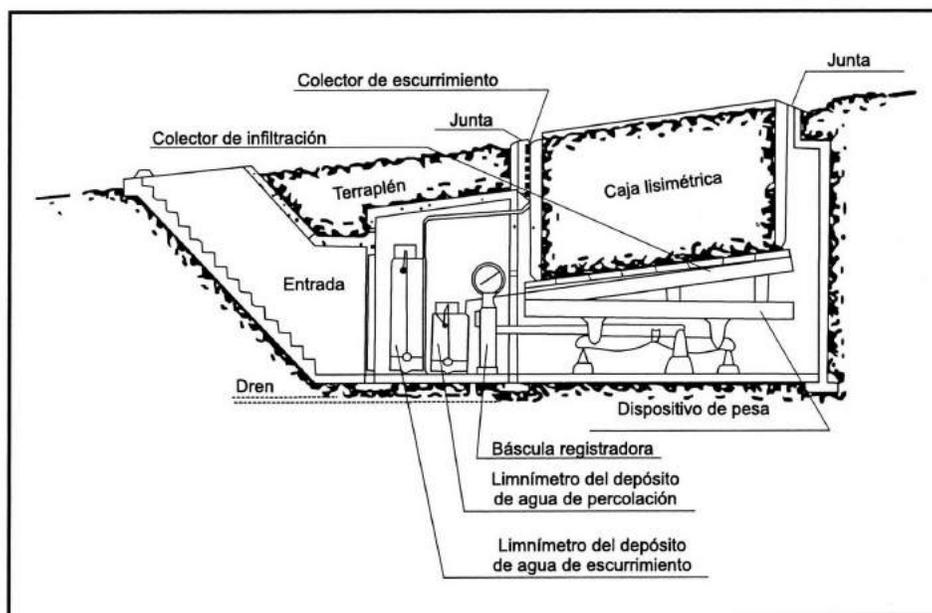
En el caso de que no hubiera capa freática o que estuviera muy profunda, entonces la evaporación desde el suelo se reduce a la evaporación del agua que directamente se haya infiltrado después de una lluvia, sin que tengan nada que ver las reservas de agua. Además, una parte de las precipitaciones se percola hacia capas más profundas y sólo se evaporará la que temporalmente esté en las capas más altas durante su período de descenso.

La determinación de la evaporación desde el suelo se realiza principalmente por tres métodos: el lisímetro, las parcelas de ensayo y los cajones de vidrio.

1. El lisímetro consiste en un paralelepípedo de aproximadamente 4.25 m. de largo, 1.90 de ancho, 2.40 de profundidad y 8 m<sup>2</sup> de superficie, con todas las caras impermeables y solamente la superficie libre descubierta. En este cajón se construye un suelo artificial lo más semejante posible a uno natural, para investigar el proceso de evaporación. A la capa de superficie se le da una cierta inclinación y cuando llueve, el escurrimiento que ha pasado sobre el suelo sin infiltrarse, al llegar al contorno del lisímetro es recogido por un canal que lo lleva a un dispositivo de medida. En el fondo tiene un colector de drenaje que permite retirar el agua que se haya infiltrado y llevarla a otro dispositivo de medida. Así, expuesto el lisímetro a la lluvia natural o artificial se puede tener el excedente de escurrimiento y el excedente de infiltración. El estudio se realiza luego con la ecuación del balance hídrico:

$$E = P - (Q + \Delta R).$$

La precipitación  $P$  se mide,  $Q$  es el escurrimiento, que se conoce como el agua que baja por la superficie y que se retira y  $\Delta R$  se determina por la variación de la humedad del suelo que llena el lisímetro y por la parte que haya salido por el drenaje, que es lo que en un terreno natural pasaría a aumentar la reserva subterránea (Figura III.8).



**Figura III.8. Lisímetro.**

La variación de la humedad se puede determinar sacando muestras, o bien por el sistema de montar el lisímetro sobre una báscula y así se conocerá por peso.

El mayor problema del lisímetro es que, por muy cuidadosamente que se haga el montaje, el terreno no tiene las condiciones naturales.

2. El sistema de las parcelas de ensayo es equivalente al lisímetro, pero en él se toma terreno natural.

La zona de ensayo se rodea por una pantalla impermeable que se profundiza en el suelo hasta encontrar la capa impermeable, de tal manera que se deja encerrado un volumen de suelo inalterado. Se dispone también el drenaje y la captación superficial, procediéndose exactamente igual que con el lisímetro. El inconveniente de este método es la determinación de la humedad y la ventaja es que el terreno es natural.

3. El sistema de cajas de vidrio se aplica en escala mucho más pequeña. Consiste en un recipiente cerrado, expuesto a las condiciones de atmósfera lo más naturales posible y cubierto con cristal; el procedimiento consiste en recoger la evaporación provocando la condensación del vapor de agua y medirla. El cristal hace el efecto de pared fría en la que se propicia la condensación. Tiene el inconveniente de que el poder evaporante de la atmósfera en esas circunstancias es muy distinto del real y por lo tanto, aun cuando se mide directamente el agua evaporada, esta medida no es correcta por la alteración del poder evaporante de la atmósfera.

En general los resultados de la evaporación a partir de un suelo natural se expresan en tanto por ciento de la evaporación que se tendría en una superficie líquida. Por ejemplo, en terrenos de arena fina saturados se produce una evaporación del orden del 100%. Si se tratara de marga también saturada, baja a un 90% de la que habrá en una superficie líquida y en suelo arcilloso se reduce aún más, hasta valores del 75 al 85%. Si el terreno no está saturado, la evaporación no tiene relación con la naturaleza del suelo, depende exclusivamente de la precipitación. Para estos casos de terreno no saturado es muy difícil llegar a evaluaciones concretas; hay algunas fórmulas, pero son relativamente de poca garantía y de poca utilidad.

## 2. Transpiración

El proceso de transpiración se estudia ampliamente en hidrología agrícola.

Las raíces de la planta toman el agua del suelo por ósmosis, ésta asciende por el tronco hasta llegar por las ramas a las hojas, donde se pone en contacto con la atmósfera. La superficie de evaporación es muy superior a la superficie aparente de la hoja, porque se produce no sólo desde la superficie sino también desde el interior de las hojas, es decir, a través de los poros el aire alcanza la masa vegetal interior contribuyendo así a la evaporación.

La transpiración también depende del poder evaporante de la atmósfera, y por tanto, de la temperatura, de la humedad y de la velocidad del viento. También influye la humedad del suelo, pero si el suelo está muy seco sin llegar a estarlo totalmente, la planta no puede absorber el agua por la raíz y transmitirla, de manera que con humedades muy bajas en el suelo, el proceso de la transpiración cesa.

La medición de la transpiración se realiza por los mismos métodos que la evaporación desde el suelo. La diferencia es que, en lugar de trabajar con un suelo desnudo, se trabaja con un suelo en el que se han plantado distintas especies vegetales y se estudia la influencia de una u otra especie en la transpiración. También se

comparan períodos distintos de la vida de la planta (fenología) para observar el comportamiento de la transpiración, con ello se llega a obtener una serie de datos muy interesantes con los que se prevé la necesidad de agua en un determinado cultivo vegetal, al conocer la transpiración que esa planta va a producir en las distintas fases de su proceso biológico.

La transpiración tiene una triple variación o ciclo: diurna, estacional e interanual.

La variación diurna sigue aproximadamente la misma curva que la evaporación, salvo en la noche. La evaporación tiene un máximo de día y un mínimo de noche, pero en las plantas el mínimo de transpiración puede registrar valores muy bajos, sin llegar a cero, porque la vida vegetal se amortigua notablemente en las horas nocturnas.

Lo mismo ocurre con las variaciones estacionales, la transpiración en los distintos meses del año sigue un ciclo análogo al de la evaporación, con la diferencia de que en plantas de hoja caduca el ciclo se interrumpe durante unos meses del año, en esta época de dormancia se lleva a cabo la transpiración a través de las lenticelas, aunque con valores muy bajos.

En general, se puede decir que la variación interanual de la transpiración sigue rigurosamente el ciclo de la evaporación. En años en que la evaporación es máxima, también lo es la transpiración.



## IV. INFILTRACIÓN Y HUMEDAD DEL SUELO

### 1. Infiltración

#### 1. Concepto

La infiltración es el movimiento del agua de la superficie hacia el interior del suelo. La infiltración es un proceso de gran importancia económica, es vista por el ingeniero como un proceso de pérdida y por el agricultor como una ganancia. Del agua infiltrada se proveen casi todas las plantas terrestres y muchos animales; alimenta al agua subterránea y a la vez a la mayoría de las corrientes en el período de estiaje; reduce las inundaciones y la erosión del suelo.

En el proceso de infiltración se pueden distinguir tres fases:

- a) *Intercambio*. Se presenta en la parte superior del suelo, donde el agua puede retornar a la atmósfera por medio de la evaporación debido al movimiento capilar o por medio de la transpiración de las plantas.
- b) *Transmisión*. Ocurre cuando la acción de la gravedad supera a la de la capilaridad y obliga al agua a deslizarse verticalmente hasta encontrar una capa impermeable.
- c) *Circulación*. Se presenta cuando el agua se acumula en el subsuelo debido a la presencia de una capa impermeable y empieza a circular por la acción de la gravedad, obedeciendo las leyes del escurrimiento subterráneo.

#### 2. Capacidad de infiltración

Es la cantidad máxima de agua que un suelo puede absorber por unidad de superficie horizontal y por unidad de tiempo. Se mide por la altura de agua que se infiltra, expresada en mm/hora.

La capacidad de infiltración disminuye hasta alcanzar un valor casi constante a medida que la precipitación se prolonga, y es entonces cuando empieza el escurrimiento.

A la lluvia que es superior a la capacidad de infiltración se le denomina *lluvia neta* (es la que escurre). A la lluvia que cae en el tiempo en que hay lluvia neta se le llama *lluvia eficaz*, por lo tanto, la lluvia neta equivale a la lluvia eficaz.

##### 1. Factores que intervienen en la capacidad de infiltración

*A. Tipo de suelo*. Entre mayor sea la porosidad, el tamaño de las partículas y el estado de fisuramiento del suelo, mayor será la capacidad de infiltración.

B. *Grado de humedad del suelo.* La infiltración varía en proporción inversa a la humedad del suelo, es decir, un suelo húmedo presenta menor capacidad de infiltración que un suelo seco.

C. *Presencia de sustancias coloidales.* Casi todos los suelos contienen coloides. La hidratación de los coloides aumenta su tamaño y reduce el espacio para la infiltración del agua.

D. *Acción de la precipitación sobre el suelo.* El agua de lluvia al chocar con el suelo facilita la compactación de su superficie disminuyendo la capacidad de infiltración; por otra parte, el agua transporta materiales finos que tienden a disminuir la porosidad de la superficie del suelo, humedece la superficie, saturando los horizontes más próximos a la misma, lo que aumenta la resistencia a la penetración del agua y actúa sobre las partículas de sustancias coloidales que, como se dijo, reducen la dimensión de los espacios intergranulares. La intensidad de esta acción varía con la granulometría de los suelos, y la presencia de vegetación la atenúa o elimina.

E. *Cubierta vegetal.* Con una cubierta vegetal natural aumenta la capacidad de infiltración y en caso de terreno cultivado, depende del tratamiento que se le dé al suelo.

La cubierta vegetal densa favorece la infiltración y dificulta el escurrimiento superficial del agua. Una vez que la lluvia cesa, la humedad del suelo es retirada a través de las raíces, aumentando la capacidad de infiltración para próximas precipitaciones.

F. *Acción del hombre y de los animales.* El suelo virgen tiene una estructura favorable para la infiltración, alto contenido de materia orgánica y mayor tamaño de los poros. Si el uso de la tierra tiene buen manejo y se aproxima a las condiciones citadas, se favorecerá el proceso de la infiltración, en caso contrario, cuando la tierra está sometida a un uso intensivo por animales o sujeto al paso constante de vehículos, la superficie se compacta y se vuelve impermeable.

g) *Temperatura.* Las temperaturas bajas dificultan la infiltración.

## 2. Variaciones de la capacidad de infiltración

Pueden ser clasificadas en dos categorías:

A. Variaciones en áreas geográficas debidas a las condiciones físicas del suelo.

B. Variaciones a través del tiempo en una superficie limitada:

a) Variaciones anuales debidas a la acción de los animales, deforestación, etcétera.

b) Variaciones anuales debidas a diferencias de grado de humedad del suelo, estado de desarrollo de la vegetación, temperatura, etcétera.

c) Variaciones a lo largo de la misma precipitación.

## 3. Medida de la infiltración

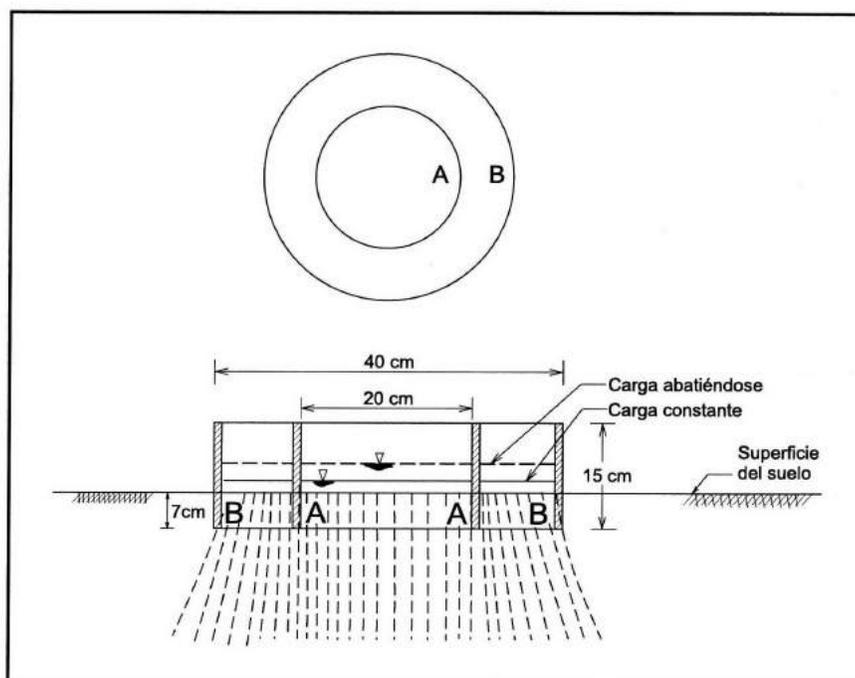
La determinación de la infiltración se puede hacer empleando lisímetros o parcelas de ensayo, de manera análoga a la medida de la evaporación y de la evapotranspiración desde el suelo. Sin embargo, por las

razones expuestas con respecto al inconveniente de estos métodos, es normal hacer determinaciones *in situ*.

El aparato que se usa es muy sencillo, es el infiltrómetro. El más común consiste en un cilindro de 15 cm de largo y fijo, aproximadamente de 20 cm; se pone en él una determinada cantidad de agua y se observa el tiempo que tarda en infiltrarse. A este aparato se le atribuyen algunos defectos: el agua se infiltra por el círculo que constituye el fondo, pero como alrededor de él no se está infiltrando agua, las zonas del suelo a los lados del aparato participan también en la infiltración, por lo tanto, da medidas superiores a la realidad.

El error apuntado se corrige colocando otro tubo de mayor diámetro (40 cm) alrededor del primero, constituyendo una especie de corona protectora. En éste también se pone agua aproximadamente al mismo nivel, aunque no se necesita tanta precisión como en el del interior; con ello se evita que el agua que interesa medir se pueda expandir (Figura IV.1).

La medición es menor que la que se hubiera obtenido antes y más concordante con la capacidad real del suelo.



**Figura IV.1. Infiltrómetro de cilindros concéntricos.**

Hay otro método que no utiliza aparato alguno, sino simplemente consiste en hacer un agujero de dimensiones conocidas en el suelo. Se llena de agua hasta cierta altura y se mide la variación de esa altura a través del tiempo. Como la infiltración se produce tanto por el fondo como por las paredes, el caudal infiltrado será igual a la superficie del cilindro por el coeficiente de infiltración.

Este procedimiento es mucho menos exacto que el anterior, pues partiendo de un suelo seco, al inicio la infiltración horizontal es igual a la vertical, sin embargo, para un período determinado, la infiltración vertical domina sobre la horizontal; pero, por no requerir aparato alguno, se puede improvisar en cualquier caso.

También se puede determinar la capacidad de infiltración considerando una cuenca que esté perfectamente controlada, de la que se tengan datos muy precisos de precipitación, evaporación y escurrimiento. Así, conociendo estos términos, se puede determinar la infiltración. Este método es el ideal, aunque es el más difícil de operar, por ello sólo es aplicable en cuencas de ensayo, para confrontar con datos medidos por otros procedimientos.

## 2. Humedad del suelo

### 1. El suelo y el agua

El suelo, desde el punto de vista hidrológico, es un depósito o almacén de agua cuya capacidad para retenerla y contenerla depende de sus propiedades físicas:

1. Textura del suelo. Es la composición física de un suelo, se refiere al porcentaje con el que se presentan los diversos materiales constitutivos de un suelo. La clasificación internacional de éstos con respecto a su tamaño es la siguiente:

Pedregosos	Partículas con diámetro mayor de 20 mm
Gravosos	Partículas con diámetro entre 2 y 20 mm
Arenas gruesas	Partículas con diámetro entre 0.2 y 2 mm
Arenas finas	Partículas con diámetro entre 0.02 y 0.2 mm
Limos	Partículas con diámetro entre 0.002 y 0.02 mm
Arcillas	Partículas con diámetro menor de 0.002 mm

Complemento de la clasificación anterior es la trilineal, en la que se combinan tres elementos: arcilla, limo y arena, y según el porcentaje en que se presenta cada uno, se establecen nueve tipos de suelo con las denominaciones siguientes

- I Suelos arenosos
- II Suelos areno limosos
- III Suelos areno arcillosos
- IV Suelos limosos
- V Suelos limo arenosos
- VI Suelos limo arcillosos
- VII Suelos arcillosos
- VIII Suelos arcillo arenosos
- IX Suelos arcillo limosos
- X Suelos francos cuando se presenta igual proporción porcentual de arena, limo y arcilla.

2. Estructura del suelo. Se refiere al arreglo de las partículas del suelo con respecto a las tres dimensiones del espacio, a su forma de unión y a sus aglutinantes, lo cual permite conocer la discontinuidad del suelo en cuestión y los espacios huecos que posee, que son los conductos para el agua y el aire, necesarios para el desarrollo de las plantas.

La estructura de los suelos puede ser granular, nuciforme, filiforme, laminar, columnar, prismática, de bloque y amorfa.

La unión de los elementos de un suelo se efectúa por coloides, éstos pueden destruir su estructura ante la presencia de sales que al disolverse en el agua efectúan esa destrucción.

3. Densidad real o peso específico real. Es el peso o densidad de las partículas que forman un suelo. Normalmente su cifra es próxima a  $2.6 \text{ g/cm}^3$  ( $2.5$  a  $2.7 \text{ g/cm}^3$ ).

4. Densidad aparente o peso específico aparente. Es la relación entre el peso de un volumen de tierra tomado en el suelo y seco, y el peso del mismo volumen de agua. Este concepto tiene en cuenta la textura, la estructura y la compactación.

Datos medios de esta densidad son:

Suelos arenosos	1.40 -1.60
Suelos limosos	1.30 -1.40
Suelos arcillosos	1.10-1.30

Con las cifras anteriores se ve que las designaciones de suelos pesados y ligeros, arcillosos o arenosos, respectivamente, no reflejan las variaciones de densidad aparente; por el contrario, los más pesados son los de menos densidad aparente y los más ligeros son los de mayor densidad aparente. Los conceptos de suelo pesado o ligero se aplican en el manejo agrícola de los suelos.

5. Porosidad. Es el porcentaje del volumen que ocupan los huecos o espacios vacíos del suelo (llenos de aire o de agua) en relación con el volumen total.

Los datos de porosidad son:

40% en suelo medio  
 30% en suelos arenosos  
 40 a 50% en suelos arcillosos

6. Permeabilidad. Se define como la velocidad de filtración de un suelo para el agua, cuando el gradiente hidráulico es la unidad.

Darcy en 1856 estableció que:

$$Q = (K S H) / L = K S I$$

donde:

Q, Caudal infiltrado

K, Coeficiente de permeabilidad. de Darcy o conductividad hidráulica (cuando el suelo está saturado, cuando no, es conductividad capilar), expresado en dimensiones de velocidad.

S, Superficie de la sección transversal de flujo.

H/L, Gradiente hidráulico o gradiente de potencial del agua del suelo, también denominada I. Es la diferencia en el nivel de agua entre dos puntos (H), dividido por la distancia más corta entre esos dos puntos (L; De la Lanza *et al.*, 1999).

H, altura.

L, distancia, recorrido que realiza el agua.

Permeabilidades o Conductividades hidráulicas:

Suelos gruesos	mayor de 100 mm/hora
Suelos ligeros	50 a 100 mm/hora
Suelos medios	10 a 50 mm/hora
Suelos pesados	5 a 10 mm/hora
Suelos muy pesados	1 a 5 mm/hora

## 2. Diferentes estados del agua en el suelo

Un suelo está saturado cuando todos sus poros o espacios están llenos de agua, es decir, cuando el agua se encuentra llenando su porosidad. En esta situación el suelo se encuentra sin aire.

La fuerza que interviene cuando el suelo está saturado de agua es la gravedad, en esta situación el agua circula libremente entre los espacios y desciende en profundidad. Dicha agua se denomina *libre o de gravedad* (Figura IV.2).

Este estado desaparece por percolación del agua en un tiempo que varía según la textura del suelo, horas en suelos arenosos y días en arcillosos. Después una parte de agua queda en el suelo, retenida por fuerzas superiores a la gravedad, y al desaparecer parte del agua que saturaba al suelo, el aire llena el espacio que deja (Figura IV.2).

El agua retenida por fuerzas superiores a la gravedad es el *agua capilar*, que llena los espacios capilares y es retenida por fuerzas capilares producidas por el contacto aire-agua. En estos contactos se forman meniscos que retienen el agua a disposición de las plantas.

El agua capilar es la que verdaderamente retiene el suelo, por ello el agua de lluvia puede permanecer en el terreno a disposición de las plantas. El estudio del agua capilar es importante para el riego, ya que es preciso conocer la capacidad de este depósito para poder cubrir las necesidades de las plantas.

*Potencial capilar.* Es el trabajo para desplazar el agua en contra de las fuerzas capilares o para transformar un gramo de agua ligada en agua libre. Se expresa en centímetros de altura de una columna de agua necesaria para llevar el agua del suelo a la dosis de humedad precisa.

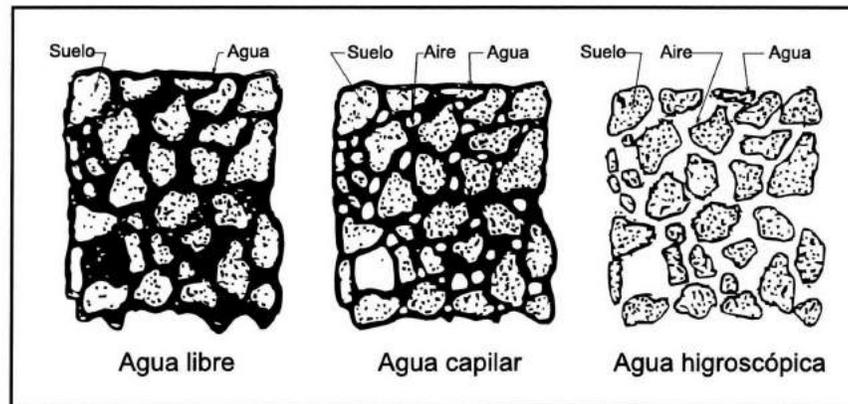
*Capacidad de retención o capacidad de campo.* Es la cantidad de agua mantenida en el suelo después de que el agua de gravedad ha sido drenada.

*Punto de marchitez.* Es el estado particular en que el agua es retenida por el suelo con fuerza superior a la succión de las plantas. La planta puede satisfacer algunas de sus necesidades de agua, pero no todas. Este punto es próximo a 15 atmósferas o 15 500 cm de altura de agua.

Volumétricamente es la dosis de humedad referida a suelos secos.

*Agua higroscópica.* Si la desecación del suelo continúa, se rompe la ligazón capilar y el agua se convierte en agua higroscópica. Las fuerzas que actúan son de 10 000 atmósferas, más o menos 100 km de altura de agua (Figura IV.2).

1 atmósfera equivale a una presión de 1 000 cm de altura de agua =  $1 \text{ kg} / \text{cm}^2$ .



**Figura IV.2. Estados del agua en el suelo.**

Esta clasificación de los diferentes estados del agua en el suelo es más teórica que real. No existen límites claros entre los estados definidos, y el suelo se comporta de manera diferente frente al agua según esté húmedo o seco.

### 3. Circulación del agua en el suelo

El movimiento del agua en el suelo se rige por distintas leyes, según la importancia relativa de las diferentes fuerzas en presencia de la humedad del suelo.

Primer caso. Cuando el contenido de humedad en el suelo es superior a la capacidad de retención, es decir, el suelo está totalmente saturado de humedad, el movimiento del agua se rige por la *gravedad*. En esta situación la permeabilidad es la propiedad que define la mayor o menor facilidad con la cual se realiza este movimiento.

Segundo caso. Cuando el contenido de humedad es inferior a la capacidad de retención, el movimiento del agua se rige por *difusión capilar* hasta llegar al contenido de humedad que señala el punto de marchitez y, pasando éste, el desplazamiento del agua está regido por la *evaporación*.

En este caso domina el potencial de fuerzas capilares sobre las restantes. La velocidad de circulación dependerá de los límites de humedad del suelo. Si la humedad es uniforme en todos los puntos del suelo, no hay movimiento.

#### 4. Medida del contenido y de la tensión de humedad del suelo

Para el conocimiento del contenido de humedad del suelo ( $w$ ) existen métodos gravimétricos, densimétricos y eléctricos.

Un método gravimétrico es el de desecación en la estufa, que consiste en obtener muestras representativas del suelo, se pesan ( $p_m$ ) y se introducen en la estufa durante 24 horas a 105-110° C, dando un nuevo peso ( $p_d$ ).

La medida de humedad se expresa en porcentaje referido a peso del suelo seco:

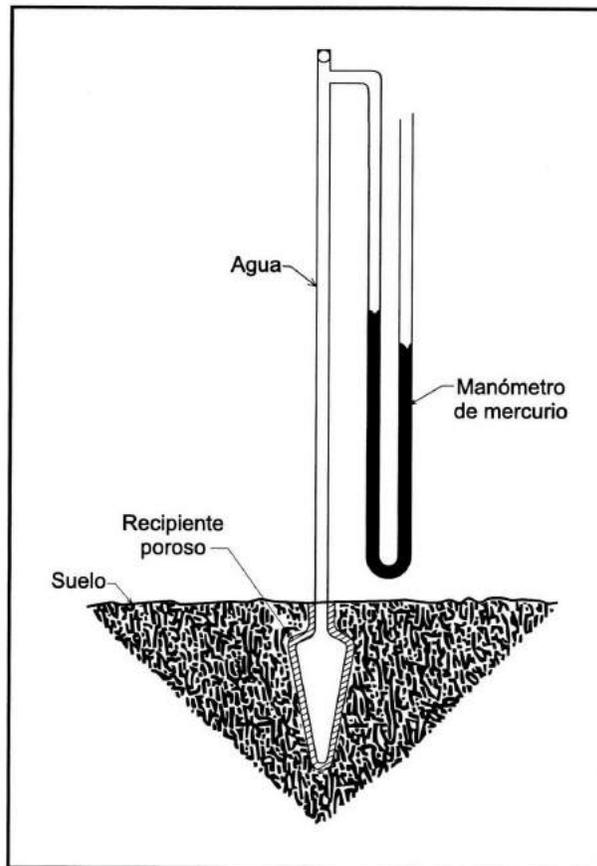
$$w = \frac{100 \times (p_m - p_d)}{p_d} .$$

Las medidas densimétricas se basan en medir la humedad del suelo con base en las densidades del suelo con el picnómetro (frasco para determinar la densidad de los cuerpos).

Entre los métodos eléctricos está el de los bloques absorbentes

... basado en el principio de que un bloque de material absorbente apropiado (yeso de París, nylon o fibra de vidrio) dispuesto en íntimo contacto con el suelo húmedo, absorbe agua hasta alcanzar un equilibrio. Si en este punto se determina la conductividad eléctrica del material húmedo, el valor obtenido dependerá del contenido de humedad en el suelo. Con la calibración del instrumento en suelos de humedad conocida, las lecturas de conductividad eléctrica pueden interpretarse en términos del contenido real de humedad del suelo (Hardy, 1970:37).

Para medir la tensión de humedad de un suelo se utiliza el tensiómetro, “aparato en el que se registra la fuerza de succión que actúa en el agua que llena un recipiente poroso provisto de un tubo de vidrio o de material plástico cuando se introduce en un suelo seco” (*Ibid.*:37-38). La tensión de humedad se registra en la escala de un manómetro (Figura IV.3).



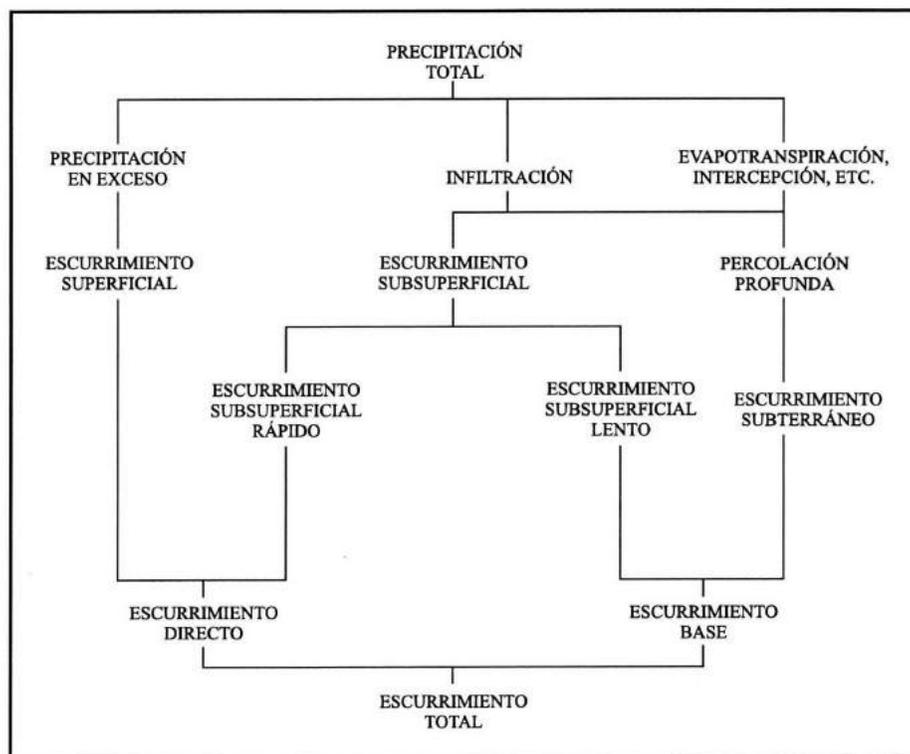
**Figura IV.3. Tensiómetro.**



## V. ESCURRIMIENTO

### 1. Concepto (Chow, 1964:14-214-3)

El escurrimiento es la parte de la precipitación que aparece en las corrientes fluviales superficiales, perennes, intermitentes o efímeras, y que regresa al mar o a los cuerpos de agua interiores. Dicho de otra manera, es el deslizamiento virgen del agua, que no ha sido afectado por obras artificiales hechas por el hombre. De acuerdo con las partes de la superficie terrestre en las que se realiza el escurrimiento, éste se puede dividir (ver figura V.1) en:



**Figura V.1. Diagrama del escurrimiento.**

*Escurrimiento superficial o esorrentía.* Es la parte del agua que escurre sobre el suelo y después por los cauces de los ríos.

*Escurrimiento subsuperficial.* Es la parte del agua que se desliza a través de los horizontes superiores del suelo hacia las corrientes. Una parte de este tipo de escurrimiento entra rápidamente a formar parte de las corrientes superficiales y a la otra le toma bastante tiempo el unirse a ellas.

*Esgurrimiento subterráneo.* Es aquél que, debido a una profunda percolación del agua infiltrada en el suelo, se lleva a cabo en los mantos subterráneos y que, posteriormente, por lo general, descarga a las corrientes fluviales.

A la parte de la precipitación que contribuye directamente al esgurrimiento superficial se le llama *precipitación en exceso*.

El esgurrimiento subterráneo y la parte retardada del esgurrimiento subsuperficial constituyen el *esgurrimiento base* de los ríos.

La parte de agua de esgurrimiento que entra rápidamente en el cauce de las corrientes es a lo que se llama *esgurrimiento directo* y es igual a la suma del esgurrimiento subsuperficial más la precipitación que cae directamente en los cauces.

## 2. Ciclo del esgurrimiento

William G. Hoyt (1942, chap. XI-D) describe el ciclo del esgurrimiento en cinco fases:

### Primera fase

1. Comprende la época seca en la que la precipitación es escasa o nula.
2. La corriente de los ríos es alimentada por los mantos de agua subterránea.
3. La evapotranspiración es bastante intensa, y si esta fase no fuera interrumpida, llegarían a secarse las corrientes.
4. En regiones de clima frío, donde la precipitación es en forma de nieve, si la temperatura permite el deshielo, habrá agua disponible para mantener las corrientes fluviales, interrumpiéndose así la primera fase e iniciándose la segunda.

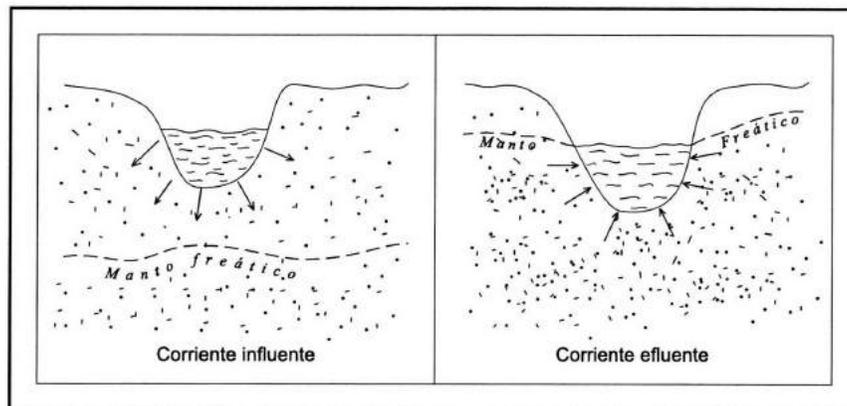
### Segunda fase

1. Caen las primeras precipitaciones cuya misión principal es la de satisfacer la humedad del suelo.
2. Las corrientes superficiales, si no se han secado, siguen siendo alimentadas por el esgurrimiento subterráneo.
3. Si se presenta esgurrimiento superficial, éste es mínimo.
4. La evapotranspiración se reduce.
5. Cuando existe nieve, ésta absorbe parte de la lluvia caída y su efecto de almacenamiento alargará este segundo período.
6. A través del suelo congelado puede infiltrarse el agua precipitada si su contenido de humedad es bajo.

### Tercera fase

1. Comprende el período húmedo en una etapa más avanzada.
2. El agua de infiltración satura la capa del suelo y pasa, por gravedad, a aumentar las reservas de agua subterránea.
3. Se presenta el esgurrimiento superficial, que puede o no llegar a los cauces de las corrientes, lo cual depende de las características del suelo sobre el que el agua se desliza.

4. Si el cauce de las corrientes aún permanece seco, el aumento del manto freático puede ser, en esta fase, suficiente para descargar en los cauces.
5. Si la corriente de agua sufre un aumento considerable, en lugar de que sea alimentada por el almacenamiento subterráneo (corriente efluente), la corriente contribuirá al incremento de dicho almacenamiento (corriente influente; Figura V.2).



**Figura V.2. Tipo de corriente según recargue al manto freático (influente) o se alimente del manto freático (efluente).**

6. La evapotranspiración es lenta.
7. En caso de que exista nieve y su capacidad para retener la lluvia haya quedado satisfecha, la lluvia caída se convertirá directamente en escurrimiento superficial.
8. Si el suelo permanece congelado, retardará la infiltración, lo que favorecerá al escurrimiento, pero en cuanto se descongele, el escurrimiento superficial disminuirá y aumentará el almacenamiento subterráneo.

#### Cuarta fase

1. Continúa el período húmedo.
2. La lluvia ha satisfecho todo tipo de almacenamiento hidrológico.
3. En algunos casos el escurrimiento subsuperficial llega a las corrientes tan rápido como el escurrimiento superficial.
4. El manto freático aumenta constantemente y puede llegar a alcanzar la superficie del suelo, o bien la velocidad de descarga hacia las corrientes puede llegar a ser igual a la de recarga.
5. Los efectos de la nieve y el hielo son semejantes a los de la tercera fase.

#### Quinta fase

1. El período de lluvia cesa.
2. Las corrientes de agua se abastecen del escurrimiento subsuperficial, del subterráneo y del almacenamiento efectuado por el propio cauce.
3. La evapotranspiración empieza a incrementarse.
4. En caso de existir nieve, cuando la temperatura está bajo 0° C, produce la prolongación de esta fase.
5. Esta fase termina cuando las reservas de agua quedan de tal manera reducidas que se presentan las características de la primera fase.

### 3. Factores que afectan al escurrimiento

Los factores que afectan al escurrimiento se refieren a las características del terreno (cuencas hidrográficas), y se dividen en dos grandes grupos: los climáticos y los relacionados con la fisiografía.

#### 1. Factores climáticos

Son aquéllos que determinan, de la cantidad de agua precipitada, la destinada al escurrimiento.

1. Precipitación. Es el elemento climático de más importancia para el escurrimiento, debido a que depende de ella. Interesan varios aspectos de este elemento para el conocimiento del escurrimiento.

*A. Forma de precipitación.* Si la precipitación es en forma líquida, el escurrimiento se presenta con relativa rapidez; si es en forma sólida no hay ningún efecto, a menos que la temperatura permita la rápida licuefacción.

*b) Intensidad de la precipitación.* Cuando la precipitación es suficiente para exceder la capacidad de infiltración del suelo, se presenta el escurrimiento superficial y cualquier aumento en la intensidad repercute rápidamente en dicho escurrimiento.

*c) Duración de la precipitación.* Entre más dure la precipitación mayor será el escurrimiento, independientemente de su intensidad. Una lluvia prolongada, aun cuando no sea muy intensa, puede causar gran escurrimiento superficial, ya que con la lluvia decrece la capacidad de infiltración.

*d) Distribución de la precipitación en el espacio.* Generalmente la lluvia nunca abarca toda la superficie de la cuenca; para cuencas pequeñas, los mayores escurrimientos superficiales resultan de tormentas que abarcan áreas pequeñas, y para cuencas grandes, resultan de aguaceros poco intensos que cubren una mayor superficie.

*e) Dirección del movimiento de la precipitación.* La dirección del centro de la perturbación atmosférica que causa la precipitación tiene influencia en la lámina y duración del escurrimiento superficial. Si la tormenta se mueve dentro del área de la cuenca, el escurrimiento será mayor que si únicamente la atraviesa. Por otro lado, si el temporal avanza en sentido contrario al drenaje, el escurrimiento será más uniforme y moderado que si se mueve en el sentido de la corriente.

*f) Precipitación antecedente y humedad del suelo.* Cuando el suelo posee un alto contenido de humedad, la capacidad de infiltración es baja y se facilita el escurrimiento.

B. Otras condiciones del clima. Además de la precipitación existen otros elementos que se deben tomar en cuenta, pues aunque indirectamente, también afectan al escurrimiento; entre ellos la temperatura, el viento, la presión y la humedad relativa.

#### 2. Factores fisiográficos

Se relacionan por una parte con la forma y características físicas del terreno y por la otra con los canales que forman el sistema fluvial.

A. Factores morfométricos. Son aquellas particularidades de las formas terrestres que influyen en el agua de la lluvia al caer a la superficie, por la velocidad que adquiere, por los efectos que produce y por el tiempo que tarda en llegar al punto de desagüe.

a) *Superficie*. La superficie de las cuencas hidrográficas está limitada por la divisoria topográfica o parteaguas que determina el área de la cual se derive el escurrimiento superficial. Las cuencas pequeñas se comportan de manera distinta a las cuencas grandes en lo que se refiere al escurrimiento. No existe una extensión definida para diferenciar a las cuencas pequeñas de las grandes, sin embargo, hay ciertas características que distinguen a unas de otras. Las cuencas pequeñas son más sensibles al uso del suelo y a las precipitaciones de gran intensidad que abarcan zonas de poca extensión. En las cuencas grandes es muy importante el efecto de almacenamiento en los cauces de las corrientes.

b) *Forma*. Interviene principalmente en la manera como se presenta el volumen de agua escurrido a la salida de la cuenca. Generalmente los volúmenes escurridos en cuencas alargadas son más uniformes a lo largo del tiempo, en cambio, en cuencas compactas el agua tarda menos en llegar a la salida, en donde se concentra en un tiempo relativamente corto. Existen índices que expresan la forma de las cuencas hidrográficas, y se obtienen a partir de la superficie y medidas lineales de la cuenca, como el índice de compacidad (K) de *Gravelius*, que relaciona el perímetro de la cuenca (P) con el de la circunferencia de un círculo de igual área a la de la cuenca (A):

$$K = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

El valor mínimo que se puede obtener es 1 y cuanto mayor sea el índice, más alargada será la cuenca.

Otro índice para conocer la forma de la cuenca es el factor de forma

$$F_f = \frac{a_m}{e_a}$$

donde:

$F_f$ , factor de forma,  
 $a_m$ , anchura media de la cuenca,  
 $e_a$ , eje axial.

$$a_m = \frac{A}{e_a}$$

donde:

A, área total de la cuenca,  
 $e_a$ , eje axial.

c) *Pendiente*. La pendiente del terreno está relacionada con la infiltración, con el escurrimiento superficial, con la contribución del agua subterránea a la corriente y con la duración del escurrimiento. Existe un método (Wisler y Brater, 1959:45-46; 44) para obtener la pendiente media de una cuenca:

$$P = \frac{DL}{A}$$

donde:

P, pendiente media de la cuenca,  
D, intervalo entre las curvas de nivel,  
L, longitud total de las curvas de nivel,  
A, área de la cuenca.

d) *Orientación*. La orientación de la cuenca y la de sus vertientes se relaciona con el tipo de precipitación, los vientos predominantes y la insolación.

e) *Altitud*. Influye principalmente en la temperatura y en la forma de precipitación. Un método para calcular este factor es el siguiente:

$$A = \frac{\sum se}{S}$$

donde:

A, altitud media de la cuenca,  
s, superficie entre dos curvas de nivel,  
e, altitud media de la franja de terreno comprendida entre dos curvas de nivel,  
S, superficie total de la cuenca.

Otro método para calcular la altitud media es por medio de la curva hipsométrica, misma que representa la forma media del relieve de la cuenca. Se construye llevando en el eje de las abscisas, longitudes proporcionales a las superficies proyectadas de la cuenca en kilómetros cuadrados o en porcentaje, comprendidas entre las curvas de nivel consecutivas, hasta sumar la superficie total, y en el eje de las ordenadas la cota de las curvas de nivel consideradas; la altura media se obtiene dividiendo el área comprendida bajo la curva hipsométrica entre la longitud que representa la superficie total de la cuenca (Figura V.3).

Cabe destacar que la curva hipsométrica muestra, como ya se dijo, el perfil medio del relieve de la cuenca, por lo que su análisis también está relacionado con el comportamiento del escurrimiento en la cuenca. Por otra parte, con los datos calculados para el trazo de la curva hipsométrica se construye el histograma de frecuencias altimétricas (Figura V.4), gráfica que representa las superficies en kilómetros cuadrados y

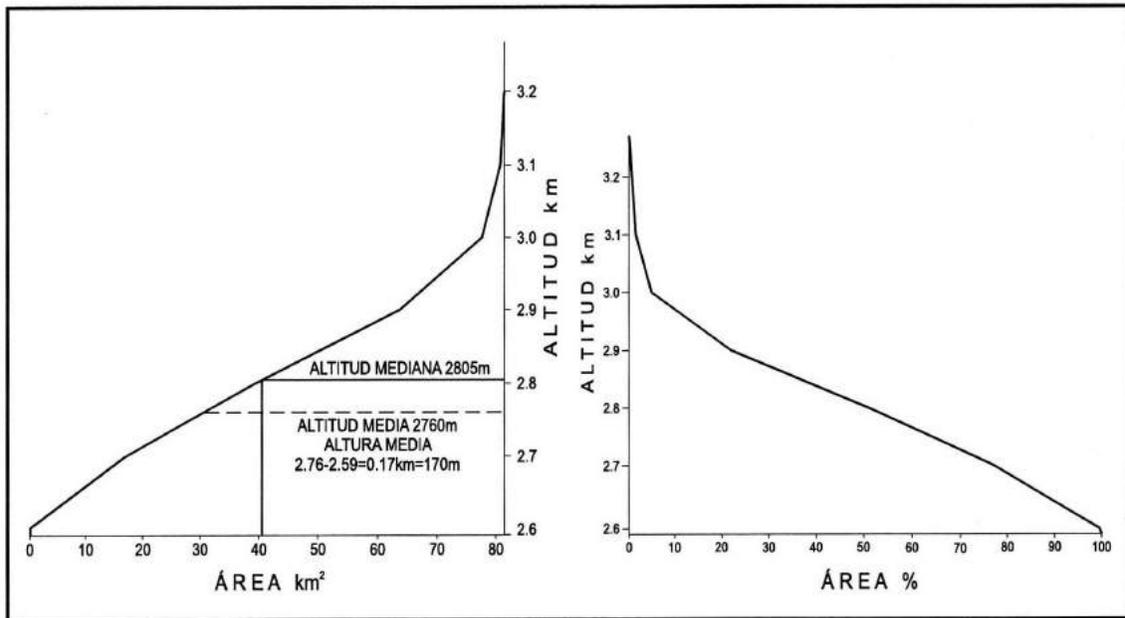


Figura V.3. Curva hipsométrica y altitud media de la cuenca del río Tizar.

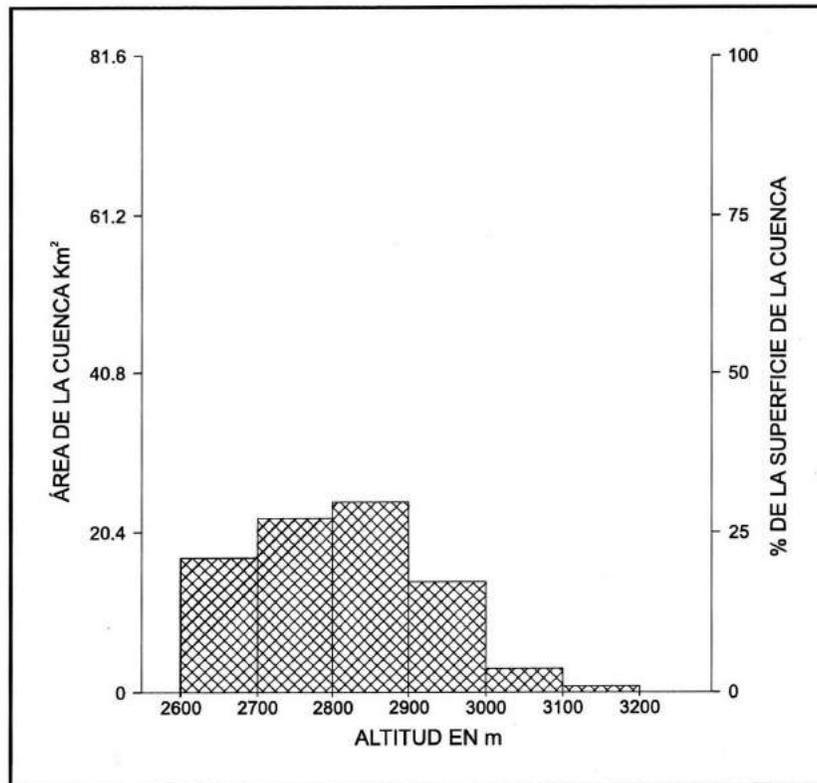


Figura V.4. Histograma de frecuencias altimétricas en la cuenca del río Tizar.

en porcentajes, comprendidas entre las altitudes consideradas, lo cual da idea de la distribución del terreno en cuanto a las altitudes de la cuenca.

B. Factores físicos. Se refieren a las características físicas del terreno con su estructura y utilización.

a) *Uso y cubierta del suelo.* Cuando el terreno es virgen y está cubierto por vegetación, especialmente de bosques, contribuye a la estabilización de los regímenes de las corrientes; cuando es deforestado el agua corre rápidamente por la superficie. Por otra parte, también son importantes las obras que se efectúan en los mismos cauces de las corrientes, por ejemplo la construcción de una presa puede producir una sobreelevación del nivel del agua en el tramo anterior al embalse, esto genera un aumento en el nivel del cauce por el depósito de acarreo (azolve), lo cual influye aguas arriba de la corriente; además, afecta el perfil de las capas freáticas.

b) *Tipo de suelo.* Se refiere a la capacidad de infiltración del suelo. Entre más poroso sea y menor contenido de material coloidal posea, tendrá una mayor capacidad de infiltración, lo cual retardará la aparición del escurrimiento superficial.

c) *Geología.* Condiciona al escurrimiento en cuanto a la permeabilidad e impermeabilidad de las estructuras que forman el terreno. Cuando el terreno es permeable, el sistema fluvial, durante la época de estiaje, se encuentra bien abastecido por el escurrimiento subterráneo. Cuando el terreno es impermeable, el volumen de escurrimiento se concentra más pronto en el punto de desagüe y en la época de estiaje el nivel de la corriente disminuye considerablemente o bien desaparece.

d) *Topografía.* A este respecto son importantes las ondulaciones del terreno y los límites superficiales de la cuenca hidrográfica. Las ondulaciones pueden ser la causa de la presencia de depresiones en donde se acumula el agua, disminuyendo la cantidad destinada al escurrimiento. En relación con la divisoria topográfica, puede ser que haya disparidad entre ésta y la freática, de manera que parte del escurrimiento subterráneo contribuya al escurrimiento de la cuenca vecina atravesando el límite topográfico o bien que reciba parte del escurrimiento subterráneo de esa cuenca vecina.

C. Red de drenaje. Se refiere a las características de los canales que comprenden el sistema fluvial de la cuenca. Refleja las condiciones del terreno sobre el que se desarrolla.

a) *Densidad hidrográfica.* Es la relación de la cantidad de corrientes que existen en la cuenca entre la superficie de ésta. Uno de los métodos para ordenar y contar el número de canales es el de Strahler (1964), que considera canales de primer orden a las corrientes formadoras. Cuando se unen dos canales de primer orden, forman otro de segundo orden, cuando se unen dos canales de segundo orden, forman otro de tercer orden y así sucesivamente (Figura V.5).

b) *Densidad de drenaje.* Resulta de dividir la longitud total de las corrientes de agua entre la superficie de la cuenca. Entre mayor sea este índice, más desarrollada estará la red de drenaje.

c) Otras características relacionadas con la red de drenaje son las que se refieren a la capacidad de almacenamiento de las corrientes y a la capacidad de transporte de las mismas.

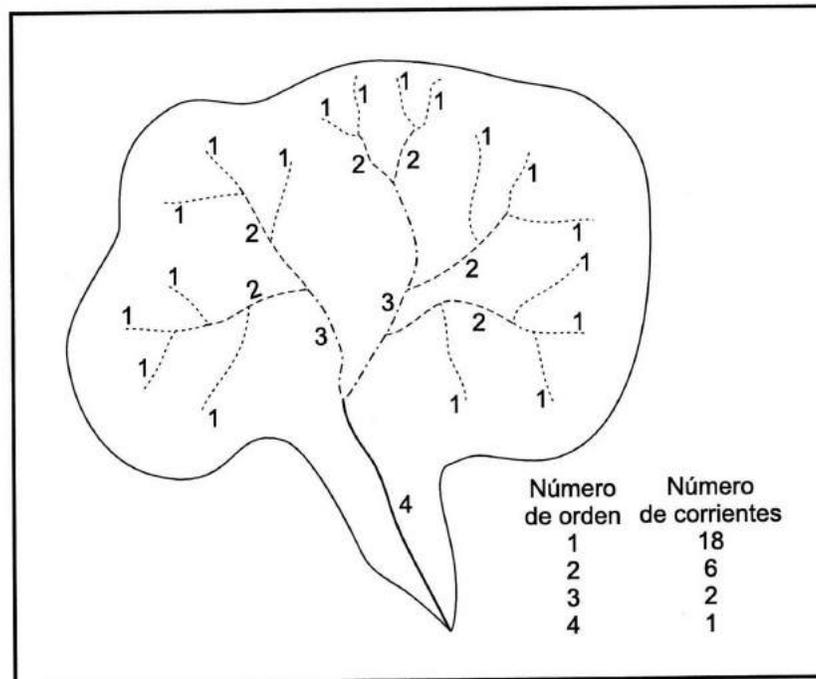


Figura V.5. Método para designar el orden de las corrientes de un río.

#### 4. Medida del escurrimiento

Las técnicas y valoración de la medida del agua se agrupan bajo el nombre de Hidrometría.

Los lugares en los que se realizan las medidas del escurrimiento se denominan estaciones fluviométricas, hidrométricas o de aforos (Figura V.6).

Con respecto a la medida del escurrimiento, existen algunos términos que se emplean frecuentemente:

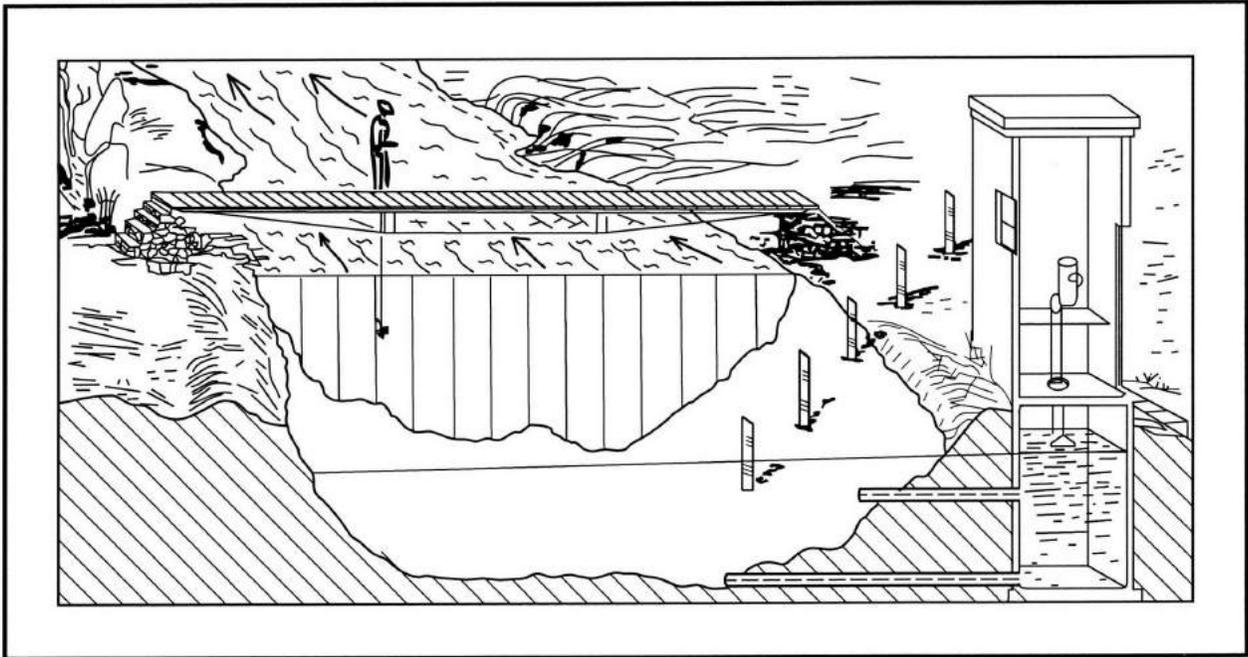
*Coefficiente de escurrimiento.* Es la relación entre la cantidad de agua escurrida y la cantidad de agua precipitada. Se expresa en porcentaje.

*Nivel de agua.* Es la altura del agua de los ríos en la sección en que se mide. Se expresa en unidades lineales.

*Velocidad.* Es la relación del espacio recorrido por el agua de las corrientes en un tiempo determinado. Se puede hablar de velocidad media, superficial o a diferentes profundidades. Se expresa en m/seg.

*Gasto o caudal.* Es el volumen de agua que pasa por determinada sección del río en un intervalo de tiempo. Resulta de multiplicar la velocidad del agua por el área de la sección donde se midió dicha velocidad. Se refiere a gasto o caudal instantáneo, máximo, mínimo y medio. Se expresa en m<sup>3</sup>/seg.

*Avenida.* Es el aumento del caudal del río debido a la intensidad o frecuencia de las precipitaciones. Puede durar horas o días. No necesariamente causa inundaciones.



**Figura V.6. Estación hidrométrica, de aforos o pluviométrica.**

*Aportación.* Es el volumen total escurrido en un período determinado: un día, un mes, un año. Se habla de aportación media anual o escurrimiento medio anual cuando se promedia la aportación de varios años. Se expresa en  $m^3/seg$ .

*Altura media del escurrimiento.* Resulta de dividir el volumen medio total escurrido entre la superficie de la cuenca. Se expresa en milímetros.

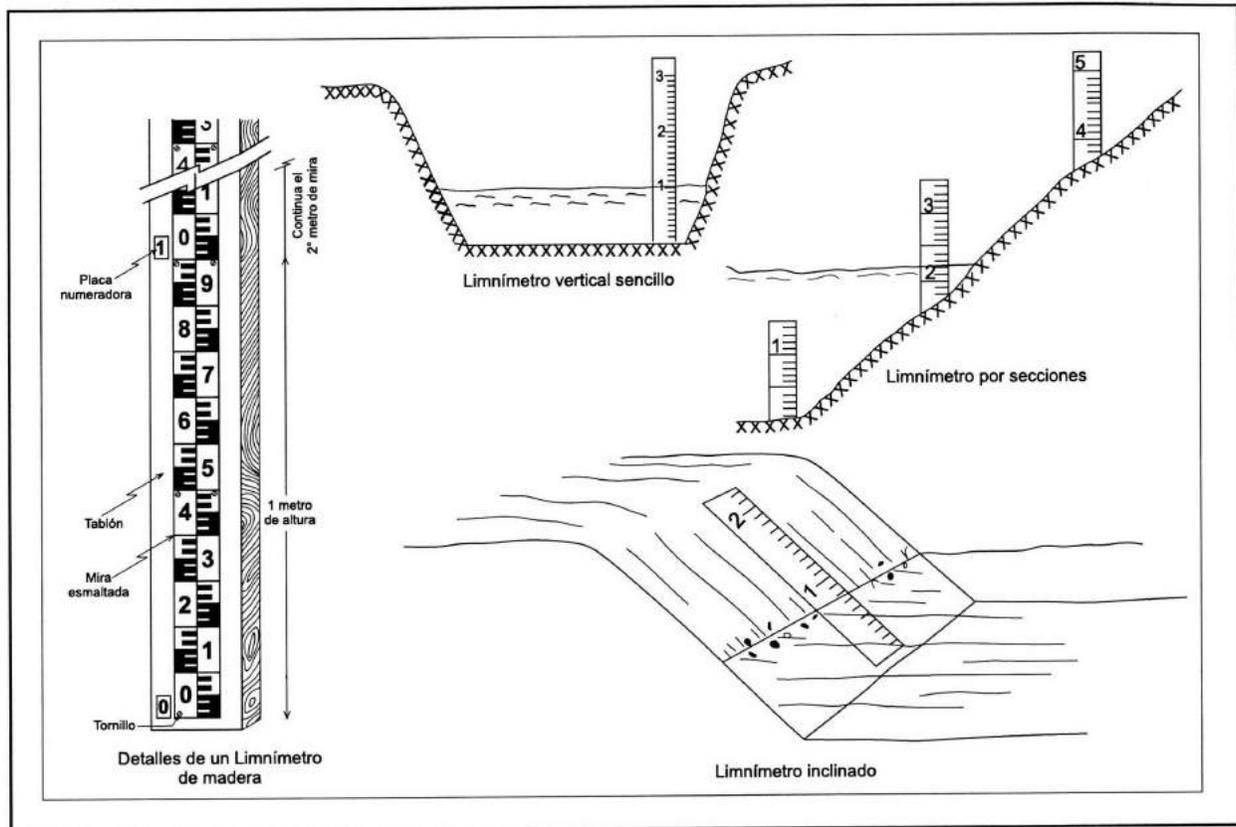
### 1. Medida del nivel de agua

La medida del nivel de agua interesa por la relación que guarda con el caudal que lleva el río. Los instrumentos que se emplean son los limnómetros y los limnógrafos.

Los limnómetros están destinados a la observación directa del nivel de agua de los ríos. Los más usados son escalas graduadas hechas de diversos materiales: madera, hierro, plástico, cerámica, etc. Los más comunes son los de madera. Se colocan normalmente en la orilla de los ríos, de tal manera que el cero de la escala coincida con el fondo del cauce. En ocasiones, cuando se quiere estabilizar el cauce del tramo del río escogido para realizar los aforos, se cubre éste con una capa de concreto y en una de las paredes se marca la escala limnimétrica. También se puede utilizar el limnómetro por secciones, que consiste en montar secciones cortas de tal forma que una de ellas siempre quede accesible (Figura V.7).

Los limnógrafos son aparatos que registran continuamente las variaciones del nivel del agua.

Son dos los sistemas fundamentales de funcionamiento de estos aparatos: uno basado en el registro del movimiento de un flotador y otro basado en el registro de la variación de la presión del agua.



**Figura V.7. Limnómetros.**

En el primer caso, los aparatos constan de un tambor o sistema de rodillos acoplados a un mecanismo de relojería, un flotador con contrapeso y una caja instrumental que protege a las partes más delicadas contra la humedad y el polvo. En el tambor o sistema de rodillos va colocada una gráfica en la que queda registrada la variación del nivel del agua, el movimiento del flotador, colocado sobre la superficie del agua, mueve una pluma a lo largo de la gráfica, y cuando llega al borde, invierte su dirección y continúa el registro en sentido contrario o bien puede seguir atravesando el límite superior de la gráfica y empezar de nuevo por el límite inferior cuando el mecanismo de relojería es el que acciona la pluma y el movimiento del flotador acciona el tambor (Figura V.8).

Un aparato registrador tipo flotador requiere de un pozo amortiguador que sirve para proteger el flotador y los cables de contrapeso de los residuos flotantes y de las olas superficiales de la corriente (Figura V.9).

En el caso de los limnógrafos de presión, las fluctuaciones del nivel del agua ejercen variaciones de presión sobre diversos mecanismos instalados en el fondo del cauce, según el modelo del aparato, esas variaciones son transmitidas a un manómetro comunicado con el tambor del limnógrafo en el que se registran gráficamente. Este tipo de aparatos no requieren pozo amortiguador y se emplean en ríos con orillas muy tendidas (Figura V.10).

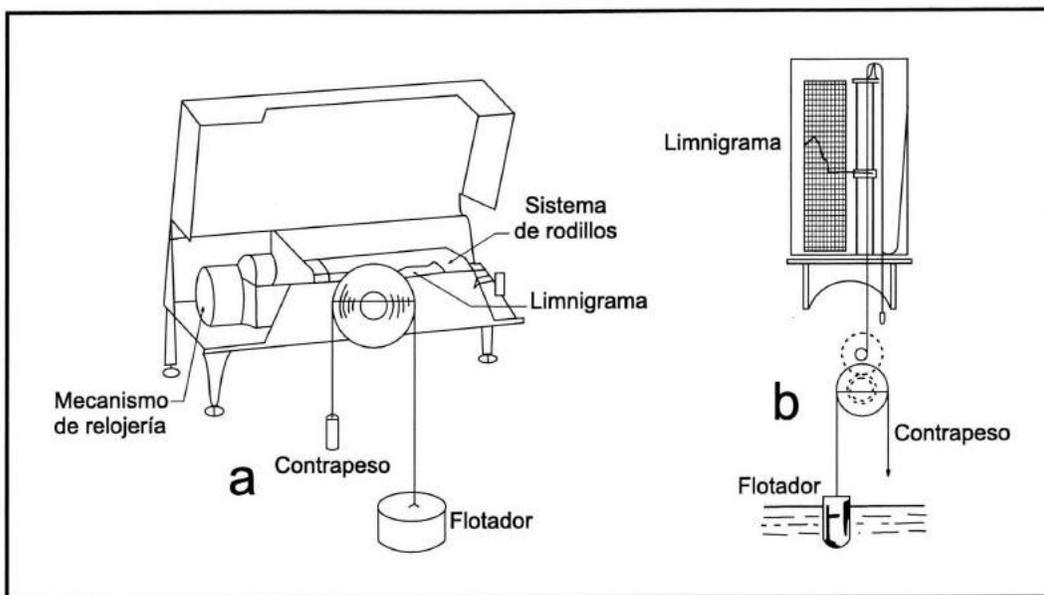


Figura V.8. Linnígrafos de flotador.

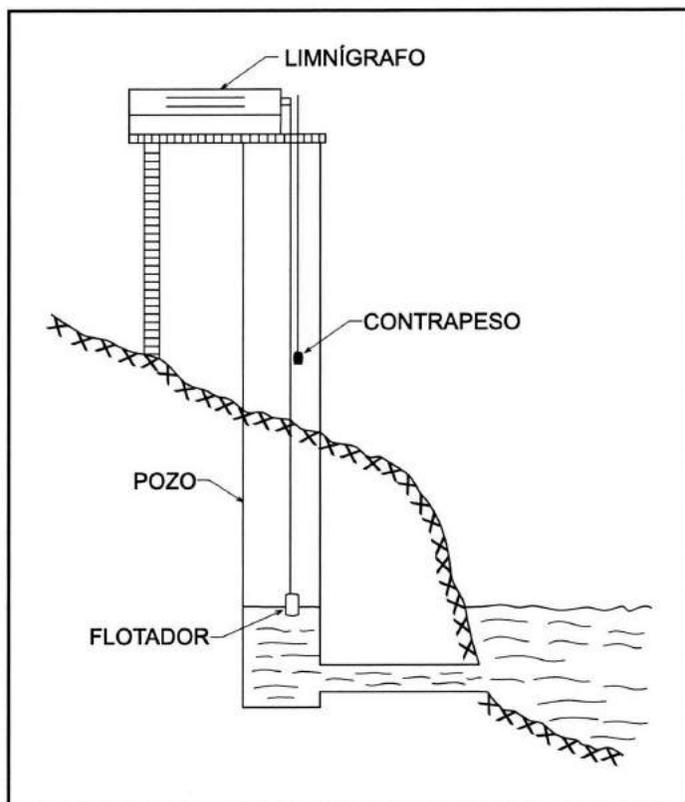
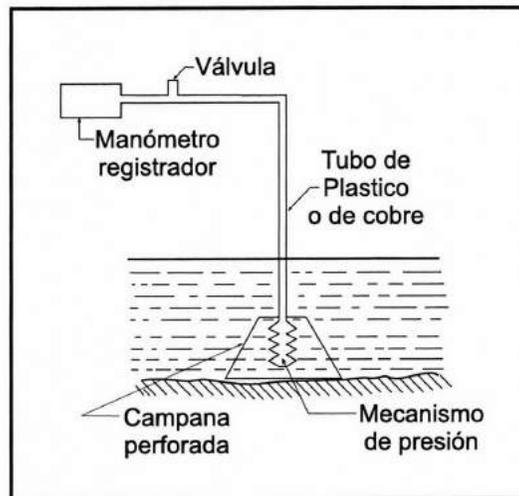


Figura V.9. Linnígrafo de flotador y pozo amortiguador.



**Figura V.10. Limnógrafo de presión.**

Toda instalación de limnógrafo exige una instalación de limnómetro para referencia.

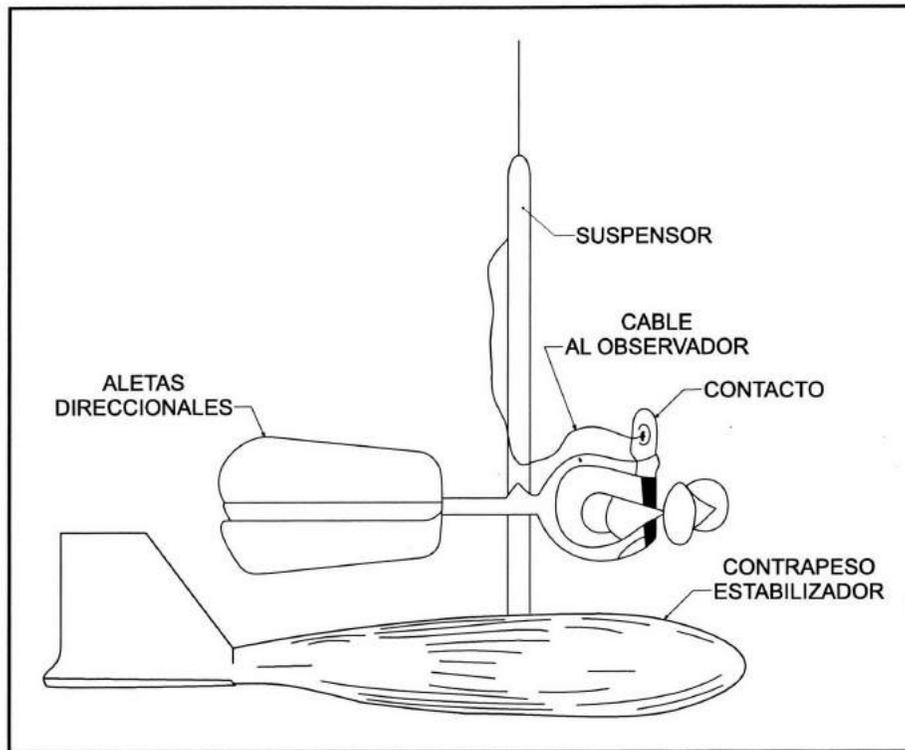
## 2. Medida de la velocidad del agua

Los aparatos más empleados para medir la velocidad de las corrientes de agua son los molinetes (fluviómetros). El mecanismo de su funcionamiento consiste en que el movimiento de la corriente hace girar un eje a través de una hélice o sistema similar. Mientras la velocidad de la corriente permanezca constante, el eje girará también con una velocidad constante, de manera que al medir la velocidad de rotación del eje, mediante una fórmula, se puede conocer la velocidad de la corriente; dicha fórmula viene indicada en el aparato. La velocidad del eje se mide a través de un circuito eléctrico que permite salvar la distancia del observador al aparato. Así, cada determinado número de revoluciones del eje suena un timbre, cuyos golpeteos se pueden contrastar fácilmente con un cronómetro, llegando a conocer con suficiente exactitud el número de revoluciones por minuto.

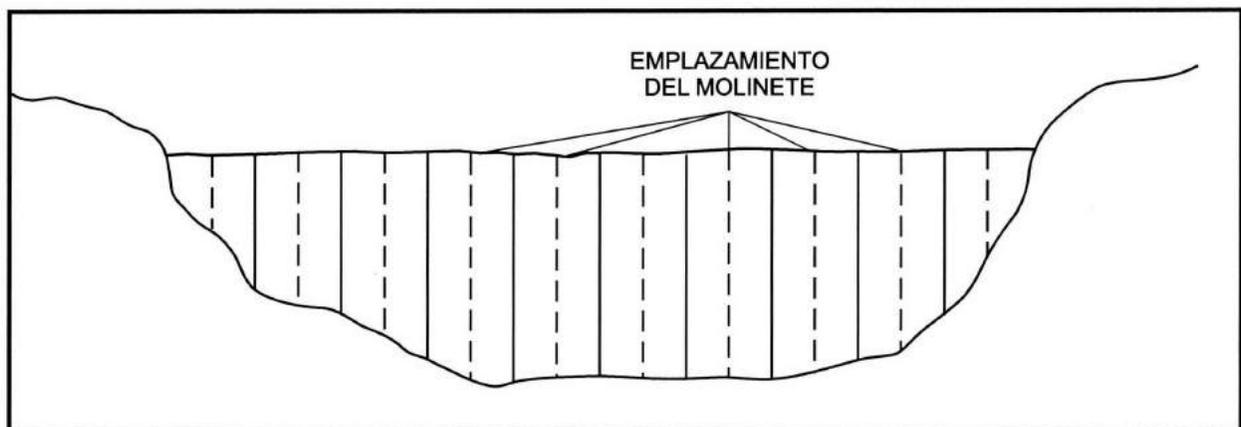
Existen diversos tipos de molinete, pero en general todos constan del molinete propiamente dicho, de un contrapeso estabilizador y del sistema de sustentación que puede ser de barras o tornos (Figura V.11).

### Aforos

La manera más práctica de utilizar el molinete para aforar es la que se realiza dividiendo la superficie libre de una sección transversal del río en varias fajas verticales, fijando en cada una de ellas un punto cuya vertical constituye la mediana. El primero y último de los puntos deben estar muy próximos a una y otra orillas, respectivamente. Se sitúa el molinete en cada una de las medianas a distintas profundidades, con lo que se logra conocer la velocidad del río a esas diferentes profundidades en diversas verticales (Figura V.12). Para el cálculo del aforo se multiplica la velocidad media de cada vertical, que se presenta aproximadamente a los 6/10 de la profundidad, por el área de la faja correspondiente y sumando el gasto obtenido en cada una de ellas se tiene el caudal que pasa por esa sección transversal.



**Figura V.11. Molinete.**



**Figura V.12. División en franjas de la sección transversal de un río, para efectuar el aforo con molinete.**

Otra manera de determinar el gasto de un río es por medio de flotadores. Un flotador puede ser cualquier cuerpo que flota en la corriente de agua.

Se señalan dos secciones transversales medidas, situadas a una distancia conocida (L) que constituya un trazo lo más recto posible del río. Se divide la corriente en tres o más canales y se arrojan en ellos varios flotadores aguas arriba de la primera sección transversal y se miden los tiempos invertidos al pasar de una sección a otra, repitiendo esta operación varias veces con objeto de obtener con mayor aproximación el valor de la velocidad de las aguas. Se deduce la media aritmética de los tiempos (tm) de cada canal y la velocidad media (vc) de cada uno de ellos:

$$v_c = 0.85 \frac{L}{t_m}$$

Por último, se determina el caudal total cuyo valor será la suma de los caudales de cada canal obtenidos al multiplicar la velocidad media de cada canal por el área transversal de los mismos.

Un tercer procedimiento son los aforos químicos, en los que se emplean fórmulas basadas en la variación de concentración que experimenta una solución al ser vertida sobre el cauce de un río en el cual circula un caudal determinado que se trata de conocer.

En ocasiones, cuando el gasto de la corriente es escaso, se hace una construcción especial, un vertedor, a través del cual se canaliza el agua y se afora mediante una fórmula que toma en cuenta, entre otros factores, la forma del vertedor y la altura que alcanza el agua en el mismo (Figura V.13).

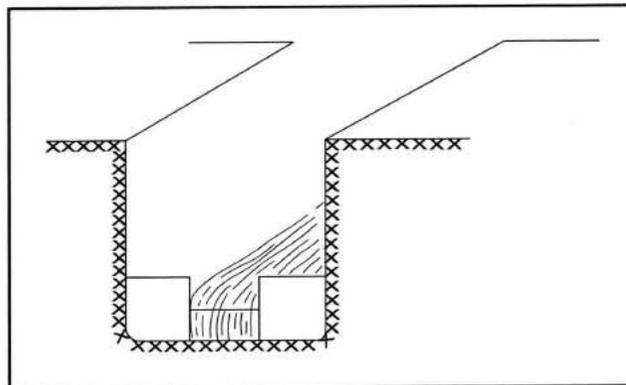


Figura V.13. Vertedor.

## 5. Gráficas relativas al escurrimiento

*Limnigramas.* Son gráficas registradas por el limnógrafo. Constituyen curvas trazadas por la intervención de dos variables: el tiempo y el nivel del agua (Figura V.14).

*Curva de gastos o de descarga.* Se traza con niveles de agua y caudales; a cada nivel de agua le corresponde un cierto caudal o gasto. Cuando se tiene controlada esta curva de gastos se puede obtener con bastante aproximación el caudal o gasto del río con solo observar el nivel del agua (Figura V.15).

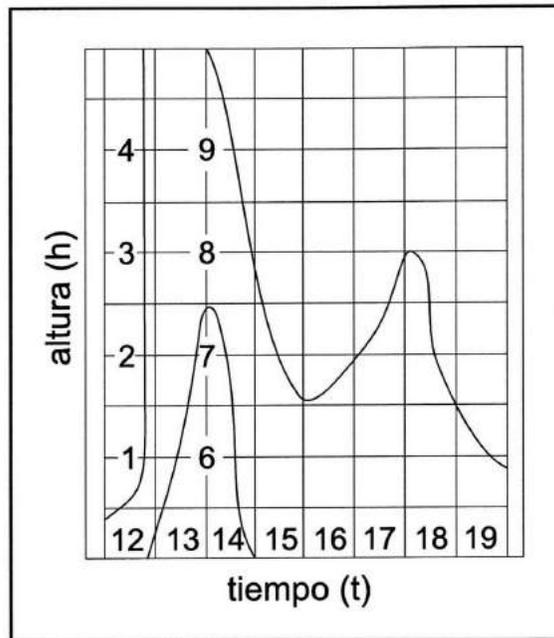


Figura V.14. Limnigrama.  $h$ , altura del agua en metros,  $t$ , tiempo en horas.

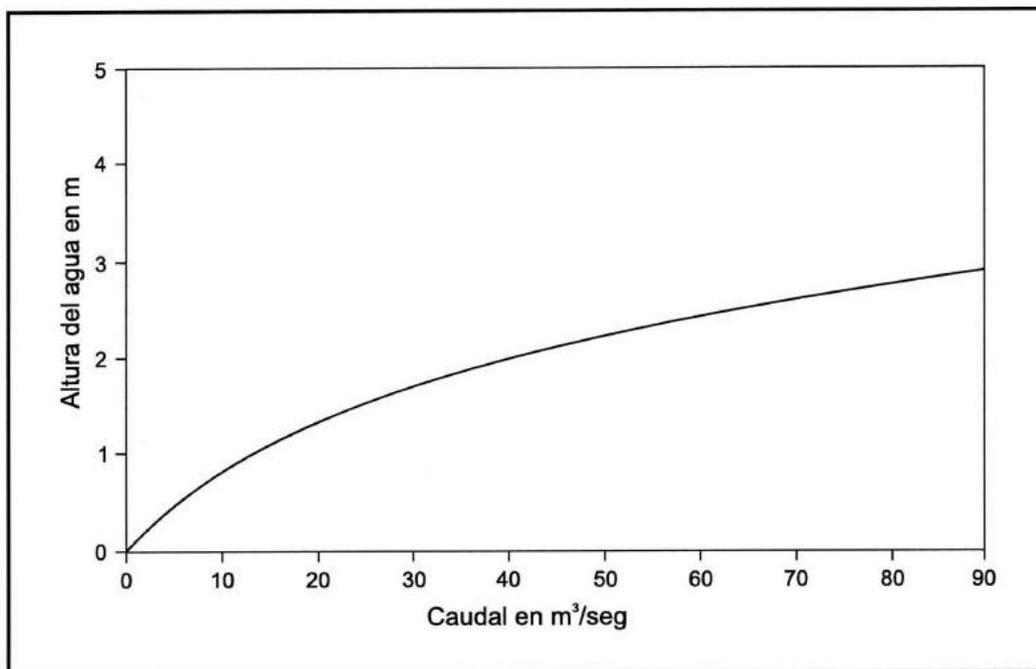


Figura V.15. Curva de gastos o de descarga.

**Hidrograma.** Es la curva que resulta de graficar los caudales en el tiempo en que se presentan. Sirve para estudiar la variación del caudal en las corrientes.

Se considera al hidrograma como una expresión integral de las características fisiográficas y climatológicas de la cuenca. Un hidrograma típico adquiere una forma acampanada en el que la punta, o sea el caudal máximo, corresponde a la máxima intensidad de la lluvia y estos dos fenómenos no necesariamente ocurren al mismo tiempo. Este tiempo depende de la distribución de la lluvia en la superficie de la cuenca. Por lo general el análisis de los hidrogramas se hace cuando éstos resultan de precipitaciones muy intensas, que son las que alteran el flujo de las corrientes de agua.

La presencia de varias puntas en un hidrograma se puede deber a varias tormentas consecutivas, o a que el escurrimiento con que contribuyen los diversos afluentes no se presenta de manera sincronizada. Un hidrograma simple consta de las siguientes partes (Figura V.16):

*Curva de afluencia o de concentración.* Es el tramo ascendente.

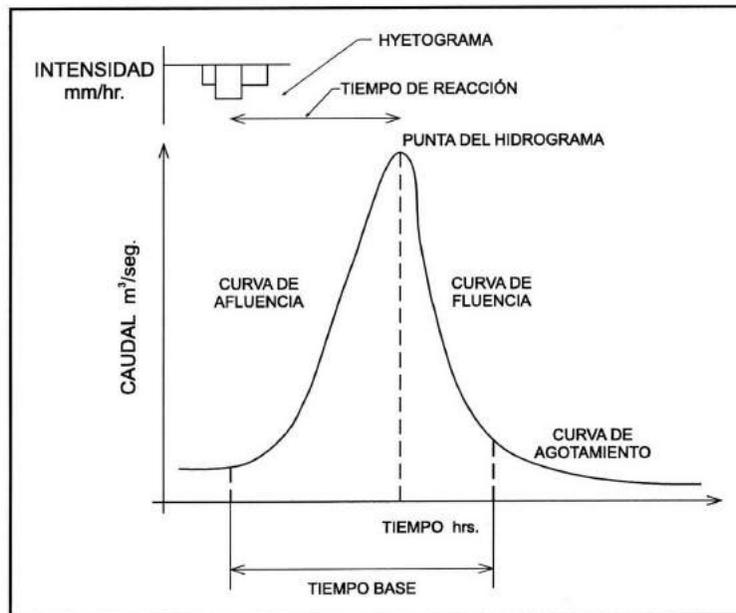
*Curva de fluencia.* Es el tramo que va desde la punta del hidrograma al comienzo de la curva de agotamiento.

*Curva de agotamiento.* Es el tramo asintótico hacia el caudal permanente.

*Tiempo base.* Es el tiempo que abarca desde el momento en que los caudales empiezan a subir hasta donde comienza la curva de agotamiento.

*Tiempo de reacción.* Es el tiempo que transcurre entre el instante que corresponde al centro del histograma y el perteneciente a la punta del hidrograma.

*Hyetograma*



**Figura V.16. El hidrograma y sus partes.**

## 6. Medida del caudal sólido de los ríos

Representa uno de los problemas de mayor complejidad en el campo de la hidrología.

### 1. Medida del caudal de acarreos

Se realiza mediante aparatos denominados nasas e incluyen una amplia gama, diseñados en distintos países (Figura V.17). En general están constituidos por una caja prismática de paredes enrejilladas, quedando descubierta la cara que se coloca aguas arriba de la corriente. La nasa se coloca sobre el fondo del lecho, de tal modo que los acarreos que comprenden la anchura del aparato son recogidos por éste. Se determina el peso de los materiales (P) recogidos durante un determinado tiempo (t), y se admite que el gasto medio de acarreos (Q) captados por la nasa es

$$Q = P / t.$$

El mantenimiento de la estabilidad y la buena adherencia de la nasa sobre el fondo, es un problema delicado de resolver. También existen grandes dificultades por las enormes fluctuaciones en el tiempo y en el espacio del gasto sólido acarreado.

### 2. Medida del caudal sólido en suspensión

La toma de muestras es más o menos frecuente según el régimen de las aguas. En época de avenidas se deben tomar tantas muestras como sea posible. Está comprobado que un 80% del caudal sólido de un año pasa precisamente en esa época, por lo que se aconseja hacer una toma cada media hora. En épocas de régimen normal, cuando la variación del caudal es pequeña, se reduce la frecuencia de tomas hasta unas dos veces por semana. En época de estiaje es suficiente un muestreo quincenal.

La toma de muestras de agua se realiza con aparatos que perturben lo menos posible al régimen existente, los que se utilizan son las turbisondas (Figura V.18). Éstas permiten obtener no sólo muestreos puntuales, sino también muestras integrales a lo largo de las verticales, lo cual evita errores al hacer promedios.

Las turbisondas constan de un cuerpo hidrodinámico de bronce fundido en cuyo interior va alojada una botella tipo estándar, cuyo llenado se efectúa mediante un sistema compensador de presiones, que obliga a entrar al agua con la misma velocidad de la corriente. El procedimiento de toma de muestras se lleva a cabo suspendiendo la turbisonda y desplazándola verticalmente con velocidad uniforme desde la superficie hasta el fondo y viceversa. No conviene que la botella se llene totalmente, pues podría ocurrir que lo hubiera hecho antes de efectuar el recorrido completo. Asimismo, tampoco es conveniente que se llene poco, pues la escasez de muestra no permitiría hacer debidamente los análisis posteriores. Se puede considerar que la muestra está bien tomada cuando la botella está llena en sus cuatro quintas partes.

Con objeto de evitar las dificultades que encierran las observaciones y operaciones de toma de muestras, es conveniente la utilización de procedimientos de medida continua.

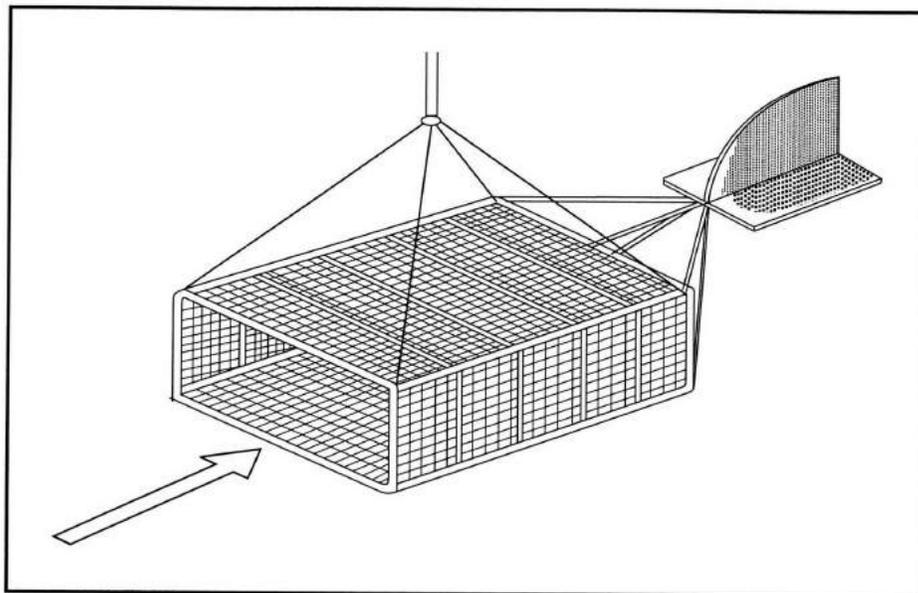


Figura V.17. Nasa.

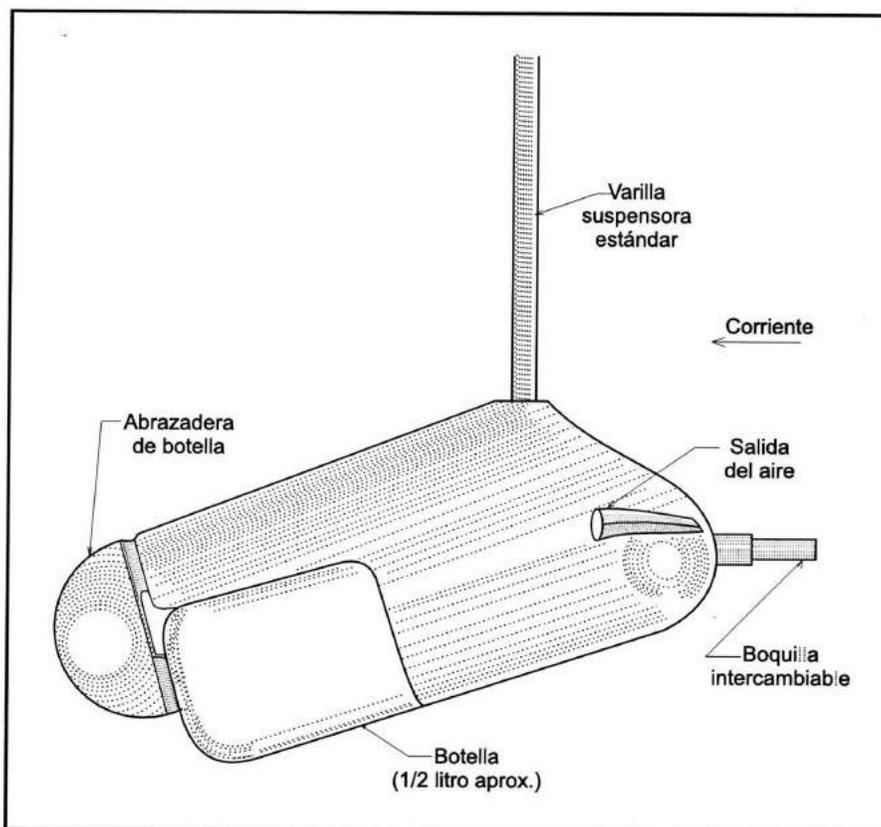


Figura V.18. Turbisonda.



## VI. AGUA SUBTERRÁNEA

### 1. Concepto

El agua subterránea es la que se encuentra dentro de la litosfera. A la parte de la hidrología que se ocupa del agua subterránea se le da el nombre de hidrogeología, y aunque algunos autores también la llaman geohidrología, cabe mencionar que ésta se dedica exclusivamente a la hidráulica subterránea.

La hidrogeología estudia al agua subterránea, desde su origen, su movimiento, su distribución debajo de la superficie de la Tierra y su conservación.

Por lo que se refiere a la presencia del agua en el subsuelo, se ha comprobado que la mayor parte del agua subterránea se debe a la infiltración de agua de lluvia, aunque también hay agua subterránea debida a otros fenómenos como el magmatismo y el volcanismo (aguas juveniles) y las que resultan al quedar atrapadas en los intersticios de rocas sedimentarias en el momento en que se depositan éstas (aguas fósiles), pero su cantidad no es considerable en relación con las que provienen de la infiltración.

### 2. Distribución del agua en el subsuelo

En condiciones normales, la distribución de agua en el subsuelo ha sido dividida en dos zonas: la de aereación, también conocida como zona vadosa o no saturada y la de saturación (Figura VI.1).

#### 1. Zona de aereación

La *zona de aereación* comprende a su vez tres franjas: la del agua del suelo, la intermedia y la capilar.

En la *franja del agua del suelo* se encuentran tres tipos de agua:

*Agua higroscópica.* Es la que el suelo absorbe y pasa a formar películas muy delgadas alrededor de las partículas que lo forman.

*Agua capilar.* Es la que existe en los intersticios del suelo debido a fenómenos de capilaridad. Esta es el agua que aprovechan muchas plantas para satisfacer sus necesidades.

*Agua libre o de gravedad.* Es la que se mueve bajo la influencia de la gravedad, una vez satisfecha la humedad del suelo.

Hay ocasiones en que esta primera franja no existe.

En la *franja intermedia* el espesor varía desde cero hasta varios metros; es la que comunica a la franja del agua del suelo con la capilar. El agua aquí existente se debe a fuerzas higroscópicas, capilares y de gravedad.

La *franja capilar* es una capa humedecida por el agua que asciende de la zona de saturación debido a fenómenos capilares.

Al agua contenida en la zona de aereación se le conoce con el nombre de *agua suspendida*, ésta es el *agua vadosa*, es decir, agua infiltrada que se dirige hacia el manto freático.

## 2. Zona de saturación

En la *zona de saturación* se encuentra el agua subterránea propiamente dicha. En esta región el movimiento del agua es más lento debido a que todos los poros e intersticios se encuentran ocupados por ella, y es de aquí de donde se extrae el agua para los diversos usos que le da el hombre.

La capa saturada es el *manto freático*, y la parte superior de ésta, es decir, el límite de la zona libre del agua que ocupa esta región, es la *superficie freática* que, por lo general, sigue débilmente las ondulaciones del terreno. Al agua que llega a esta zona se le llama *agua freática*.

La parte inferior de la zona de saturación está compuesta por una capa impermeable, la cual impide que el agua siga descendiendo.

Puede suceder que haya otras zonas de saturación de menor extensión sobre la principal, en cuyo caso se les llama *zonas de saturación colgadas*.

El agua se mueve hacia el manto freático por *filtración*, una vez en él, el movimiento lento que adquiere al llegar a la zona de saturación se llama *percolación*.

El movimiento del agua subterránea está controlado por tres fuerzas principales, la de gravedad, la de atracción molecular y la de diferencias de densidad, producto de variaciones importantes de temperatura que existen al interior del subsuelo, interviniendo de manera especial la estructura de las formaciones geológicas.

Las formaciones geológicas según su aptitud para contener y dejar pasar el agua a través de su masa reciben distintos nombres:

*Acuíferos*. Son formaciones, partes de una formación o conjunto de formaciones geológicas, que permiten al agua moverse a través de ellas bajo condiciones ordinarias y son capaces de suministrarla por gravedad, o por bombeo en la calidad requerida.

*Acuiclerres o acuitardos*. Son formaciones capaces de contener agua, pero incapaces de transmitirla en cantidades suficientes como para su captación o formación de manantiales importantes.

*Acuífugos*. Son formaciones impermeables que no absorben ni transmiten agua.

Los acuíferos pueden ser *libres y confinados*. Los primeros se conocen también como acuíferos *no confinados, abiertos, freáticos o no artesianos* y son los que se presentan cuando el manto freático no está limitado, en la parte superior, por un estrato impermeable. Los acuíferos confinados, también conocidos como *artesianos, ocluidos o de presión*, se tienen cuando el agua subterránea está limitada en su parte superior por un estrato impermeable. El agua que alimenta a este tipo de acuíferos proviene de un manto en el que el estrato limitante superior o ambos estratos ascienden hasta la superficie o terminan bajo ella.

El agua confinada o artesianiana tiene una presión que la hace subir a un cierto nivel cuando alguna fractura o perforación llega hasta el acuífero confinado. La presión causante de este ascenso es la *presión hidrostática* y el nivel al cual llega esta agua sin ser bombeada se llama *superficie piezométrica o superficie de presión*. El nivel de un punto cualquiera de las superficies freática y piezométrica sin haber bombeado el agua, da el *nivel estático*. Cuando la superficie piezométrica queda debajo del terreno se dice que el agua es *ascendente* y cuando queda arriba de la superficie, el agua es *brotante*.

### **3. Factores que condicionan la presencia y el movimiento del agua subterránea**

La presencia y el movimiento del agua subterránea están condicionados por ciertos factores entre los que se cuentan como más importantes la precipitación, la forma del terreno, la geología y la presencia o ausencia de vegetación.

#### **1. Precipitación**

Es importante considerar a la precipitación, si se toma en cuenta que la mayor parte del agua del subsuelo proviene de la infiltración de la lluvia. Las zonas lluviosas constituyen, en mayor o menor grado, zonas de alimentación del agua subterránea, por lo que en las zonas secas el agua subterránea no proviene de la infiltración directa, procede de regiones lejanas o cercanas, en donde la lluvia se infiltra y llega lentamente hasta ellas. La precipitación es muy importante en dos aspectos, en su cantidad y en su duración.

#### **2. Forma del terreno**

Este aspecto interesa a la hidrología tanto superficial como subterránea, ya que el relieve da lugar a la formación de las cuencas hidrográficas, indicando así el camino que seguirá el agua al caer a la superficie.

Por lo que se refiere a la hidrogeología, la forma del terreno es importante, porque el agua tendrá mayor o menor oportunidad de infiltrarse y, además, porque el agua infiltrada va a seguir una trayectoria determinada por dicho factor; así, en una región montañosa la pendiente del terreno por una parte, dará más facilidad al agua para escurrir que para infiltrarse y, por otra, el agua que llegue a la zona de saturación tendrá un movimiento hacia las zonas más bajas en donde el movimiento del agua será más lento y facilitará su acumulación, o también, según la constitución del terreno, el agua puede salir en forma de manantiales en las laderas de las montañas. En una zona más o menos plana el agua tendrá mayor oportunidad de infiltrarse y habrá más facilidad de encontrar depósitos mayores de agua subterránea, ya que ahí se tiene tanto el agua infiltrada localmente como la descarga de regiones montañosas vecinas.

Las formas del terreno son fundamentales, pues en general las partes altas constituyen zonas potenciales de recarga y las bajas de descarga del flujo de agua subterránea.

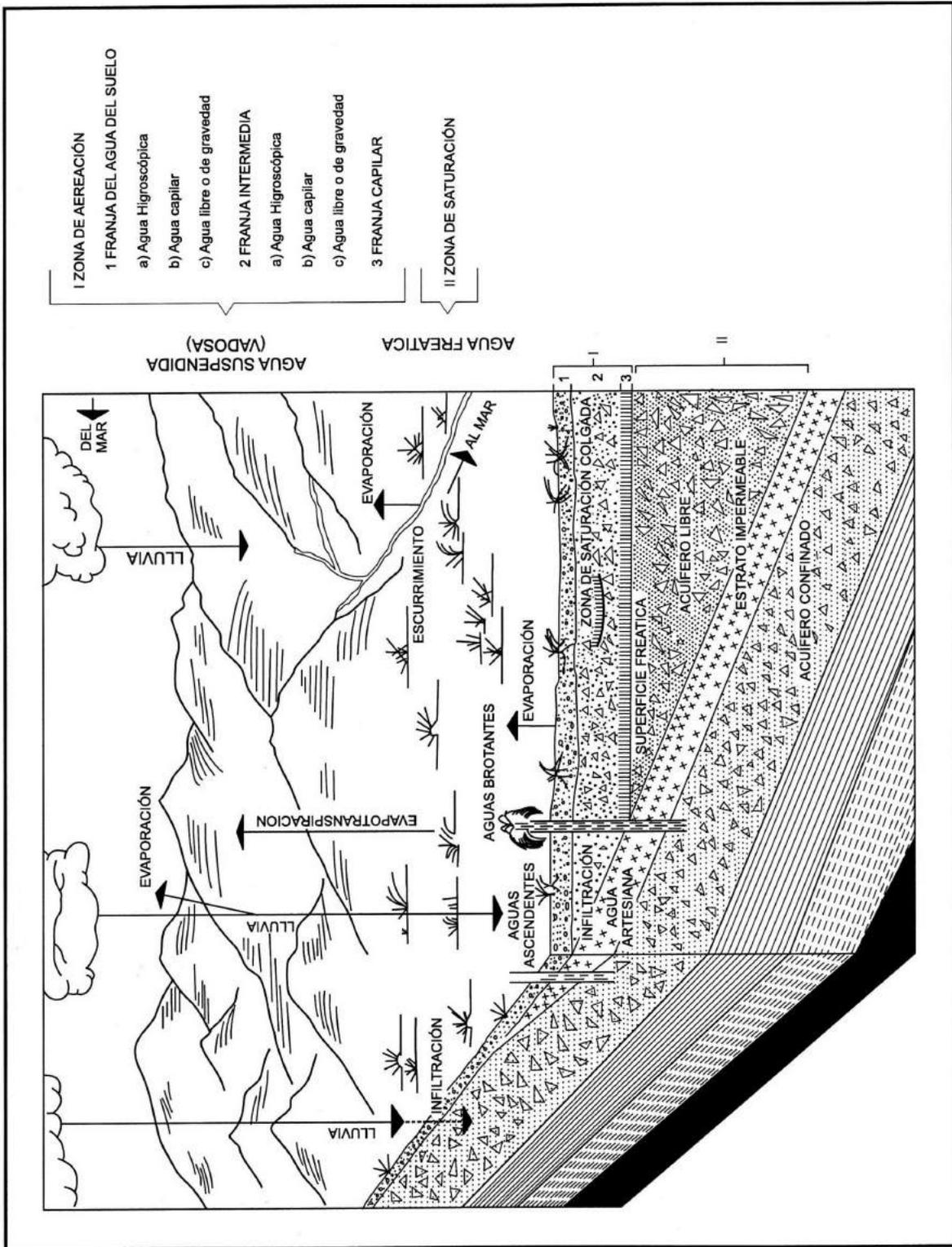


Figura VI.1. Distribución del agua en el subsuelo.

Las corrientes fluviales pueden influir en el aumento de agua del subsuelo, especialmente en la época de lluvia. Las zonas de descarga, además de manantiales, pueden estar representadas por cuerpos de agua, humedales, suelos salinos, entre otros.

### 3. Geología

El aspecto geológico desempeña un papel muy importante en la hidrogeología, ya que la velocidad de movimiento depende de la estructura y composición litológica de las formaciones, para que el agua pueda transitar por el subsuelo. Las diferentes formaciones poseen ciertas propiedades que son definitivas para poder constituir buenos acuíferos. Estas propiedades son la porosidad y la permeabilidad (o más estrictamente la conductividad hidráulica).

La *porosidad* es la particularidad que tiene un material geológico de contener intersticios y su valor se da en porcentaje, que indica el volumen del material ocupado por dichos intersticios. Se ha considerado que una porosidad inferior al 5% es baja, entre el 5 y el 20% es media y más del 20% es alta. La porosidad se puede aplicar a material granular o a material fracturado, incluso existen materiales granulares compactos que se encuentran fracturados y presentan lo que se llama *doble porosidad*, como por ejemplo una toba de piroclastos consolidada y fracturada.

A continuación se dan unos datos de porosidad de varias rocas compilados por Fuller, citado por Meinzer (1923).

Roca	Porosidad media (%)	Tipo
Granito, esquisto, gneis	0.16	Fracturas
Pizarra	3.95	Fracturas
Carbonatada	53.00	Cárstico
Arena uniforme	35.00	Granular
Arena mixta	38.00	Granular
Arcilla	45.00	Granular
Suelos	55.00	Granular

La *permeabilidad* es la facilidad que tiene un material geológico para dejar pasar cualquier fluido, en este caso el agua, a través de los intersticios. Cuando el fluido es agua, se considera más adecuado emplear *conductividad hidráulica*, concepto que incorpora la densidad y viscosidad del agua. Se han diferenciado dos clases de permeabilidad: la *permeabilidad continua, en pequeño o conductividad hidráulica de medios granulares*, que es la que se presenta cuando los poros o intersticios están comunicados entre sí y la *permeabilidad localizada, en grande o de medios fracturados*, que se presenta cuando el agua se mueve a través de fisuras y grietas de las rocas.

Como se ve, no basta que las formaciones o materiales geológicos tengan un alto porcentaje de porosidad, sino además es necesario que sus poros o fracturas estén intercomunicados.

En cuanto a usar permeabilidad como un adjetivo, Thurman (citado por De la O Carreño, 1951) da los siguientes datos:

### **Materiales permeables**

Muy permeables: lavas cavernosas, gravas, arenas gruesas.

Permeables: arenas finas, conglomerados, areniscas, calizas no muy fracturadas.

Poco permeables: gravas con arcillas, margas, calizas margosas.

### **Materiales impermeables**

Aunque en forma estricta no hay materiales totalmente impermeables, pues dependen de la escala geográfica considerada, se puede anotar lo siguiente:

Impermeables: pizarras cristalinas, areniscas antiguas, calizas cristalinas, calizas compactas no cavernosas, cuarcitas.

Muy impermeables: granitos y rocas en masa, pizarras arcillosas, gneiss, arcillas.

## **4. Vegetación**

Es un factor que en partes topográficamente altas influye en la infiltración y, por lo tanto, contribuye a la recarga del agua subterránea. El suelo, hidrogeológicamente hablando, está estrechamente ligado con la cubierta vegetal. Las raíces de las plantas y los animales propios del suelo lo horadan haciéndolo más poroso y dándole así oportunidad al agua para pasar a través de él. La vegetación puede facilitar la infiltración aun en los suelos duros y arcillosos.

En lo que respecta a este factor, es interesante hacer alusión a la existencia de ciertos tipos de plantas que se alimentan de la descarga del agua subterránea, que no pertenecen a un género o familia en especial, sino que su única característica en común es que satisfacen sus necesidades extendiendo sus raíces hasta el manto freático. A este grupo peculiar de plantas se le ha dado el nombre de *freatofitas*, pueden servir como indicadoras de la presencia de agua subterránea e inclusive de la calidad de la misma. Suelen presentarse en las márgenes de los ríos y son propias de regiones semiáridas, donde el agua subterránea aflora en forma permanente, no dependiendo de la precipitación directa en el área. Es muy grande la cantidad de agua que utilizan y, por tanto, la cantidad que se va a la atmósfera por evapotranspiración, pero no es conveniente eliminarlas por completo precisamente porque protegen al suelo de la erosión, sin embargo, se han ideado medios para reducir su metabolismo y evitar tanta pérdida de agua subterránea por evapotranspiración.

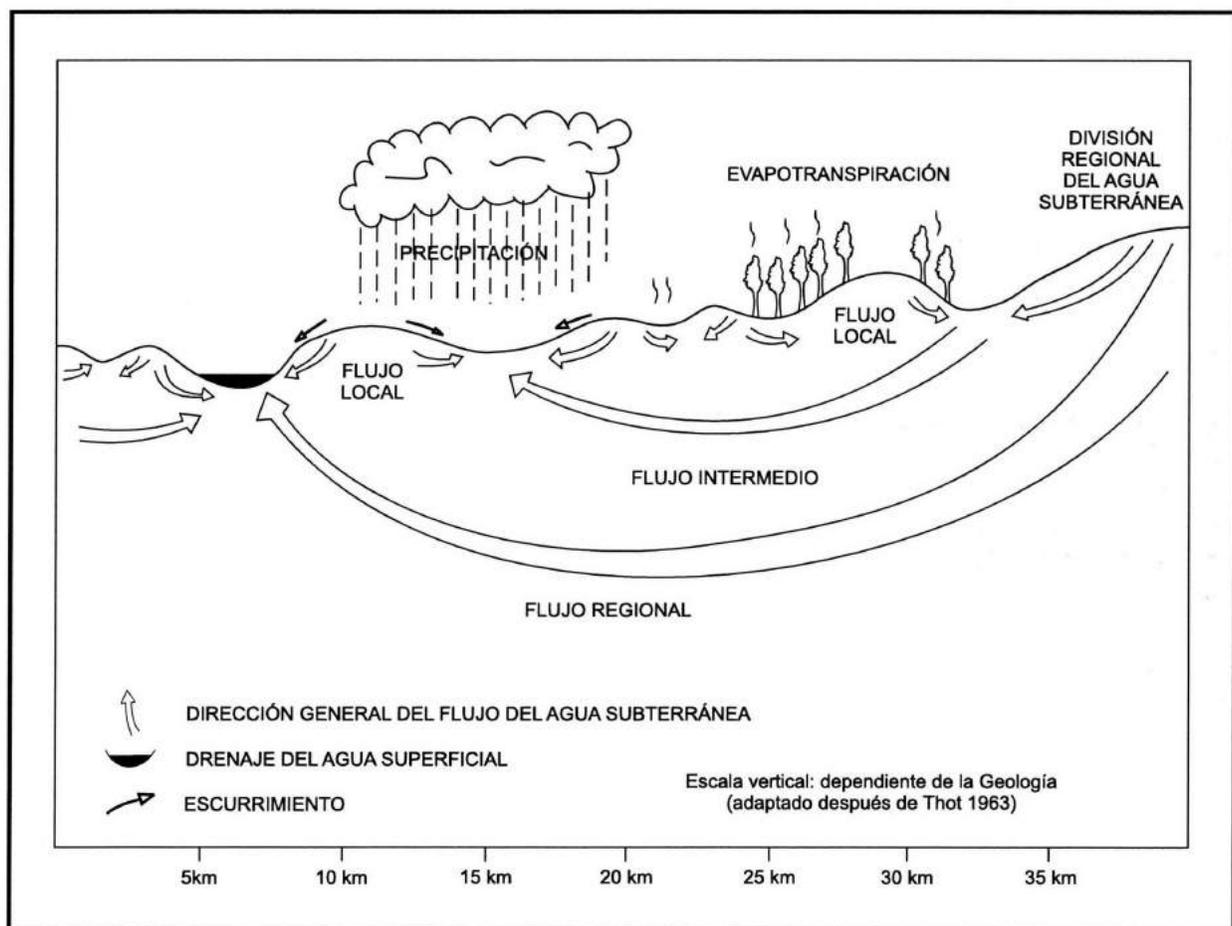
## **4. Movimiento o flujo del agua subterránea (Carrillo *et al.*, 1997)**

Un sistema hidrológico en el que se considera que el agua subterránea fluye en forma horizontal, y en el cual normalmente la información hidrológica se utiliza para describir un sistema estático en un medio geológico considerado equivalente a un medio granular con propiedades (porosidad y permeabilidad), cuyo valor es igual en todas direcciones; rara vez se presenta en el medio natural.

Un sistema hidrológico subterráneo dinámico es más representativo de la realidad y las investigaciones en este campo toman en cuenta el movimiento vertical del agua subterránea. En acuíferos de gran espesor (1 000 m o más), el flujo vertical controla el movimiento del agua subterránea, control que marca un comportamiento particular en las zonas de extracción por pozos, en especial en las zonas de recarga (hacia abajo) y en las de descarga (hacia arriba).

Si se detiene por un instante el flujo de agua subterránea, se puede estimar la forma de su movimiento en el plano horizontal y en el plano vertical, lo que resultará en la definición de áreas de recarga y áreas de descarga (Figura VI.2).

Existen tres sistemas principales de flujo de agua subterránea que se establecen de acuerdo con la topografía y al marco geológico presente: local, intermedio y regional. Una topografía abrupta producirá varios sistemas locales, en cada topografía el agua entra y sale en el mismo valle. En algunos casos parte del agua de recarga podrá descargar en otro valle localizado a un nivel topográfico menor, esto definirá un sistema intermedio. Los sistemas regionales se desarrollan a mayor profundidad y van de las partes más altas a las zonas de descarga más bajas de la cuenca.



**Figura VI.2. Flujo del agua subterránea.**

Todos estos flujos, en un ambiente natural, mantienen un recorrido separado, al igual que las corrientes marinas o las aguas de dos ríos antes de confluir para formar otra. Las zonas de recarga y descarga están estrictamente controladas por un flujo vertical con una componente de movimiento hacia abajo y hacia arriba, respectivamente.

El despreciar estas componentes de flujo vertical del agua subterránea ha generado impactos ambientales serios y algunas veces irreversibles.

## 5. Prospección del agua subterránea

La prospección o búsqueda de sitios idóneos donde extraer el agua subterránea se hace por medio del estudio de las estructuras geológicas, de la vegetación, de los suelos, de la calidad del agua, de la posición de manantiales y de la topografía, y también a través de la perforación de pozos de prueba. Cuando en una zona se han agotado las posibilidades en cuanto a la mejor localización de un acuífero, se recurre a *métodos geofísicos*, métodos indirectos complementarios entre sí:

*Eléctrico.* Se emplea desde la superficie en forma de sondeos de resistividades. Con solo introducir adecuadamente una corriente eléctrica al suelo, se pueden determinar los lugares de mayor probabilidad para alumbrar agua y la profundidad de las capas que por su resistividad sean aparentemente mejores como unidad acuífera.

*Gravimétrico.* Es de gran aplicación cuando se trata de grandes extensiones de terreno, ya que determina unidades geológicas con una densidad contrastante. No es muy empleado en estudios hidrogeológicos por su carácter de estudio de gran extensión. Se basa en la medida, desde la superficie, de las variaciones o anomalías de la gravedad, reflejo del material que se encuentra a profundidad (una caliza presentará más densidad que una arena sin compactar). Por medio de mediciones gravimétricas se calcula la densidad de las rocas, que variará de más densa a menos densa.

*Método sísmico.* Es el método más costoso. Identifica, igual que el anterior, estructuras, anticlinales, sinclinales, etc., pero con mucha mayor precisión y además determina profundidades de las rocas, tipo de roca, etc. Consiste en producir, bajo la superficie, un foco de energía sísmica por explosión de una carga de dinamita. Las interpretaciones se basan en la onda longitudinal que es la más rápida y se refleja contra unas capas y se refracta al encuentro de otras. Las velocidades sísmicas identifican las rocas con las que chocan las ondas.

## VII. APROVECHAMIENTO DE LOS RECURSOS HIDROLÓGICOS

En los temas estudiados se vio cómo se obtienen los diversos datos hidrológicos, que constituyen el elemento principal para la planeación del aprovechamiento del agua. En este capítulo se presentan, a manera de resumen, los propósitos o fines para los que resulta indispensable el estudio del agua, los beneficios que ellos representan y los datos hidrológicos que es necesario conocer para llevar a cabo las obras de infraestructura hidráulica requerida (Cuadro VII.1)

**Cuadro VII.1. Aprovechamiento de los recursos hidrológicos (Dixon, 1964)**

Propósito	Beneficios	Tipo de obra	Información necesaria
1. Control de avenidas	a) Prevención o reducción del peligro de inundaciones. b) Protección del desarrollo económico. c) Regulación del río. d) Recarga de agua subterránea.	Presas, estaciones de bombeo, llanuras de inundación, diques, canales, etcétera.	Datos hidrométricos, precipitación (duración, intensidad, distribución, etc.), datos de los sedimentos.
2. Irrigación	a) Producción agrícola.	Pozos, presas, canales, estaciones de bombeo, sistemas de distribución, control del suelo.	Datos hidrométricos y de aguas subterráneas, precipitación, evapotranspiración.
3. Hidroeléctrico	a) Provisión de energía para el desarrollo económico y el mejoramiento del estándar de vida.	Presas, plantas de energía, líneas de transmisión.	Misma del número anterior y transporte de sedimentos.
4. Navegación	a) Transporte.	Presas, canales, mejoras en los puertos.	Datos hidrométricos, sedimentos, nivel del agua subterránea, filtración en canales artificiales.

**Cuadro VII.1. Aprovechamiento de los recursos hidrológicos (Dixon, 1964)**

Propósito	Beneficios	Tipo de obra	Información necesaria
5. Abastecimiento de agua para usos domésticos e industriales.	a) Agua para usos domésticos e industriales.	Presas, pozos, conductos, plantas de bombeo, plantas de tratamiento, sistemas de distribución.	Precipitación, datos hidrométricos, sedimentos, agua subterránea, calidad del agua.
6. Manejo de cuencas	a) Mejoramiento y conservación del suelo. b) Control de la erosión. c) Reforestación. d) Protección del agua de abastecimiento.	Prácticas de conservación del suelo, prácticas de manejo de bosques, estructuras para el control del agua y de los sedimentos, estanques.	Misma del número anterior.
7. Uso recreativo del agua	a) Incrementar el bienestar y la salud de la gente.	Presas, control de la contaminación del agua, reservación de áreas para la vida silvestre.	Misma del número anterior.
8. Piscicultura y vida silvestre	a) Mejoramiento del hábitat piscícola y silvestre. b) Reducción de la pérdida de estos recursos por la mano del hombre c) Creación de áreas deportivas.	Refugios silvestres, regulación de las corrientes, abastecimiento de peces a ríos y presas, control de la contaminación del agua y manejo del suelo.	Misma del número anterior.

**Cuadro VII.1. Aprovechamiento de los recursos hidrológicos (Dixon, 1964)**

Propósito	Beneficios	Tipo de obra	Información necesaria
9. Disminución de la contaminación	<ul style="list-style-type: none"> <li>a) Protección y mejora de los abastecimientos de agua para los diversos usos.</li> <li>b) Conservación del ambiente.</li> </ul>	Facilidades de tratamiento de aguas, presas para el control de avenidas, sistemas de alcantarillado, medidas legales de control.	Misma del número anterior.
10. Control de insectos	<ul style="list-style-type: none"> <li>a) Salud pública.</li> <li>b) Protección de las áreas de recreo.</li> <li>c) Protección de la vegetación.</li> </ul>	Crear una operación adecuada de las presas y del drenaje.	
11. Drenaje	<ul style="list-style-type: none"> <li>a) Producción agrícola.</li> <li>b) Desarrollo urbano.</li> <li>c) Protección de la salud pública.</li> </ul>	Estaciones de bombeo, plantas de bombeo, fosas, alcantarillado.	Precipitación, datos hidrométricos, nivel de agua subterránea e infiltración.
12. Control de sedimentos	<ul style="list-style-type: none"> <li>a) Protección de azolve en las corrientes y en las presas.</li> <li>b) Conservación de las condiciones físicas, químicas y biológicas del agua.</li> </ul>	Conservación del suelo, reforestación, manejo de los bosques, construcción adecuada de las carreteras, revestimiento de canales, construcción de presas y manejo de ellas.	Medida de los sedimentos.
13. Control de la salinidad	<ul style="list-style-type: none"> <li>a) Disminución y protección de la contaminación del agua por sal.</li> </ul>	Presas para control de avenidas, recarga de agua subterránea, sobre todo en las costas.	Misma del número anterior.

**Cuadro VII.1. Aprovechamiento de los recursos hidrológicos (Dixon, 1964)**

14. Precipitación artificial	a). Control de la precipitación dentro de los límites	Siembra de nubes por diferentes métodos	
15. Empleo	a). Estímulo del empleo del agua en zonas subdesarrolladas.	Infraestructura hidráulica	Depende del propósito para el que se emplee el agua.
16. Ley del agua	a) Reglamento del agua	Estudios del gobierno	

## RECONOCIMIENTOS

El M. en G. Arturo Jiménez Román participó en la selección de las figuras y en la conformación de los capítulos del libro.

Se agradece a las siguientes compañías editoriales por permitir la reproducción del material de propiedad literaria que se cita:

- Figura I.1.

Dasmann, R. F., Environmental Conservation

c 1984, John Wiley and Sons, Inc.

Reproducido con autorización de John Wiley and Sons, Inc.

- Figuras II.12, III.1, III.2, III.3 y III.8..

c Editores Técnicos Asociados – EDITORIAL REVERTE, S.A.

Loreto, 13-15 Local B

Barcelona – España,

Tel.: 00.34.93.419.33.36

reverte@reverte.com

y REVERTE EDICIONES, S.A. DE C.V.

Río Pánuco 141

Col. Cuauhtémoc,

06500 México, D.F. – MÉXICO

Tel.: (52) 55.5533.5658

reverte@reverte.com

- Figuras II.15, II.19, IV.1 y IV.2.

Editorial Universitaria Potosina

- Figuras IV.3 y V.18.

Mc Graw-Hill - Interamericana de México, S. A. de C. V.

- Figuras V.17.

Edward Arnold.

Se agradece también la colaboración y el apoyo técnico de la Lic. María Elena Cea Herrera en la revisión de la redacción y la preparación del documento final y del Ing. Armando Sánchez Enríquez en la elaboración de las figuras, así como al Dr. J. Joel Carrillo Rivera por la revisión del Capítulo VI Agua Subterránea.

## BIBLIOGRAFÍA

Aparicio M., F. C. (2001), *Fundamentos de Hidrología de Superficie*, Limusa y Grupo Noriega Editores, México.

Bethemont, J. (1980), *Geografía de la utilización de las aguas continentales*, Elementos de Geografía, Oikos-Tau, Barcelona, España.

Campos A., D. F. (1992), *Procesos del ciclo hidrológico*, UASLP, San Luis Potosí, México.

Carrillo R., J. J., A. Cardona y R. Margain (1997), "Groundwater flow and environmental impact in Mexico", *Geografía y Desarrollo*, núm 15:17-27, México.

Chorley, R. J. (ed.; 1971), *Introduction to Physical Hydrology*, Methuen and Co. Ltd., London.

Chorley, R. J. (ed.; 1971), *Introduction to Fluvial Processes*, Methuen and Co. Ltd., London.

Chorley, R. J. (ed.; 1971), *Introduction to Geographical Hydrology*, Methuen and Co. Ltd., London.

Chow, V. T. (editor in Chief; 1964), *Handbook of Applied Hydrology. A Compendium of Water Resources Technology*, Mc Graw-Hill Book Company, New York.

Chow, V. T., D. R. Maidment y L. W. Mays (1994), *Hidrología Aplicada*, Mc Graw-Hill Interamericana, Santa Fe de Bogotá, Colombia.

Dasmann, R. F. (1984), *Environmental Conservation*, John Wiley and Sons, Inc., New York.

De la Lanza E., G. C. Cáceres M., S. Adame M. y S. Hernández P. (1999), *Diccionario de Hidrología y Ciencias afines*, Instituto de Biología, UNAM y Plaza y Valdés, México.

De la O C., A. (1951), "Las provincias geohidrológicas de México", *Boletín*, núm. 56, Instituto de Geología, UNAM, México.

Dixon, J. W. (1964), "Water resources. Planning and development", *Handbook of Applied Hydrology*, Section 26-I, Part I. Ven Te Chow (editor in Chief), Mc Graw-Hill Book Company, New York.

Dunne, T. and L. B. Leopold (1978), *Water in Environmental Planning*, W. H. Freeman and Company, New York.

Escuela de Hidrología (1967), *Curso de Hidrología General y Aplicada*, Instituto de Hidrología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, España.

- Estienne P. y A. Godard (1970), *Climatologie*, Armand Colin, París.
- Gregory, K. J. and D. E. Walling (1973), *Drainage basin form and process. A geomorphological approach*, Edward Arnold, London.
- Hardy, F. (1970), *Edafología Tropical*, Herrero Hnos. Sucesores, México.
- Hoyt, W. G. (1942), "The Runoff Cycle", in Meinzer, O. E. (ed.), *Physics of Earth. Hydrology*, Mc Graw-Hill Book Company, New York.
- Jiménez R., A. (1979), "Factores más importantes que influyen en el régimen hidrológico del río Huicicila", *Boletín*, núm. 9, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 157-192.
- Kazman, R. G. (1972), *Modern Hydrology*, Harper and Row Publishers, New York.
- Keller, R. (1975), "Importancia de la Hidrología en diversos programas de estudio. Geografía", *La Enseñanza de la Hidrología*. Contribuciones técnicas sobre hidrología. Una contribución al Decenio Hidrológico Internacional, Editorial UNESCO, París, pp. 25-26.
- Linsley, R. K., M. A. Kohler y J. L. H. Paulhus (1988), *Hidrología para Ingenieros*, Mc Graw-Hill/ Interamericana de México, México.
- Luque, J. A. (1981), *Hidrología Agrícola Aplicada*, Editorial Hemisferio Sur, Buenos Aires.
- Maderey R., L. E. (1967), *Aguas subterráneas en México*, Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Maderey R., L. E. (1970), "Características físicas de la cuenca del río Tizar", *Boletín*, núm. 3, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 29-38.
- Maderey R., L. E. (1977), *El agua de escurrimiento en la República Mexicana*, Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Maderey R., L. E., H. del Castillo G. y F. J. Cruz N. (1989), "Distribución del rocío y de la niebla, fuentes de humedad para la vegetación en la República Mexicana", *Ciencia*, Revista de la Investigación Científica, vol. 40, núm. 4, México, pp. 223-231.
- Maidment, D. R. (editor in Chief; 1993), *Handbook of Hydrology*, Mc Graw-Hill, Inc., New York.
- Meinzer, O. E. (1923), *Occurrence of ground water in the United States with a discussion of principles*, U. S. Geological Survey, Water Supply Paper 489, Washington.
- Nogueira G., L. (1967), *Hidrología*, Ed. Edgard Blücher Ltda. y Universidad de Sao Paulo, Sao Paulo, Brasil.
- Oelsner, J. (1965), *Curso: Introducción a la hidrología de aguas superficiales*, Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, Quito, Ecuador.

- Petterssen, S. (1976), *Introducción a la Meteorología*, Espasa-Calpe, Madrid.
- Remenieras, G. (1971), *Tratado de Hidrología Aplicada*, Editores Técnicos Asociados, Barcelona.
- Rosenberg, N. J. (1974), *Microclimate: the biological environment*, John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Servicio Colombiano de Meteorología e Hidrología (1973), *Manual de instrucciones para los observadores de las estaciones hidrométricas de corrientes de agua*, Ministerio de Agricultura, República de Colombia, Bogotá.
- Smith, D. Y. and P. Stopp (1978), *The river basin. An introduction to the study of Hydrology*, Cambridge University Press, London.
- Strahler, A. N. (1964), "Quantitative geomorphology drainage basins and channel network", *Handbook of Applied Hydrology*, Section 4-II, Part II, Ven Te Chow (editor in Chief), Mc Graw-Hill Book Company, New York.
- Strahler A. N. and A. H. Strahler (1992), *Modern Physical Geography*, John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Wisler, Ch. O. and E. F. Brater (1963), *Hydrology*, John Wiley and Sons, Inc., New York.

*Principios de hidrogeografía. Estudio del ciclo hidrológico,*  
se terminó de imprimir en Soluciones Sky, Galicia 233, 03400  
México, D. F., Del. Benito Juárez, en octubre de 2005. La formación  
electrónica se realizó en la Sección de Difusión y Apoyo Editorial  
del Instituto de Geografía de la UNAM.

El tiraje consta de 300 ejemplares.





*Curso de Hidrogeografía para Licenciatura* es un libro cuyo contenido introduce al alumno universitario de la Licenciatura en Geografía o de cualquiera otra en la que el tema del agua tenga un lugar importante, en el campo conceptual de la Hidrología, a través del estudio de cada una de las fases del ciclo hidrológico, con el objeto de que se prepare para aplicar la información y los conceptos básicos de la Hidrología en el ejercicio de la Geografía, es decir, que se inicie en el campo de la Hidrogeografía o de la licenciatura de que se trate.

En esta obra se tratan los siguientes aspectos: Precipitación, Evaporación y transpiración, Infiltración y humedad del suelo, Esguerrimiento, Agua subterránea y Aprovechamiento de los recursos hidrológicos, y cada capítulo se ilustra con una serie de figuras que ayudan a hacer más comprensibles los conceptos incluidos.

**LAURA ELENA MADEREY RASCÓN**

Doctora en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM; Investigadora Titular en el Instituto de Geografía de la UNAM, Profesora del Colegio de Geografía de la Facultad de Filosofía y Letras, UNAM; Coordinadora del Posgrado en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. Áreas de investigación: Hidrogeografía y Climatología.

