

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/305937814>

Aguas Continentales: Formas y procesos. 1996

Book · October 1996

CITATIONS

2

READS

5,179

1 author:



[Alberto Vich](#)

National University of Cuyo

30 PUBLICATIONS 171 CITATIONS

SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



AMENAZAS NATURALES EN LOS ANDES CENTRALES (ANLAC): [View project](#)



AGUAS CONTINENTALES

FORMAS Y PROCESOS

Alberto Ismael Juan VICH

AGUAS CONTINENTALES

Formas y Procesos

Alberto Ismael Juan VICH

Profesor Titular
Cátedra Hidrografía
Departamento de Geografía
Facultad de Filosofía y Letras
Universidad Nacional de Cuyo
(UNC)

Miembro de la Carrera del Investigador Científico y Tecnológico
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
(CONICET)

Mendoza, 1996

Cubierta, diseño, dibujos y
diagramación: Rafael Bottero.

Prohibida la reproducción total o
parcial de la presente obra sin
permiso expreso del autor.

ISBN en trámite.
RNPI en trámite.

Impreso en los talleres gráficos del Centro de Economía, Legislación y
Administración del Agua y el Ambiente.

*A mis padres por su esfuerzo,
a mis hijos por la necesidad de
construir un futuro mejor,
a mi compañera y esposa, por su
fortaleza y empeño puestos en mi
superación personal y estímulo.*

AGRADECIMIENTOS

A la Sra. Juana Susana Barroso por la revisión del manuscrito y colaboración en la investigación bibliográfica empleada en el presente texto.

Al Sr. Rafael Bottero por el diseño, diagramación, dibujo de figuras y compaginación del texto.

Al Lic. Daniel Roberto Cobos por su colaboración permanente.

Al Dr. Juan Carlos Leiva por sugerencias, asesoramiento y ayuda desinteresada en la redacción del Capítulo X.

Al personal del Centro de Documentación (SECEDOC) del Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CRICYT) por su colaboración en la búsqueda de información.

Al Dr. Armando Llop por haber facilitado la impresión del presente texto.

Prólogo

El hombre en cuanto ser espiritual ha actuado como geógrafo. La geografía lo enfoca en su relación con la naturaleza y como ciencia busca la razón y el sentido de ella. Esa relación se configura desde la espiritualidad misma, de modo tal que no se trata de una relación de dos cosas entre sí o de una interdependencia externa. El carácter espiritual hace que el hombre sea un ser único, y a la vez un ser-en-el-mundo.

La geografía ha de rescatar ese concepto si quiere también afianzarse como ciencia humana. Así, debe enfocar la relación hombre-naturaleza como el modo de ser del ser-en-el-mundo, esto es, la “relación” en tanto el modo propio de ser del hombre que existe en un medio ambiente en y desde el cual también vive.

La geografía, por lo tanto, no tiene una simple tarea descriptiva del mundo, ni una óptica utilitaria del mismo, sino ser la disciplina que abre el horizonte del hombre en su sentido. Por ello, si bien como ciencia la geografía dialoga con la sociología, la matemática, la estadística, etc., siempre debe conducir el diálogo al nivel en que el hombre encuentre su sentido; ver las cosas en conjunto es un arte, que no puede adquirirse sin el ejercicio reflexivo. El esfuerzo debe ser dirigido a la cultura de ese todo en su entera unidad. La necesidad de integración en los múltiples y diferentes campos del conocimiento humano es exigida con meridiana urgencia. La geografía puede coadyuvar a tal integración por su carácter de ciencia de síntesis, vinculadora de diversas disciplinas naturales y sociales.

El hombre está empezando a darse cuenta, ojalá no tardíamente, de la obra que ha realizado en el limitado medio ambiente en que vive. El planeta Tierra es un territorio finito, con recursos naturales también finitos. La Tierra devastada no opone resistencia, pero presenta su faz vulnerada a una civilización que está empezando a cobrar conciencia de los límites de sus posibilidades.

El rescate de la dignidad del hombre se dará en una Universidad donde todas las disciplinas, desde su ángulo específico, descubran al hombre en su esencia. Una Universidad nueva será tal, cuando todas las disciplinas sepan entrar en crisis y desde ella resurgir reflexivamente, esto es desde una vivencia filosófica. La geografía particularmente puede hacerlo desde la “relación” hombre-mundo.

Conocer el ambiente, su comportamiento, su reacción frente a perturbaciones, solo es posible, basándose en la investigación científica, que le ha de otorgar la profundidad adecuada en la comprensión de los procesos naturales y las creaciones realizadas por el hombre.

*Por todo lo expresado anteriormente, es que tengo el agrado de presentar la obra de referencia **Aguas continentales. Formas y procesos** del profesor Ing. Alberto I. J. Vich, quien hace un justo e invaluable aporte, en lo científico y didáctico, al integrar horizontal y verticalmente los conceptos cualicuantitativos de la hidrología con otras disciplinas del quehacer geográfico.*

Se trata de una obra de sentida necesidad en el medio local y nacional, para la formación de recursos humanos capacitados en el campo de la geografía. La formación de profesionales docentes y técnicos, ante la aplicación de la Ley Federal de Educación, hoy en vigencia, cuenta a partir de la fecha con una herramienta accesible, de fácil comprensión y maleable transferencia.

Por último, la gran satisfacción de contar con un docente de alta idoneidad, que está demostrando con esta obra respeto y dedicación por los alumnos, para sostener un nivel de excelencia en la Universidad Nacional de Cuyo, que me formó y en la cual me enorgullece pertenecer.

Lic. Prof. Daniel R. Cobos
Universidad Nacional de Cuyo
Mendoza, Octubre de 1996

CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS

PROLOGO

CONTENIDO

INDICE DE CUADROS Y FIGURAS

CAPITULO I: EL AGUA

INTRODUCCION	I-1
HIDROGRAFIA E HIDROLOGIA	I-2
COMPOSICION Y FUENTES NATURALES DE AGUA	I-3
ORIGEN DEL AGUA TERRESTRE	I-4
CICLO DEL AGUA	I-4
CICLO HIDROLOGICO A NIVEL DE CUENCAS	I-7
PROCESOS HIDROLOGICOS Y DEGRADACION DE LAS TIERRAS	I-8
CONTAMINACION DEL AGUA.....	I-10

CAPITULO II: CARACTER SISTEMICO DE LA CUENCA HIDRICA

LA CUENCA. DEFINICION	II-1
CARACTER SISTEMICO DE LAS UNIDADES HIDROGRAFICAS	II-2
INTERACCIONES EN EL SISTEMA CUENCA	II-4

CAPITULO III: MORFOLOGIA, GEOLOGIA Y VEGETACION DE LA CUENCA

CARACTERISTICAS TOPOGRAFICAS	III-1
Generalidades	III-1
Forma de la cuenca	III-1
Parámetros del relieve de una cuenca	III-1
Aspectos lineares del sistema de canales	III-2
Densidad de Drenaje	III-6
Geometría hidráulica	III-7
Trazado de los cauces naturales	III-9
FACTOR GEOLOGICO	III-11
LA CUBIERTA VEGETAL	III-14

CAPITULO IV: LAS PRECIPITACIONES

GENERALIDADES	IV-1
FORMACION Y TIPOS DE PRECIPITACION	IV-1
FORMAS DE PRECIPITACION.....	IV-2
TIPOS DE PRECIPITACION	IV-3
INTERPRETACION DE LOS DATOS DE PRECIPITACION RELATIVOS A UNA ESTACION.....	IV-4
Métodos de análisis de una serie de observaciones pluviométricas	IV-4
Análisis y presentación de observaciones anuales	IV-5
Análisis y presentación de las observaciones mensuales y diarias	IV-9
LEYES DE LA PLUVIOSIDAD MEDIA	IV-9
ANALISIS DE AGUACEROS EN UNA ESTACION	IV-10
Valores extremos de pluviosidad	IV-14

ANALISIS DE LOS AGUACEROS EN UNA CUENCA.....	IV-14
Precipitación promedio sobre un área	IV-14
Curvas lamina-superficie-duración	IV-16

CAPITULO V: EVAPOTRANSPIRACION Y DEFICIT DE CIRCULACION

GENERALIDADES	V-1
EVAPORACION	V-1
Evaporación desde la superficie del agua	V-2
Evaporación desde la superficie del suelo	V-5
TRANSPIRACION	V-6
EVAPOTRANSPIRACION	V-6
DEFICIT DE CIRCULACION	V-9

CAPITULO VI: BALANCE HIDRICO

GENERALIDADES	VI-1
METODO DEL BALANCE HIDRICO DE THORNTHWAITE.....	VI-4
EL BALANCE HIDRICO DE LOS CONTINENTES	VI-7
Balance hídrico de Europa.....	VI-8
Balance hídrico de Asia continental e insular	VI-9
Balance hídrico de Africa continental e insular	VI-13
Balance hídrico de América del Norte y Central.....	VI-15
Balance hídrico de América del Sur	VI-18
Balance hídrico de Australia y Oceanía	VI-20
Balance hídrico del continente antártico	VI-22
Balance hídrico de los continentes. Síntesis	VI-24
BALANCE HIDRICO DE LA REPUBLICA ARGENTINA	VI-27

CAPITULO VII: MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO

EL SUELO	VII-1
TIPOS DE AGUA EN EL SUELO	VII-2
REPARTICION DEL AGUA EN EL SUELO	VII-3
Agua subterránea	VII-5
FORMAS EN QUE SE MUEVE EL AGUA EN EL SUELO	VII-5
Infiltración	VII-6
Modelos de infiltración	VII-7
PROBLEMAS PARTICULARES: REVENICION Y SALINIZACION	VII-8
ALGUNAS FORMAS FISIOGRAFICAS CON PROBLEMAS DE DRENAJE	VII-10
Abanicos aluviales	VII-10
Llanuras aluviales	VII-11
Terrazas fluviales	VII-11
Glacis	VII-12

CAPITULO VIII: EL PROCESO LLUVIA - ESCORRENTIA

EL FENOMENO DE ESCORRENTIA	VIII-1
EL HIDROGRAMA DE CRECIENTES. FORMA Y COMPONENTES.....	VIII-2
Que es una creciente o avenida?.....	VIII-2
Características del hidrograma	VIII-3
Análisis de hidrogramas	VIII-5
EL HIDROGRAMA UNITARIO. CONCEPTO.....	VIII-6
HIDROGRAMA UNITARIO SINTETICO	VIII-8
Hidrograma Unitario Sintético de Snyder	VIII-9
Hidrograma Sintético del Servicio de Conservación de Suelos	VIII-10
METODOS EMPIRICOS PARA LA DETERMINACION DEL CAUDAL MAXIMO	VIII-11

CAPITULO IX: ESTUDIO DEL REGIMEN DE CAUDALES

RIOS Y LAGOS	IX-1
ANALISIS Y PRESENTACION DE DATOS DE CAUDALES	IX-4
MEDICIONES HIDROMETRICAS	IX-6
Estaciones hidrométricas	IX-6
Limnimetría.....	IX-6
Aforos.....	IX-7
REGIMENES FLUVIALES	IX-9
Definición.....	IX-9
Sistemas de clasificación	IX-9
CLASIFICACION DE REGIMENES FLUVIALES DE PARDE.....	IX-11
REGIMENES FLUVIALES SIMPLES	IX-11
Régimen simple de alimentación sólida.....	IX-11
Régimen simple de alimentación pluvial	IX-13
REGIMENES FLUVIALES COMPLEJOS ORIGINALES	IX-15
REGIMENES FLUVIALES COMPLEJOS CAMBIANTES	IX-17

CAPITULO X: NIEVE Y GLACIARES

Definiciones	X-1
NIEVE Y HIELO	X-1
Características de la nieve depositada.....	X-3
METAMORFISMO DE LA NIEVE	X-4
Transformación de la nieve con temperaturas por debajo de 0 °C	X-4
Transformación de la nieve con fusión parcial	X-4
Algunas formas de ablación.....	X-5
LOS GLACIARES	X-6
Definición y morfología	X-6
Movimiento de los glaciares	X-7
Balance de masa de glaciares	X-9
CLASIFICACION DE GLACIARES	X-10
Clasificación morfológica	X-12
Clasificación climática	X-13

BIBLIOGRAFIA

INDICE DE CUADROS Y FIGURAS

CUADRO I-1:	Sujeto de estudio de las Ciencias Hídricas	I-1
CUADRO I-2:	Cantidades estimadas de agua en el Planeta.	I-5
CUADRO I-3:	Balance Global Anual de Agua.	I-6
CUADRO I-4:	Degradación mundial de las tierras secas y tropicales	I-9
CUADRO III-1:	Percepción de las características topográficas de cuenca.	III-2
CUADRO III-2:	Algunos métodos para expresar la forma de la cuenca.	III-2
CUADRO III-3:	Algunos métodos disponibles para expresar las características de la pendiente y el relieve de una cuenca.	III-3
CUADRO III-4:	Parámetros de la red de drenaje.	III-8
CUADRO III-5:	Valores medios de los exponentes de las ecuaciones de geometría hidráulica para distintas cuencas.	III-8
CUADRO III-6:	Valores medios de porosidad y permeabilidad de algunas rocas.	III-11
CUADRO III-7:	Porcentaje de intercepción de precipitación anual.	III-15
CUADRO III-8:	Relación entre la tala de un bosque comercial y la erosión (Akamatsu, Japón).	III-17
CUADRO IV-1:	Velocidad extrema de caída.	IV-2
CUADRO IV-2:	Desviaciones observadas entre los módulos pluviométricos medios, calculado según la longitud del período de referencia, según Binnie.	IV-5
CUADRO IV-3:	Frecuencias experimentales para valores anuales Estación: OBSERVATORIO MENDOZA (SMN) - Serie: 1900-79.	IV-7
CUADRO IV-4:	Distribución de frecuencias acumuladas, absolutas y relativas Estación: Observatorio Mendoza (SMN) - Serie: 1900-1979.	IV-8
CUADRO IV-5:	Análisis de precipitaciones mensuales Estación: CRICYT (IANIGLA) - Serie: 1983-94.	IV-10
CUADRO IV-6:	Cantidad de días con lluvia y media Estación: CRICYT (IANIGLA) - Serie: 1983-94.	IV-12
CUADRO IV-7:	Hietograma y lámina acumulada de la tormenta del 28-12-85 Estación Papagayos (Mendoza).	IV-13
CUADRO IV-8:	Cálculo de las intensidades máximas para distintos intervalos de referencia de la tormenta del 28-12-85.	IV-13
CUADRO IV-9:	Intensidades en mm.h^{-1} para distintos tiempos de retorno y duración para todas las estaciones de la red telemétrica del INCYTH al oeste del Gran Mendoza.	IV-14

CUADRO IV-10:	Valores extremos de observados en el planeta.	IV-16
CUADRO IV-11:	Fórmulas para el cálculo de la lluvia promedio sobre un área, con un punto de máxima precipitación en el centro P_m , dentro de la isohieta circular de radio x .	IV-18
CUADRO V-1:	Cálculo de la evaporación de una superficie de agua libre Aplicación fórmula de J. Lugeon Año: 1990 - Estación: CRICYT.	V-4
CUADRO V-2:	Cálculo de la evaporación media de una superficie de agua libre Aplicación de la fórmula de Meyer Serie: 1961-70 - Estación: Observatorio Mendoza.	V-4
CUADRO V-3:	Cálculo de la evaporación de una superficie de agua libre Aplicación fórmula de los servicios hidrológicos de la URSS Año: 1990 - Estación: CRICYT.	V-5
CUADRO V-4:	Indices de transpiración para arboles y cultivos.	V-7
CUADRO V-5:	Cálculo de la evapotranspiración potencial Aplicación de las fórmulas de Thornthwaite y Serra Año: 1990 - Estación: CRICYT.	V-8
CUADRO V-6:	Cálculo de la evapotranspiración potencial Aplicación de las fórmulas de Thornthwaite y Serra Año: 1990 - Estación: CRICYT.	V-9
CUADRO VI-1:	Balance zona Norte de Mendoza (período 1967-71).	VI-3
CUADRO VI-2:	Balance hídrico. Método de Thornhwaite. Localidad: Castelar INTA - Serie: 1971-80. Capacidad máxima de retención del suelo: 100 mm (todos los valores se encuentran en mm, excepto T en °C).	VI-5
CUADRO VI-3:	Balance hídrico. Método de Thornhwaite. Localidad: Villa Mercedes INTA - Serie: 1971-80. Capacidad máxima de retención del suelo: 100 mm (todos los valores se encuentran en mm, excepto T en °C).	VI-5
CUADRO VI-4:	Balance hídrico de las vertientes oceánicas (incluye islas adyacentes) y de la zona de escorrentía interna de Europa.	VI-10
CUADRO VI-5:	Balance hídrico de Asia.	VI-12
CUADRO VI-6:	Balance hídrico de las vertientes oceánicas de Africa (con las islas adyacentes) y de las zonas de escorrentía interna.	VI-13
CUADRO VI-7:	Balance hídrico de las vertientes oceánicas de América del Norte (con las islas adyacentes).	VI-17
CUADRO VI-8:	Balance hídrico de las vertientes oceánicas y de las zonas de escorrentía interna en América del Sur.	VI-18
CUADRO VI-9:	Balance hídrico de las vertientes oceánicas de Australia (con las islas adyacentes), de la zona de escorrentía interna y del continente Oceanía.	VI-21
CUADRO VI-10:	Balance hídrico de las grandes islas de Oceanía.	VI-22
CUADRO VI-11:	Balance hídrico de la Antártida.	VI-23

CUADRO VI-12:	Balance hídrico de las zonas de escorrentía externa de los continentes (incluyendo las islas).	VI-25
CUADRO VI-13:	Influencia de las vertientes oceánicas continentales en el balance hídrico de las zonas de escorrentía externa.	VI-25
CUADRO VI-14:	Balance hídrico de las zonas de escorrentía interna de los continentes.	VI-25
CUADRO VII-1:	Parámetros óptimos de los distintos modelo para distintas formaciones geológicas del piedemonte mendocino.	VII-8
CUADRO VIII-1:	Hidrograma adimensional del SCS.	VIII-10
CUADRO VIII-2:	Fórmulas para la estimación del caudal máximo.	VIII-13
CUADRO IX-1:	Mayores rios del mundo en función de su descarga.	IX-2
CUADRO IX-2:	Mayores ríos del mundo en función de su longitud.	IX-2
CUADRO IX-3:	Mayores lagos del mundo, ordenados por superficie y volumen.	IX-4
CUADRO IX-4:	Relación entre la velocidad media y máxima superficial.	IX-8
CUADRO X-1:	Valores típicos de algunas propiedades.	X-2
CUADRO X-2:	Superficie englazada del Planeta.	X-15
FIG. I-1:	Ciclo del agua y balance hídrico a escala planetaria (incluye almacenamientos y transferencias).	I-5
FIG. I-2:	Representación esquemática del ciclo del agua a nivel de cuenca hídrica.	I-7
FIG. I-3:	Marco de los mecanismos posibles de degradación de las tierras secas:(1) antropogénico; (2) realimentación atmósfera-superficie terrestre; (3) realimentación hidrológica; (4) cambio climático. (según WALLACE, 1994).	I-9
FIG. II-1:	Discrepancia entre la divisoria topográfica y divisoria hídrica, debido a la estructura geológica del subsuelo.	II-2
FIG. II-2:	Representación en diagrama de bloques del ciclo hidrológico sobre una cuenca (VEN TE CHOW, 1994). Las líneas punteadas separan los subsistemas de agua atmosférica, superficial y subsuperficial. El rectángulo indica un proceso determinado y el círculo pequeño establece las conexiones entre dos o más procesos.	II-3
FIG. II-3:	Representación esquemática de un sistema hidrológico.	II-3
FIG. II-4:	Interacciones entre componentes estructurales y procesos en un sistema hidrológico (según FERRER VELIZ, 1985). Los rectángulos en línea punteada indican procesos, los rectángulos en línea continua, componentes estructurales, las líneas gruesas interacciones básicas y las líneas finas interacciones subordinadas.	II-5
FIG. III-1:	Influencia de la forma de la cuenca sobre el hidrograma de salida (DE WIEST, 1965; cit. GREGORY y WALLING, 1973).	III-1

FIG. III-2:	Influencia del relieve sobre el hidrograma de salida, para dos cuencas de forma y superficie equivalente y perfil longitudinal diferente (SCHUMM, 1954; cit. GREGORY y WALLING, 1973).	III-3
FIG. III-3:	Distintos criterios de jerarquización de los cauces que componen la red de drenaje.	III-4
FIG. III-4:	Definición de la red de drenaje, en un mapa estandar de una cuenca de Nueva Zelanda a escala 1:15840 (A) comparada con la obtenida de fotografías aéreas para la misma cuenca y escala (B) (SELBY, 1963; cit. GREGORY y WALLING, 1973).	III-5
FIG. III-5:	Cuencas hipotéticas con Relación de Bifurcación (R_b) extrema a moderada con sus respectivos hidrogramas de salida.	III-5
FIG. III-6:	Ley de Horton de número de cauces para el torrente Divisadero Largo (Mendoza, Argentina).	III-6
FIG. III-7:	Ley de Horton de longitud media de cauces para el torrente Divisadero Largo (Mendoza, Argentina).	III-6
FIG. III-8:	Ley de Horton de áreas para el torrente Divisadero Largo (Mendoza, Argentina).	III-7
FIG. III-9:	Clasificación de la densidad de drenaje (D_d).	III-9
FIG. III-10:	Relación directa entre la densidad de drenaje (D_d) y el caudal anual medio, para cuencas de Wisconsin (EE.UU.), Gales (Gran Bretaña) y la región noreste de EE.UU., (según varios autores, cit. GREGORY y WALLING, 1973).	III-9
FIG. III-11:	Influencia de la escala y calidad del mapa en la definición de la red de drenaje en una pequeña cuenca de Gran Bretaña (GREGORY y WALLING, 1973).	III-10
FIG. III-12:	Relación entre la densidad de drenaje y frecuencia de canales en cuatro cuencas hipotéticas. A y B tienen la misma densidad de drenaje y diferente frecuencia; C y D tienen la misma frecuencia y diferente densidad de drenaje.	III-10
FIG. III-13:	Patrón de drenaje paralelo sobre estratos plegados. Los afluentes de una margen son más largos que en la otra; los más cortos se desarrollan en una ladera abrupta (cabezales de estratos) y los más largos corren por pendientes suaves (techo de los estratos).	III-12
FIG. III-14:	Patrón de drenaje radial en un domo. Sobre las rocas más antiguas (centro) el drenaje es rectangular, y en los materiales modernos (periferia) la red es dendrítica.	III-12
FIG. III-15:	Patrón de drenaje radial en una vasija. Sobre los depósitos sedimentarios modernos (centro), el drenaje es dendrítico y en la periferia (afloramientos de rocas antiguas) el patrón de drenaje es rectangular.	III-13
FIG. III-16:	Efecto de la condición de la cuenca en relación con el escurrimiento superficial y erosión.	III-16

FIG. III-17:	Producción de sedimentos en función de la precipitación media anual (LANGBEIN y SCHUMM, 1958; cit. LINSLEY et al, 1977).	III-17
FIG. III-18:	Relación entre la escorrentía superficial y la superficie forestal en una cuenca, según distintos autores.	III-17
FIG. IV-1:	Mecanismos de precipitación: (a) orográfica, (b) convectiva y (c) frontal.	IV-4
FIG. IV-2:	Corte vertical de un frente: (a) frente caliente, (b) frente frío.	IV-4
FIG. IV-3:	Histograma y polígono de frecuencias, para las precipitaciones anuales del período 1900-1979 de la estación Observatorio Mendoza (SMN).	IV-8
FIG. IV-4:	Curva de frecuencias acumuladas ascendente y descendente, para las precipitaciones anuales del período 1900-1979 de la estación Observatorio Mendoza (SMN).	IV-8
FIG. IV-5:	Curva de precipitaciones mensuales medias, máximas, mínimas y clasificadas (10, 25, 50, 75 y 90 % de probabilidad de ser alcanzada), para la serie 1983-1994 de la estación CRICYT (IANIGLA).	IV-11
FIG. IV-6a:	Hietograma del aguacero registrado el 28-12-85 en la estación Papagayos, perteneciente a la red telemétrica del INCYTH-CRA (Mendoza).	IV-13
FIG. IV-6b:	Curva de alturas de lluvia acumulada o curva masa para el aguacero registrado el 28-12-85 en la estación Papagayos, perteneciente a la red telemétrica del INCYTH-CRA (Mendoza).	IV-13
FIG. IV-7:	Curvas intensidad-duración-frecuencia para todas las estaciones que integran la red telemétrica (INCYTH-CRA) del área pedemontana al oeste del Gran Mendoza.	IV-15
FIG. IV-8:	Promedio espacial de la precipitación por distintos métodos: (a) media aritmética; (b) método de Thiessen; (c) método de las isohietas.	IV-17
FIG. IV-9:	Distribución espacial de la lluvia (isohietas) para la tormenta del 17-01-85 registrada por la red telemétrica perteneciente al INCYTH-CRA, en el área pedemontana al oeste del Gran Mendoza.	IV-18
FIG. IV-10:	Curva lámina-área para la tormenta del 17-01-95 registrada por la red telemétrica perteneciente al INCYTH-CRA, en el área pedemontana al oeste del Gran Mendoza.	IV-18
FIG. VI-1:	Balance hídrico por el método de Thornhwaite. Localidad: Castelar (INTA), serie: 1971-80. Capacidad máxima de retención del suelo: 100 mm.	VI-7
FIG. VI-2:	Balance hídrico por el método de Thornhwaite. Localidad: Villa Mercedes (INTA), serie: 1971-80. Capacidad máxima de retención del suelo: 100 mm.	VI-7
FIG. VI-3:	Distribución de Europa por vertientes a los océanos.	VI-9
FIG. VI-4:	Distribución de Asia por vertientes a los océanos.	VI-11

FIG. VI-5:	Distribución de Africa por vertientes a los océanos.	VI-14
FIG. VI-6:	Distribución de América del Norte por vertientes a los océanos.	VI-16
FIG. VI-7:	Distribución de América del Sur por vertientes a los océanos.	VI-19
FIG. VI-8:	Distribución de Australia e islas mayores de Oceanía por vertientes a los océanos.	VI-20
FIG. VI-9:	Distribución de la Antártida por vertientes a los océanos.	VI-23
FIG. VI-10:	Vertientes hidrográficas de la República Argentina (según INCYTH).	VI-26
FIG. VI-11:	Precipitación media anual de la República Argentina (según INCYTH). Las unidades están expresadas en mm.	VI-27
FIG. VI-12:	Evapotranspiración media anual de la República Argentina (según INCYTH). Las unidades están expresadas en mm.	VI-28
FIG. VI-13:	Disponibilidad hídrica media anual de la República Argentina (según INCYTH). Las unidades están expresadas en mm.	VI-28
FIG. VII-1:	Repartición del agua en el suelo. Caso teórico.	VII-4
FIG. VII-2:	Velocidad de infiltración del agua al suelo en función del tiempo.	VII-6
FIG. VII-3:	Perfil de humedecimiento del suelo durante la infiltración. (a) corte de suelo; (b) distribución de la humedad en función de la profundidad.	VII-7
FIG. VII-4:	Balance hídrico de un macizo de suelo homogéneo e isótropo.	VII-8
FIG. VII-5:	Planta y sección transversal de un abanico aluvial (según MARTINEZ BELTRAN, 1984).	VII-10
FIG. VII-6:	Sección transversal: (a) llanura de estuario; (b) llanura de inundación (según MARTINEZ BELTRAN, 1984).	VII-11
FIG. VII-7:	Sección transversal de una terraza fluvial: (a) acuífero que drena en la corriente; (b) río que recarga el acuífero (según MARTINEZ BELTRAN, 1984).	VII-12
FIG. VII-8:	Sección transversal de una formación de piedemonte, que termina en un valle fluvial (según MARTINEZ BELTRAN, 1984).	VII-13
FIG. VIII-1:	Ilustración esquemática de la distribución temporal de las componentes del proceso lluvia-escurrimiento sobre una cuenca, generado por una precipitación de intensidad homogénea.	VIII-1
FIG. VIII-2:	Esquema del hidrograma total de salida en una cuenca hipotética; incluye, el hidrograma de agua subterránea estimado.	VIII-3
FIG. VIII-3:	Forma general de un hidrograma tipo de creciente y sus características sobresalientes.	VIII-4
FIG. VIII-4:	Hidrograma elemental.	VIII-5

FIG. VIII-5:	Distintos métodos de separación de las componentes del escurrimiento en el hidrograma total.	VIII-5
FIG. VIII-6:	Selección del tiempo base para el hidrograma de escorrentía directa (según LINSLEY et al, 1977).	VIII-6
FIG. VIII-7:	Sentido del flujo y variación en el almacenamiento subterráneo en la vecindad del cauce, durante una creciente.	VIII-6
FIG. VIII-8:	Determinación del hidrograma unitario, a partir de un hidrograma de creciente. Ejemplo de cálculo (tomado de LINSLEY et al, 1977).	VIII-7
FIG. VIII-9:	Cálculo del hidrograma real a partir del hidrograma unitario, correspondiente a una tormenta de intensidad doble de la del aguacero unitario, pero de igual duración.	VIII-8
FIG. VIII-10:	Cálculo del hidrograma real a partir del hidrograma unitario, correspondiente a una tormenta de duración triple a la duración del aguacero unitario, pero de igual intensidad.	VIII-8
FIG. VIII-11:	Hidrograma Unitario sintético de Snyder. Representación de sus características sobresalientes.	VIII-9
FIG. VIII-12:	Hidrograma triangular del S.C.S. Representación de sus características más sobresalientes.	VIII-10
FIG. VIII-13:	Aplicación del hidrograma triangular del S.C.S. a una tormenta simple de intensidad constante.	VIII-11
FIG. VIII-14:	Aplicación del hidrograma triangular del S.C.S. a una tormenta compleja de intensidad variable.	VIII-12
FIG. IX-1:	Evolución del mar Aral desde 1960 hasta 1989 (según PIEYNS y SEHMI, 1995).	IX-3
FIG. IX-2:	Fluviograma de caudales diarios y mensuales medios, en el río Iguazú, estación Salto Osorio (según SOUSA PINTO et al, 1976).	IX-5
FIG. IX-3:	Curva de permanencia de caudales, del río Iguazú en Puerto Amazonas, serie 1941-68 (según SOUSA PINTO et al, 1976).	IX-5
FIG. IX-4:	Escalas hidrométricas.	IX-7
FIG. IX-5:	Esquema de instalación de un limnógrafo.	IX-7
FIG. IX-6:	Esquema de un limnógrafo a boya. Componentes: A, sistema accionante (boya); B, sistema reductor; C, sistema graficador.	IX-7
FIG. IX-7:	Distribución de velocidades en una corriente.	IX-8
FIG. IX-8:	Variación vertical de la velocidad de una corriente.	IX-8
FIG. IX-9:	Variación vertical de la velocidad para distintos tipos de fondo de cauce: 1, fondo liso y corriente turbulenta; 2, fondo liso y corriente débil; 3, fondo rocoso rugoso; 4, fondo rocoso muy rugoso o vegetación acuática de fondo; 5, elevación de fondo; 6, umbral de fondo; 7, vegetación semisumergida.	IX-9

FIG. IX-10:	Distintos tipos de flotadores: a, flotador de superficie; b, flotador compuesto o lastrado; c, varilla lastrada.	IX-9
FIG. IX-11:	Distintos tipos de molinetes hidrométricos. Compuesto por: A, sistema accionante o hélice; B, sistema de transmisión del movimiento de la hélice; C, sistema de señal; D, sistema de sujeción.	IX-10
FIG. IX-12:	Curva de distribución de caudales relativos (cociente entre caudal mensual medio y anual medio). Regímenes simples de alimentación sólida, glaciarios. Río Santa Cruz en Charles Furhn (1956-67), <i>régimen ultraglaciario</i> ; Río Tupungato en Puntas de Vacas (1948-67), <i>régimen glaciario clásico</i> ; Río Atuel en Rincón del Atuel o Angostura (1906-67), <i>régimen glaciario mitigado</i> .	IX-12
FIG. IX-13:	Curva de distribución de caudales relativos (cociente entre caudal mensual medio y anual medio). Regímenes simples de alimentación sólida, nivales. Río Diamante en Los Reyunos (1917-67), <i>régimen nivo-glaciario</i> ; Río Los Patos Superior en Alvarez Condarco (1950-67), <i>régimen nival puro</i> ; Río Los Patos en La Plateada (1950-69), <i>régimen nival mitigado</i> .	IX-13
FIG. IX-14:	Curva de distribución de caudales relativos (cociente entre caudal mensual medio y anual medio). Regímenes simples de alimentación pluvial. Río Dulce en El Sauce (1926-67), <i>régimen pluvial tropical</i> .	IX-15
FIG. IX-15:	Curva de distribución de caudales relativos (cociente entre caudal mensual medio y anual medio). Regímenes complejos originales. Río Barrancas en Barrancas (1960-67), <i>régimen nival mitigado</i> ; Río Senguerr en Nacimiento (1956-67), <i>régimen nivo-pluvial mediterráneo</i> ; Río Limay en Paso Limay (1903-67), <i>régimen pluvio-nival mediterráneo</i> .	IX-16
FIG. X-1:	Distintas formas de cristales de nieve: a) plaquetas; b) prismas; c) agujas; d) clavos; e) estrella; f) cúpula; g) escarchilla.	X-1
FIG. X-2:	Proceso de formación de un <i>tablón de nieve</i> (según LLIBOUTRY, 1956).	X-4
FIG. X-3:	Estructura y dinámica de un glaciar de montaña simple (según STRALHER, 1974).	X-8
FIG. X-4:	Corte esquemático de un lecho glaciar, con umbral y cubetas y formas de flujo. Cr : grietas de tensión; c , corriente de compresión; e , corriente de tracción; R , rimaya.	X-9
FIG. X-5:	Movimiento del hielo en el interior de un inlandsis.	X-10
FIG. X-6:	Términos del balance de masa medidos en un punto sobre el glaciar o casquete de hielo (según ØSTREM y BRUGMAN, 1991).	X-11
FIG. X-7:	Esquema de un glaciar emisario.	X-12
FIG. X-8:	Esquema de una barrera de hielo (<i>ice-shelf</i>).	X-13
FIG. X-9:	Clasificación de un glaciar en función del área de alimentación	

	(esquema):a) glaciar complejo; b) glaciar compuesto; c) glaciar simple.	X-13
FIG. X-10:	Localización de un glaciar sobre la ladera de una montaña (esquema): a) glaciar de circo; b) glaciar de nicho.	X-13
FIG. X-11:	Distintos tipos de frente o morro glaciar: a) y b) glaciar de piedemonte; c) glaciar de pie expandido; d) glaciar lobulado; e) glaciar confluyente.	X-16

CAPITULO I

EL AGUA

INTRODUCCION

La vida del planeta Tierra se halla determinada esencialmente por la presencia y movimiento del agua. La distribución y circulación del agua, sus propiedades físico-químicas y sus interacciones con el medio ambiente, constituyen el sujeto de estudio de numerosas ciencias u especialidades; inclusive, debido a la complejidad del problema, otras nuevas han aparecido recientemente, como las que relacionan los aspectos biológicos del agua y su entorno, sus aplicaciones clínicas, etc.

Las ciencias hídricas más comunes y el sujeto de estudio específico se muestran en el **CUADRO I-1**.

Las ciencias hídricas tratan todos los aspectos del agua en el Planeta, tema de importancia vital ya que de ella dependen los recursos naturales sobre los que se apoya en gran parte, el desarrollo de la humanidad (STRALHER, 1975). Son fundamentales en el desarrollo, manejo y control de los recursos hídricos; de este modo, son influyentes en la agricultura, silvicultura, geografía, manejo de cuencas, ciencias políticas, economía y sociología. Sus aplicaciones prácticas incluyen el diseño de estructuras hidráulicas, abastecimiento de agua, su tratamiento y disposición final de las mismas, generación hidroeléctrica, navegación, irrigación, usos recreativos y preservación medio ambiental.

Pese a su importancia y condición geográfica, dado que se trata de un elemento esencial de la naturaleza e íntimamente relacionado con la ocupación del espacio, las

CUADRO I-1

Ciencias Hídricas	Sujeto de Estudio
Hidrología	Ciclo del agua
Hidráulica	Mecánica de fluidos, especialmente agua
Hidrometeorología	Aguas meteóricas
Criología	Nieve y hielo
Hidrografía	Descripción y mapeo de cuerpos superficiales de agua
Hidrometría	Medición del agua; en particular, aguas corrientes
Potamología	Corrientes fluviales
Limnología	Aguas lacustres
Oceanografía	Océanos y mares
Glaciología	Cuerpos de hielos, especialmente glaciales
Hidrogeología	Agua subterránea

Fuente: *New Encyclopaedia Britannica*, 1974.

ciencias hídricas, en especial las referidas al estudio de las aguas continentales, "... no han concitado el mismo interés de los geógrafos de nuestro país, que otras especialidades análogas

desde el punto de vista metodológico, como la Climatología o la Geomorfología..." (BRUNIARD, 1992); más aún, en los textos comúnmente usados de Geografía Física, aparece como un factor más o menos activo, dentro de los procesos naturales. Por otra parte, existe una gran cantidad de bibliografía referida al estudio de océanos y mares; no ocurre lo mismo con la temática de aguas continentales, que se encuentra dispersa y analizada en un gran número de obras, de las diferentes disciplinas que conforman las ciencias hídricas.

Lo expresado, constituye el porqué de este texto-guía, referente a las formas y procesos de las aguas continentales.

HIDROGRAFIA E HIDROLOGIA

Los campos de estudio de la Hidrografía e Hidrología no están claramente delimitados, ya que las masas de agua son el objeto de análisis de ambas ciencias. Además, existe todo un conjunto de ciencias afines, independientemente de las ciencias hídricas, que por su contenido y método se encuentran en contacto con las aguas, tales como la Geología, Geomorfología, Geografía Física, Biogeografía y Climatología. Inclusive, no existe una definición de aceptación universal; por tal razón, se dan algunas definiciones de autores destacados.

Según WHITTOW (1980), la Hidrografía es:

- (1) Estudio de las masas de agua de la Tierra.
- (2) En el sentido más estricto, este término se refiere a la medida, recopilación y representación de datos relativos al fondo del océano, la costa, las mareas, y las corrientes marinas, todos los cuales se pueden representar en una carta hidrográfica como ayuda a la navegación.

Según MOORE (1978), Hidrografía es la ciencia que trata sobre el agua de la superficie terrestre, particularmente con referencia a sus características físicas, posición, volumen, etc. y la preparación de mapas de mares, lagos, ríos, contornos de fondos marinos, corrientes, etc.

SHUH-SHIAW LO (1992) establece que Hidrografía es:

- (1) La ciencia de la medición y análisis de flujos de agua, precipitación, evaporación y

fenómenos conexos.

- (2) La ciencia relacionada con la descripción y medición de cuerpos de agua abiertos, lagos, reservorios, mares, océanos, etc.

En cuanto a Hidrología, la disparidad en las definiciones es más acotada, y existe una que prácticamente posee aceptación universal. Al respecto MOORE (1978) establece que Hidrología es la ciencia que trata sobre el agua, especialmente en relación a su ocurrencia en corrientes fluviales, lagos, pozos y nieve, incluyendo también aspectos referentes a su uso, control y conservación.

SHUH-SHIAW LO (1992) presenta cuatro definiciones más o menos similares y complementarias, que son:

- (1) Ciencia que trata el agua en la Tierra, su ocurrencia, circulación y distribución, sus propiedades físico-químicas y su relación con el ambiente, incluyendo sus vínculos con los seres vivos. El dominio de la Hidrología abarca toda la historia del agua sobre la Tierra, desde sus orígenes.
- (2) Es una ciencia aplicada que trata del agua en la Tierra, en todos sus estados, ocurrencia, distribución y circulación a través del continuo y cerrado ciclo del agua de precipitación, consecuente escorrentía, flujo, infiltración y almacenamiento, eventual evaporación y nueva precipitación. Estudia las reacciones físicas, químicas y fisiológicas del agua y el resto de la Tierra, y su relación con la vida en el Planeta.
- (3) Ciencia que se relaciona con los procesos que gobiernan el agotamiento y reaprovisionamiento de los recursos hídricos, en las tierras emergidas del Planeta. Incluye el movimiento del agua a través de la atmósfera, superficie y subsuelo. Es la ciencia que trata varias fases del ciclo hidrológico. Se vincula con la Geología, Climatología, Meteorología y Oceanografía.
- (4) Es la ciencia relacionada principalmente con el movimiento, distribución y almacenamiento de agua. Desde una perspectiva a escala planetaria, tres sistemas determinan las características del agua: sistema atmosférico, sistema terrestre y sistemas oceánicos. El dominio de la Hidrología está confinado al sistema terrestre, pero incluye

aquellos aspectos que afectan directamente el movimiento de agua en los continentes.

El Comité Coordinador del Decenio Hidrológico Internacional, iniciado en 1965, bajo el patrocinio de la UNESCO, adoptó la siguiente definición, y que aún en la actualidad posee gran aceptación (cit. CUSTODIO, 1976): *La Hidrología es la ciencia que trata de las aguas terrestres, de sus maneras de aparecer, de su circulación y distribución en el globo, de sus propiedades físicas y químicas y sus interacciones con el medio físico y biológico, sin olvidar las reacciones a la acción del hombre.*

COMPOSICION Y FUENTES NATURALES DE AGUA

El agua es uno de los cuatro *elementos* que el filósofo griego Aristóteles (siglo IV A.C.) había definido como constituyente del Universo; el resto eran el aire, la tierra y el fuego. Esta compuesta por un átomo de oxígeno y dos de hidrógeno, se congela a 0 °C y su punto de ebullición es 100 °C; pese a esta aparente simplicidad, es un líquido complejo y poco comprendido (EAGLAND, 1990).

El agua se presenta en todos sus estados (líquido, sólido o gaseoso) en un espacio denominado *hidrosfera*, que se extiende desde más de 15 km arriba de la superficie, en la atmósfera, hasta 1 km debajo de la corteza terrestre, por donde circula continuamente. Océanos, lagos, ríos, precipitaciones, son algunas de sus formas en que se presenta. Ocupa la mayor parte de la superficie del Planeta (alrededor del 70 %), determina gran parte de los paisajes y los climas, y es una componente esencial de la estructura y metabolismo de todos los seres vivos; por ejemplo, el cuerpo humano está compuesto por un 70 % de agua aproximadamente.

Está dotada de excepcionales propiedades físico-químicas que constituyen su especificidad, tanto sea a nivel de molécula, como sus interacciones con el ambiente. Debido a su particular estructura atómica, es considerada el solvente universal; es el mejor solubilizante de compuestos inorgánicos, mecanismo fundamental en todos los procesos naturales. Dentro de sus propiedades, se destaca su efecto hidrófobo; ciertos grupos hidrocarbonados tienden a ser repelidos por las moléculas de agua y este efecto, es responsable en gran medida de la estabilidad molecular de las proteínas ADN y otras, que sin su presencia serían inestables.

Las aguas naturales nunca son químicamente puras, se las encuentran en la naturaleza acompañadas de gases y sales disueltas, sustancias en suspensión, microorganismos, etc.; se incorporan en grado variable en su ininterrumpida circulación en la hidrósfera. Dichas sustancias no son consideradas impurezas, sino componentes naturales de las fuentes de agua, excepto aquellas sustancias contaminantes, que pueden alterar drásticamente sus caracteres o invalidarla como tal.

De un modo general, las fuentes naturales de agua se pueden dividir en (BIELSA, 1972):

- a. Aguas atmosféricas o meteóricas:** humedad, lluvia, nieve, escarcha, granizo, etc.
- b. Aguas superficiales:**
 - b.1. Líquidas:
 - b.1.1. Corrientes: ríos, arroyos, etc.
 - b.1.2. Estancadas: lagos, mares, océanos, etc.
 - b.2. Sólidas:
 - b.2.1. Corrientes: glaciares
 - b.2.2. Estancadas: nieve, hielos continentales, etc.
- c. Aguas subterráneas:**
 - c.1. Aguas subterráneas de infiltración: humedad del suelo y acuíferos.
 - c.2. Aguas subterráneas profundas:
 - c.2.1. Aguas fósiles (estancadas o confinadas)
 - c.2.2. Aguas juveniles (magmáticas, de síntesis o regeneradas)

Las aguas meteóricas constituyen la fuente básica o primaria de suministro de agua, son producidas por condensación del vapor de agua en las capas superiores de la atmósfera. Al precipitar, se ponen en contacto no solo con los gases componentes de la atmósfera, sino que arrastra partículas de polvo, gérmenes, etc., suspendidas en el aire; si bien, en su origen podría ser el agua más pura naturalmente, no lo es, por los elementos que incorpora en su trayecto. Su principal característica, es la de contener gases disueltos y una baja concentración de minerales disueltos.

En la superficie, en su recorrido, el agua puede cambiar rápidamente de composición. El agua de los ríos transporta los productos de

meteorización en forma de soluciones y suspensiones; la concentración de ellos, depende del clima, relieve, propiedades y composición de las rocas; por ello, su composición media es difícil de generalizar y predecir. El agua de los océanos y mares constituye la parte más importante de la hidrósfera, de una elevada salinidad total y variedad de elementos que la integran.

El agua que ha escapado al escurrimiento, penetra en el terreno, adquiere la composición química de las formaciones que atraviesa, y generalmente no presentan sólidos en suspensión; dan origen a distintas clases de agua subterránea de origen meteórico.

Existen otras fuentes de agua profundas, como las *juveniles*, que en algunos casos provienen de la cristalización del magma que libera vapor de agua, y al condensarse quedan retenidos en las cavidades del interior de la tierra; presentan una composición química independiente del sitio donde se alojan. Otras, se forman por *síntesis* del hidrógeno proveniente del interior de la tierra con el oxígeno atmosférico, bajo condiciones de alta presión y temperatura. Los sedimentos, al depositarse en los fondos marinos están embebidos de agua y, sometidos a fuertes presiones; pueden dar lugar a depósitos de agua, que se denominan *aguas fósiles*. Es de destacar, que las fuentes de agua profunda no tienen un único origen, sino que generalmente es mixto.

ORIGEN DEL AGUA TERRESTRE

El agua se encuentra en el Universo en una pequeña fracción; aproximadamente entre 1 y 10 ppm de la masa del Universo visible estaría en forma de agua. Se presenta como vapor o hielo en la atmósfera de algunas estrellas, en los cometas y en numerosos planetas y satélites del Sistema Solar. La Tierra, es actualmente el único lugar conocido donde el agua se encuentra en estado líquido.

La pregunta que cabe realizar es: *¿cómo llegó el agua a nuestro planeta?, ¿de donde procede?, ¿cómo subsiste?*. La teoría científica más aceptada, radica en que la nebulosa primigenia de nuestro sistema solar, habría pasado por una fase inicial muy caliente en la que todo el material original -granos de polvo interestelar- se habría evaporado. Luego, el enfriamiento posterior de este vapor, condujo a la condensación en nuevos granos sólidos, cuya composición sería

función de la distancia del sol. En los granos existían minerales bien conocidos, como silicatos hidratados, donde la molécula de agua participa en su composición química. Los nuevos granos de polvo, se aglomeran entre sí para formar cuerpos de tamaño planetario; en el proceso de acreción rápida, se liberó agua en forma de vapor en la superficie de ellos. En el caso de la Tierra, su superficie se enfrió, hasta una temperatura por encima de 0°C, punto en que el agua se condensa; este es el origen teórico del agua terrestre en estado líquido (OMONT y BERTAUX, 1990).

El gas carbónico muy abundante en la atmósfera primitiva, se disolvió en el agua y, precipitó en forma de carbonato; de este modo, fue desapareciendo progresivamente de la atmósfera, junto con el importante efecto invernadero que provocaba. La temperatura de la Tierra disminuyó y se equilibró en un nivel más fresco, parecido al actual. Luego la vida apareció en el agua hace por lo menos tres mil millones de años, y no salió de ella para invadir los continentes, sino hasta dos mil quinientos millones de años después, cuando había suficiente oxígeno en el aire para que se constituyera la capa de ozono que impide que la radiación ultravioleta alcance el suelo.

CICLO DEL AGUA

El clima del Planeta, es el resultado de un equilibrio constantemente reajustado entre el agua, la atmósfera y la energía del Sol. La energía solar, mantiene las masas de agua en movimiento entre la tierra, el mar y la atmósfera, es el motor del ciclo del agua. No tiene principio ni fin, y sus diversos procesos ocurren en forma continua.

En la Tierra, el agua esta presente en todos sus estados (líquido, sólido o gaseoso) y en movimiento a través de un laberinto de caminos que constituyen el *ciclo hidrológico o del agua*. Está distribuida en 5 reservas interconectadas, cuyo conjunto constituyen la hidrosfera. El mar, es el más importante de estas reservas, seguido por los depósitos de hielo y nieve, las aguas terrestres, la atmósfera y por último la biosfera (**FIG. I-1**). En el **CUADRO I-2** se encuentran las cantidades de agua contenida en los distintos almacenamientos. Estos yacimientos son objeto de incesantes transferencias de grandes cantidades de agua (PINTO PEIXOTO y OORT, 1990).

CUADRO I-2
Cantidades estimadas de agua en el Planeta

ítems		área [10 ⁶ km ²]	volumen [km ³]	fracción [%]
Océanos y mares		361,3	1.338.000.000	96,5
Depósitos de hielo:				
Casquetes polares		16,0	24.023.500	1,7
Glaciares y nieve		0,3	340.600	0,025
Aguas continentales (en estado líquido):				
Agua subterránea:	Dulce	134,8	10.530.000	0,76
	Salada	134,8	12.870.000	0,93
Humedad del suelo		82,0	16.500	0,0012
Lagos:	Dulces	1,2	91.600	0,007
	Salinos	0,8	85.400	0,006
Pantanos		2,7	11.470	0,0008
Ríos		148,8	2.120	0,0002
Agua biológica:		510,0	1.120	0,0001
Agua atmosférica:		510,0	12.900	0,001

Fuente: *Hidrología Aplicada*, VEN TE CHOW et al, 1994.

¿Cómo se realiza el ciclo del agua? Se considera la atmósfera como punto de partida. El agua se acumula en ella por la acción de procesos de *evaporación*, que tienen lugar en la superficie del mar, los continentes y también por obra de la *transpiración* de plantas y animales. El vapor de agua se transporta y eleva, se enfría

y luego se condensa parcialmente; la atmósfera, contiene agua en forma de vapor, de líquido o de cristales de hielo. Debido a la gravedad, el agua precipita sobre la superficie del mar o los continentes; lo hace en forma de lluvia, nieve, granizo, etc. Parte del agua caída vuelve a sufrir el fenómeno de la evaporación y transpiración.

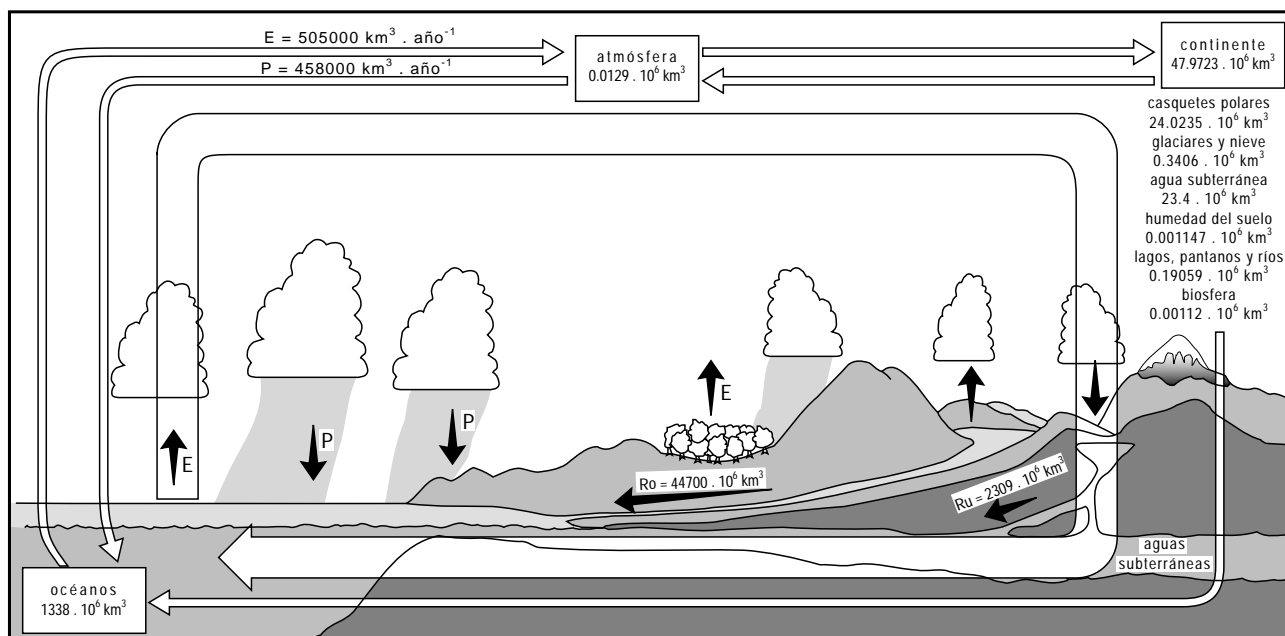


FIG. I-1: Ciclo del agua y balance hídrico a escala planetaria (incluye almacenamientos y transferencias).

Otra parte, penetra en el suelo o corre sobre la superficie para formar ulteriormente cursos de agua; estos, por último devuelven el agua al mar.

El *ciclo hidrológico*, por lo tanto, es un sistema complejo de circulación ininterrumpida, que asegura el transporte de agua en todas sus formas. Constituye un ejemplo típico de la *ley de conservación de la materia*. Se debe destacar, que no toda el agua participa constantemente del ciclo; determinadas cantidades se acumulan en los reservorios por tiempos variables. El *tiempo de permanencia o residencia* del agua en cada tipo de reserva, es el tiempo promedio que necesita una molécula de agua para pasar a través de un reservorio; se calcula dividiendo el volumen de agua del almacenamiento por la tasa de flujo. En la atmósfera, el tiempo de permanencia es de unos 11 días, en los hielos polares y en el mar, en cambio es de varios miles de años.

El ciclo comprende dos partes principales: la atmosférica y la terrestre. La interfase atmósfera-superficie (incluido el mar), constituye la bisagra entre ambas partes; de ellas, se ocupan disciplinas como la Meteorología e Hidrología. Se considera al ciclo como un todo, donde una “*pérdida*” de agua para la superficie del globo, representa un “*aporte*” de agua para la rama atmosférica del ciclo.

La transferencia anual de agua entre las distintas reservas de la hidrosfera, ha sido tema de investigación científica desde la segunda mitad

del siglo XIX; sin embargo, la información cuantitativa es escasa, lo que significa que las cantidades de agua de algunos componentes del ciclo global no son precisas (VEN TE CHOW et al, 1994). A pesar que el contenido de agua almacenado en las tierras emergidas y atmósfera es pequeño, inmensas cantidades de agua pasan anualmente a través de ellas (**FIG. I-1**). En el **CUADRO I-3** se muestra el balance a escala global.

Las cantidades de agua en circulación, se pueden expresar en términos de lámina, dividiendo el volumen de pérdida o ganancia de un almacenamiento por su superficie. Es así, como el mar pierde 1400 mm.año^{-1} por evaporación y gana 1270 mm.año^{-1} por precipitación, el resto proviene de escurrimientos de los continentes, para compensar la pérdida de evaporación y mantener constante el volumen del reservorio.

El concepto del ciclo hidrológico es simple, pero el proceso es enormemente complejo e intrincado, ya que está compuesto de numerosos ciclos de extensión continental, regional y local. El volumen total de agua contenida en los distintos reservorios, permanece esencialmente constante, y tiende a renovarse continuamente. Los principales aspectos que lo caracterizan son: se desarrolla en medios diferentes (el mar, la atmósfera, la superficie del suelo y el subsuelo); es un proceso de intercambio a gran escala, tanto espacial como temporal y no significa continuidad y constancia de movimientos; la irregularidad,

CUADRO I-3
Balance Global Anual de Agua

		océano	continente
Area	[km ²]	361.300.000	148.800.000
Precipitación	[km ³ .año ⁻¹]	480.000	119.000
	[mm.año ⁻¹]	1.270	800
Evaporación	[km ³ .año ⁻¹]	505.000	72.000
	[mm.año ⁻¹]	1.400	484
Escorrentía hacia los océanos:			
Ríos	[km ³ .año ⁻¹]	-	44.700
Agua subterránea	[mm.año ⁻¹]	-	2.300
Total	[km ³ .año ⁻¹]	-	47.000
	[mm.año ⁻¹]	-	316

Fuente: Hidrología Aplicada, VEN TE CHOW et al, 1994.

es la norma en áreas reducidas, mientras que la continuidad es norma del esquema a nivel planetario y largos períodos de tiempo.

CICLO HIDROLOGICO A NIVEL DE CUENCAS

En la descripción del ciclo del agua a escala global, se destacan distintas fases de interés hidrológico como son: evaporación, precipitación, y escurrimiento total integrado por el superficial, subsuperficial y subterráneo. Las fases poseen variaciones espaciales y temporales; usualmente, se presenta un proceso de transporte de agua, un almacenamiento temporal y un cambio de estado. Tales variaciones y su ámbito de acción constituyen un problema geográfico por excelencia.

Para facilitar la comprensión de las variaciones de las distintas fases a nivel de cuenca se puede recurrir a una fórmula general simple, en el cual intervienen elementos positivos (*entradas*) y negativos (*salidas*), que conforman el balance hídrico. Su estudio se basa en la aplicación del principio de *conservación de masas*, también conocido como *ecuación de continuidad* (GRAY, 1973). Establece que para cualquier volumen arbitrario y durante cierto período de tiempo, la diferencia entre las entradas y las salidas estará condicionada por la variación

del volumen de agua almacenada.

$$I - O = \Delta S$$

Donde: **I**, flujo de agua entrante a un área dada durante un período de tiempo; **O**, flujo de agua saliente del área en un período de tiempo seleccionado; ΔS , cambio en el almacenamiento del volumen de agua en el área dada, durante el período de tiempo considerado.

En general, cuando ocurre una *precipitación (P)*, como resultado del enfriamiento y condensación del vapor de agua presente en la atmósfera, una porción de ella es retenida por la vegetación y se denomina *intercepción (I)*, el resto alcanza la superficie. La diferencia entre la precipitación y el volumen de intercepción, es la *precipitación efectiva (PE)* y es la fracción de agua que llega a la superficie.

El agua, puede penetrar en el suelo por un proceso denominado *infiltración (i)*; alimenta el reservorio del suelo llenando los intersticios (*humedad del suelo*), y luego cuando estos se encuentran parcialmente completos, el movimiento continúa en profundidad y el proceso se denomina *percolación (Pe)*; alimenta al reservorio subterráneo o *acuífero*. En función de sus características geométricas, el movimiento

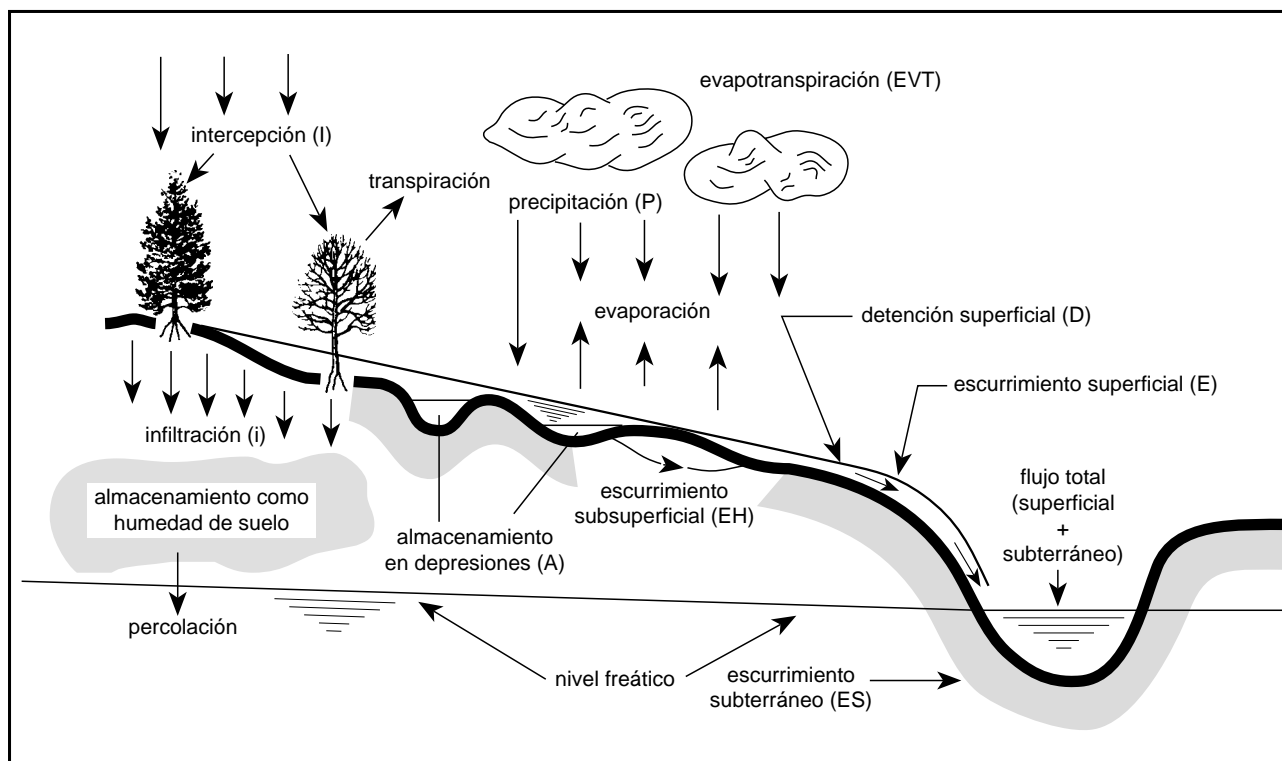


FIG. I-2: Representación esquemática del ciclo del agua a nivel de cuenca hídrica.

de agua cambia de dirección y se transforma en *escurrimiento subterráneo (ES)*. A veces, el agua de infiltración se desplaza horizontalmente en una capa cercana a la superficie, para luego aflorar en superficie en un punto de cota topográfica inferior a la cota del punto de infiltración, y se integra al *escurrimiento superficial (E)*; dicho proceso se denomina *escurrimiento subsuperficial o hipodérmico (EH)*.

La fracción resultante de la diferencia de la precipitación efectiva y la infiltración se denomina *precipitación neta (PN)*. Ella se desplaza horizontalmente sobre la superficie en forma de *escurrimiento superficial (E)*. Previamente, deben generarse algunas condiciones para la iniciación del movimiento; para ello debe formarse una pequeña lámina sobre la superficie que permite su lubricación, ayuda a vencer las fuerzas de fricción y permite la iniciación del movimiento. A esta lámina o almacenamiento superficial, se la denomina *detención superficial (D)*. El escurrimiento superficial, que alcanza el punto de salida de la cuenca, que puede ser en otro río o el mar y se encuentra con el escurrimiento subterráneo, resulta de la diferencia entre la precipitación neta y la detención superficial, previo de haber satisfecho el *almacenamiento en las depresiones del terreno (A)* (**FIG. I-2**).

Como se puede deducir, existen distintos almacenamientos de agua, como la vegetación, el suelo, la superficie y depresiones del terreno, de volumen variable y muy disímiles entre si. Ellos se calientan como resultado de la radiación solar y gradualmente se elevan a la atmósfera en forma de vapor de agua, fenómeno que se conoce como *evaporación*, y constituye una pérdida de agua de la cuenca. También, la actividad biológica de los seres vivos generan una pérdida al sistema y se denomina *transpiración*; en conjunto con la evaporación, se los conoce como *evapotranspiración (EVT)*. La ecuación de balance es:

$$P - I - i - D - A - EVT = E + ES + \Delta W$$

Donde: **P**, precipitación; **I**, intercepción; **i**, infiltración; **D**, detención superficial; **A**, almacenamiento en las depresiones del terreno; **EVT**, evapotranspiración; **E**, escurrimiento superficial; **ES**, escurrimiento subterráneo; ΔW , variaciones en los almacenamientos. El escurrimiento subsuperficial, **EH**, se encuentra integrado en el escurrimiento superficial.

En síntesis, las principales características del ciclo hidrológico son las siguientes (UNESCO-

ROSTLAC, 1986):

- a** - El agua cumple un ciclo en la naturaleza, se encuentra en permanente movimiento, desplazándose de uno a otro almacenamiento y cambiando de estado físico.
- b** - El ciclo es una sucesión de transferencias y acumulaciones en distintos medios. Un río transporta o transfiere agua de un lugar a otro; el mar es una acumulación de agua; la evaporación del agua de mar hacia la atmósfera es una transferencia; etc.
- c** - Los flujos entre almacenamientos no son regulares, ni constantes, tanto a través del tiempo, como en su distribución espacial.
- d** - El agua constituye un vehículo fundamental de transporte e intercambio para los seres vivos. En el agua del suelo van disueltos nutrientes que pueden ser transportados hasta las plantas mediante la absorción que de ella hacen las raíces; las plantas son consumidas por organismos superiores dando lugar a la cadena trófica.
- e** - El tránsito del flujo de agua (en estado líquido o sólido) sobre la superficie, genera una cierta energía, por lo que se traduce en un trabajo que modifica el paisaje, modelando la superficie.

PROCESOS HIDROLOGICOS Y DEGRADACION DE LAS TIERRAS

La precipitación es la fuente principal de abastecimiento de agua de una cuenca. Su ausencia, escasez o mala distribución espacial y temporal, tienen un gran impacto sobre los procesos hidrológicos, las actividades humanas y ser desencadenantes de graves procesos de deterioro ambiental. En la degradación de las tierras se reconocen factores climáticos y antrópicos; sin embargo, cada uno de ellos poseen diferentes mecanismos, lo que aumenta la complejidad del problema.

Las actuales estimaciones de la degradación mundial de las tierras, varían ampliamente, principalmente en las tierras secas. El **CUADRO I-4** muestra una estimación en la degradación de tierras secas y tropicales, tomado de numerosos autores (cit. WALLACE, 1994).

Por ejemplo, la falta de lluvias producen sequías, que inducen a la degradación de la vegetación, deterioro de los pastizales, pérdida de biomasa y de productividad biológica. La superficie sin protección se encuentra sujeta a la acción erosiva del agua y viento, que provoca el empobrecimiento del suelo, la contaminación del aire y del agua, el aumento de la reflectividad de la superficie (*albedo*), y el surgimiento o crecimiento de dunas y zonas de arena. Al mismo tiempo, se genera un aumento de la escorrentía, inundaciones y la obstrucción por cieno de los acuíferos. Todo ello acarrea el aumento de la migración de la población y de los refugiados ambientales, la reducción de los ingresos familiares, la salud, los recursos hídricos y alimentarios, la alcalinización, la salinización, la compactación del suelo, y la reducción drástica de los recursos naturales (OGALLO, 1994).

CUADRO I-4

Degradación mundial de las tierras secas y tropicales

	millones de ha
Superficie de suelo en el Planeta	13.077
Zona árida	4.480
Tierras secas degradadas	1.040 - 3.760
(por ciento de la zona árida)	23 - 84
Ritmo anual de degradación	26
Zona tropical	4.815
Bosques tropicales	1.400
Bosques tropicales degradados	622
(por ciento de los bosques)	44
Ritmo anual de degradación	14

FUENTE: PNUMA/GEMS/GRID, 1991. *Technical. Expert Consultation on Global Data on the Extent of Arid Lands and Desertification*. (cit. WALLACE, 1994).

Algunas sequías son de naturaleza localizada y sólo duran períodos cortos. Otras, como la sequía del Sahel (Africa) que comenzó a finales de la década del 60, están extendidas a zonas muy grandes y persistentes durante largos lapsos. La sequía, es una componente normal de la variabilidad climática y se da en todas partes del globo; no obstante, aparece con mayor frecuencia en las tierras secas. La degradación de las tierras secas y el decrecimiento de la precipitación se encuentran asociadas y se retroalimentan entre sí, reconociendo factores climáticos y antrópicos.

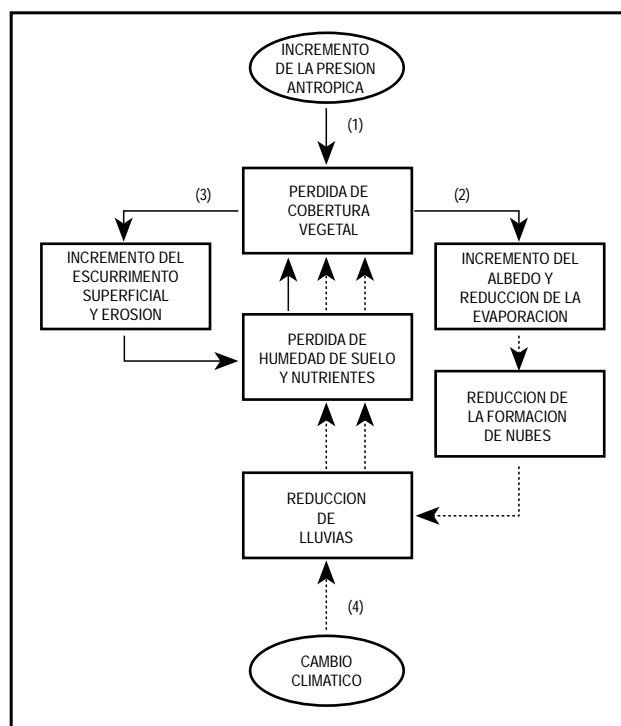


FIG. I-3: Marco de los mecanismos posibles de degradación de las tierras secas: (1) antropogénico; (2) realimentación atmósfera-superficie terrestre; (3) realimentación hidrológica; (4) cambio climático. (según WALLACE, 1994).

En la **FIG. I-3**, se ilustra un posible marco para explicar los procesos de la degradación de las tierras secas (WALLACE, 1994), donde una reducción en la vegetación puede ser causada por uno o combinación de cuatro mecanismos. Las presiones antropogénicas directas tales como, el exceso de pastoreo, el sobrecultivo y la deforestación pueden causar una reducción de la vegetación (*mecanismo 1*). La pérdida de cobertura vegetal puede activar otros mecanismos, que propagan una degradación del suelo vía la interfase atmósfera-superficie terrestre (*mecanismo 2*). Este mecanismo, tiene lugar cuando se produce una reducción en la evaporación y un aumento de la radiación reflejada hacia la atmósfera (*albedo*), cuya consecuencia inmediata es la reducción en la formación de nubes y la precipitación, causando una realimentación negativa, que puede reducir aún más la vegetación. Un tercer mecanismo posible, es el hidrológico (*mecanismo 3*). Tiene lugar cuando la reducción de la cobertura del suelo asociada con la degradación de la vegetación, da lugar a un aumento de escorrentía y a una reducción en el almacenamiento de la humedad del suelo. En esta situación, no toda la

lluvia que cae sobre el suelo degradado está disponible para el crecimiento y supervivencia de las plantas. La realimentación hidrológica también puede existir en ausencia de cualquier cambio climático (*mecanismo 4*). Aquí, las influencias “externas” procedentes de las anomalías de la temperatura superficial de los océanos, de la deforestación en la región tropical húmeda, o del cambio climático causado por el CO₂, pueden estar asociadas con las sequías y la degradación de las zonas áridas, tales como el Sahel de África Occidental.

Con el fin de especificar las medidas paliativas adecuadas, es importante determinar en que grado están conectados los diferentes factores descriptos con la degradación de tierras. Por ejemplo, si la degradación se debiese enteramente al exceso de pastoreo, entonces el control del forraje almacenado en la zona podría permitir que la vegetación se regenerase, mientras que si el cambio climático ha tenido lugar por factores externos, podría no ser así. Es por lo tanto, un desafío científico conocer el funcionamiento de los ecosistemas de las tierras secas, que permita reconocer y distinguir entre los cambios resultantes de la variabilidad climática natural (p.e., las sequías), de la actividad humana (p.e., sobrecultivo y pastoreo excesivo) y del cambio climático inducido “internamente” por la degradación del suelo a gran escala, o “externamente” por las anomalías de la temperatura superficial del agua de los océanos, por la deforestación tropical o por el aumento de la concentración de CO₂ en el ambiente. Sin embargo, cualquiera sea la causa originaria, es evidente que el mecanismo central de todos los procesos asociados es un cambio radical en el ciclo hidrológico. A medida que estos procesos sean mejor comprendidos, se podrá evaluar en forma más precisa, la amplitud y el ritmo de la degradación en las zonas de tierras secas.

CONTAMINACION DEL AGUA

Como ya se expresara, el agua en la naturaleza contiene sustancias químicas (orgánicas e inorgánicas) en disolución o en suspensión en cantidades variable. Algunas de ellas, han sido incorporadas al agua mediante procesos naturales; otras, han sido añadidas por el hombre. La contaminación del agua se refiere a sustancias que son indeseables o peligrosas para el hombre y su medio ambiente. En este sentido, la mayoría de los agentes

contaminadores que se hallan en los ríos, lagos y océanos proceden de las propias actividades humanas (OMM, 1971).

La forma más primitiva de contaminación, es la producida por las aguas residuales que el hombre vierte en los cuerpos de agua, desde el comienzo de su vida urbana. Con el desarrollo industrial, se inició el desagüe de sustancias químicas. En épocas más recientes, llegan también a los ríos, lagos y océanos muchos de los insecticidas, plaguicidas y fertilizante empleados en la agricultura. Gran parte de la contaminación atmosférica queda eliminada por la lluvia ácida; de este modo, los agentes contaminantes llegan a las aguas. Una de las causas de la contaminación del ambiente marino, la constituye el creciente uso del petróleo ya que las refinerías vierten los residuos al mar, los buques petroleros limpian sus depósitos en el océano, y por accidentes en la colisión de buques o perforación de un pozos submarinos. Además, derrames terrestres que afectan las aguas subterráneas.

Existen también otras formas de contaminación, como por ejemplo el agua de refrigeración de los procesos industriales, que al ser devueltas a una temperatura superior pueden originar cambios ecológicos significativos en un cuerpo de agua; aunque, en el sentido estricto del término, no se trata de contaminación, pero induce efectos no deseables en el agua. Otra forma, es el incremento de la turbidez del agua natural, que sin modificar su calidad desde el punto de vista químico, afecta la vida subacuática.

Existen muchas formas de contaminación. Son procesos de gran complejidad y no han sido plenamente comprendidos. Los principales contaminantes del agua son: agentes infecciosos, microorganismos que pueden transmitir enfermedades; desechos que consumen el oxígeno disuelto en el agua, afectando la vida acuática; fertilizantes, que provocan un crecimiento perjudicial de la vegetación acuática; productos químicos orgánicos, procedentes de la industria; plaguicidas, que pueden ser tóxicos para la flora, fauna y ser humano; productos químicos inorgánicos, sustancias que pueden hacer que el agua sea menos apta para usos ulteriores o metales pesados, tóxicos para la vida humana; sedimentos y otros sólidos, materiales que procedentes de la erosión y actividad minera, que aumentan la turbidez del agua e impiden la entrada de luz o formar embanques; materiales radioactivos; calor; etc. (SZEKELY, 1978).

CAPITULO II

CARACTER SISTEMICO DE LA CUENCA HIDRICA

LA CUENCA. DEFINICION

Las tierras emergidas del Planeta se encuentran sujetas a determinadas condiciones climáticas tales como radiación solar, temperatura, humedad, precipitación, circulación de masas de aire, etc. Ellas interactúan entre sí de modo tal que definen un modelo climático particular en cada sitio. A su vez, el territorio donde el modelo climático actúa, puede presentar variaciones significativas en cuanto a relieve, topografía, suelos y geología.

Las variables mencionadas, dan lugar a una serie de procesos, cuya síntesis es un conjunto de ríos, quebradas o cualquier flujo de agua lineal, organizados y conectados entre sí, que forman una red de escurrimiento natural de las aguas superficiales, denominada *red de drenaje o avenamiento*, con un destino específico, que puede ser una unidad mayor o un cuerpo de agua terminal (lago o mar). El territorio donde la red se desarrolla se la conoce como *unidad hidrográfica*. Las aguas se distribuyen en ella, en proporciones y procesos variables como lo explicado en el ciclo del agua. Se encuentran perfectamente delimitadas, y a su vez, pueden agruparse para formar unidades mayores.

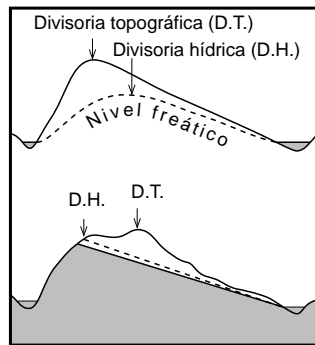
Las unidades constituyen la *cuenca hidrográfica*, que se identifica con el espacio de drenaje de las aguas superficiales. Dicho de esta forma, no existe en las tierras emergidas un espacio grande o pequeño que no forme parte de una cuenca. Para definir una unidad específica, es necesario establecer un punto de salida sobre la red de avenamiento; el área de aguas arriba al punto señalado que drena la red constituye una

cuenca y es un espacio claramente definido.

En el sentido estricto, se pueden identificar los límites de la cuenca, solo comenzando en un punto elegido de salida y, uniendo todos los puntos de gradiente topográfico nulo. El lugar geométrico de estos puntos, establece la superficie de la cuenca. Por lo tanto, el límite de la cuenca es una curva cerrada y fija que yace sobre la superficie del terreno, y que incluye al punto elegido, de modo que todo el escurrimiento superficial producido por una lluvia (*entrada*), que precipite dentro de la cuenca, y no en otra, abandone el área en forma de flujo concentrado (*salida*) por el punto elegido (EAGLESON, 1974).

Las aguas meteóricas al llegar a la superficie se reparten en distintas direcciones según el relieve, de modo que para delimitar la cuenca es necesario establecer un contorno o línea divisoria. En principio, se pueden distinguir entre *divisoria topográfica* y *divisoria hídrica*. La primera, es la línea que separa las aguas que superficialmente llegan al punto de salida, de las que pasan a otras cuencas. La divisoria hídrica tiene en cuenta, además, el recorrido del agua infiltrada en el terreno. Cuando se emplea la divisoria topográfica se denomina *cuenca hidrográfica*, de lo contrario, *cuenca hídrica*. Normalmente, ambas divisorias coinciden sensiblemente; en algunos casos, muestran discrepancias importantes, debidas a la influencia de las particularidades de la estructura geológica del subsuelo. Las diferencias entre la cuenca hídrica e hidrográfica, se presentan frecuentemente en terrenos kársticos, basálticos o arenosos. (FIG. II-1).

FIG. II-1:
Discrepancia entre
la divisoria
topográfica y
divisoria hídrica,
debido a la
estructura geológica
del subsuelo.



En ámbitos montañosos las divisorias se definen perfectamente. En las planicies, es difícil establecer límites fijos, ya que los mismos responden más a las características energéticas del escurrimiento superficial, que a la topografía. Por ejemplo, en la regiones chaqueña y pampeana (bajos submeridionales, cuenca río Salado, lagunas encadenadas, etc.), con un relieve prácticamente plano (pendiente menos de 0.0001%), en la temporada de lluvias intensas, la pendiente de la lámina de agua es mayor que la del terreno; en consecuencia, se producen fenómenos de trasvasamientos de una cuenca a otra y la unidad hidrográfica pierde su identidad, constituyéndose en una porción de un sistema mayor, cuando en condiciones normales funciona como una unidad independiente de las vecinas.

Las reglas prácticas para el trazado de la divisoria topográfica son (HERAS, 1976):

- a - La línea divisoria corta ortogonalmente a las curvas de nivel.
- b - La divisoria corta a la curva de nivel por su parte cóncava.
- c - En la divisoria se deben encontrar los puntos de mayor altitud del terreno.
- d - Como comprobación, la línea divisoria nunca debe cortar un cauce, excepto en el punto de salida a partir del cual se quiere obtener su divisoria.

CARACTER SISTEMICO DE LAS UNIDADES HIDROGRAFICAS

Los rasgos físicos que definen la cuenca y los procesos extremadamente complejos que en ella se verifican, pueden representarse en forma simplificada por medio del concepto de sistema. Un sistema se define como: "...una entidad integrada o conjunto holístico de

componentes relacionadas entre sí, los cuales conforman una estructura coherente, armónica, discreta, separada de su entorno por una frontera o límite de intercambio de permeabilidad variable, dentro de la cual operan las funciones propias o definidas del sistema..." (FERRER VELIZ, 1985).

El estudio del ciclo del hidrológico sobre una cuenca, puede ser tratado como un sistema, cuyas componentes son precipitación, evaporación, escorrentía, u otras fases del ciclo, donde el agua es compartida y circula a través de toda la cuenca, en forma y mecanismos diversos. Las componentes pueden agruparse en subsistemas del ciclo total, en función del medio donde se desarrollan (atmósfera, superficie, subsuelo). El subsistema de agua atmosférico, contiene los procesos de precipitación, evaporación, interceptación y transpiración; el subsistema de agua superficial, contiene los procesos de escorrentía superficial y de afloramientos de agua subterráneas; el subsistema de agua subterránea, contiene los procesos de infiltración, percolación, flujo subsuperficial y subterráneo (**FIG. II-2**). Este enfoque, facilita el estudio y simulación mediante modelos, de parte o el ciclo completo. (VEN TE CHOW et al, 1994).

Todo sistema hidrológico, de cualquier magnitud, se encuentra separado de otras unidades similares por una *frontera*, que es una superficie continua definida en tres direcciones, y encierra la estructura del sistema (**FIG. II-3**). Cuando se trata del subsistema de agua superficial, la frontera es una línea, conocida como *divisoria de aguas, parte aguas, líneas de divorcio de aguas*, que separan indiscutiblemente el destino de las aguas superficiales. De esta manera, se cumple la primera cualidad sistemática, *límites definidos*.

La *estructura* de un sistema hidrológico es una superficie o volumen (para el flujo de humedad atmosférica) en el espacio, rodeado de una frontera, que acepta aguas y otras entradas, opera con ellas internamente y las produce como salida. La estructura para los flujos superficiales es la totalidad de los caminos por la que circula el agua, hasta que abandona el sistema.

Básicamente, se encuentra compuesta por un *territorio y red de drenaje*. El primero, es definido, delimitado por una divisoria y formado por las vertientes sobre el cual se asienta el tapiz vegetal; se denomina *vertiente*, la superficie delimitada por la divisoria de aguas y el valle;

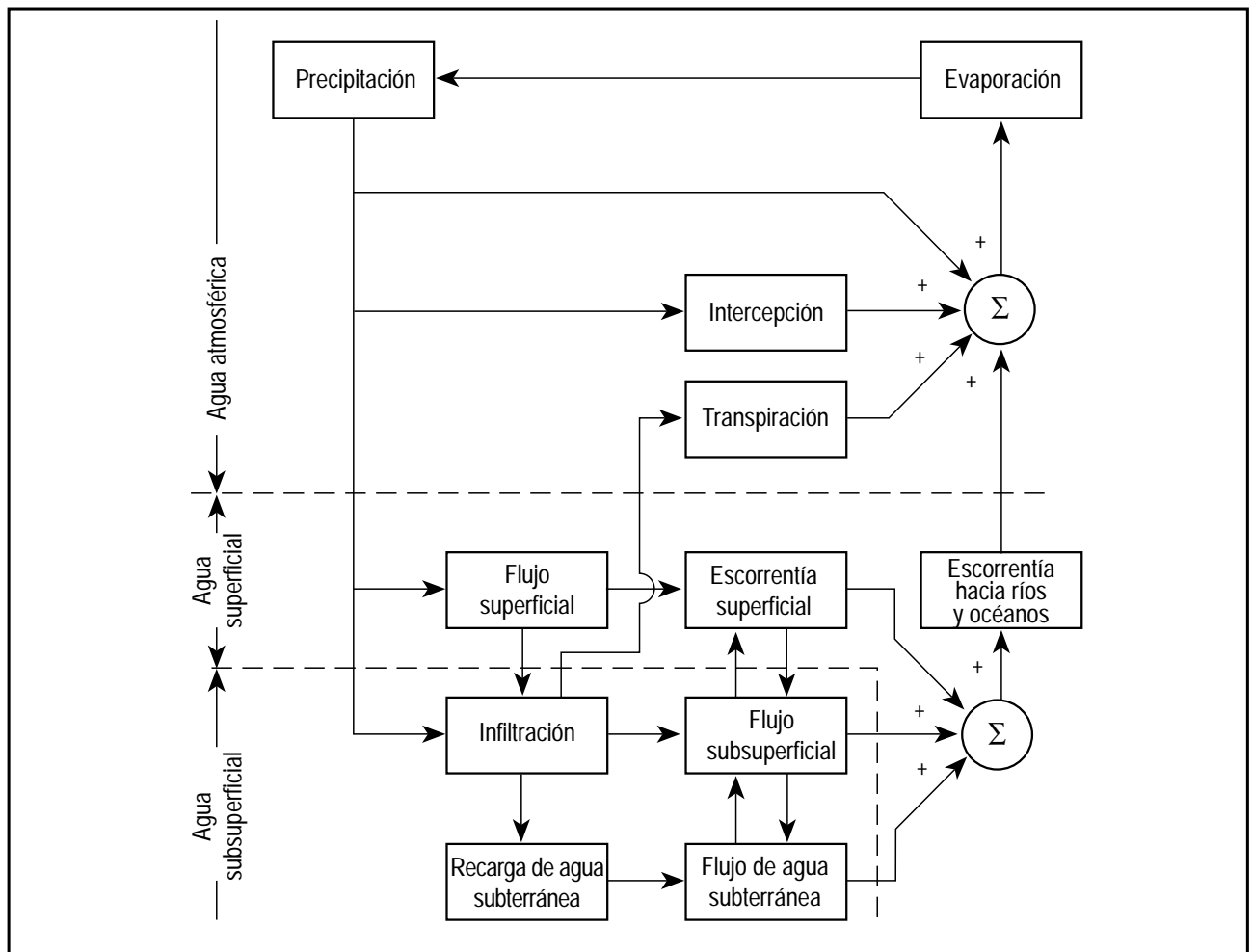


FIG. II-2: Representación en diagrama de bloques del ciclo hidrológico sobre una cuenca (VEN TE CHOW, 1994). Las líneas punteadas separan los subsistemas de agua atmosférica, superficial y subsuperficial. El rectángulo indica un proceso determinado y el círculo pequeño establece las conexiones entre dos o más procesos.

presenta cualidades propias que definen el paisaje local. La red de avenamiento o drenaje está formada por cauces, a través de los cuales discurren las aguas del escurrimiento concentrado; su densidad, obedece a condiciones topográficas y geológicas. La vertiente y red de drenaje se encuentran apoyadas sobre los estratos subyacentes del subsuelo, cuya características intrínsecas determinan la capacidad de los estratos para la recepción, almacenamiento y liberación de las aguas de lluvia infiltradas.

En toda cuenca, se producen continuamente una serie de procesos, cuyo conjunto conforman las *funciones* del sistema. La función central y determinante de todo sistema hidrológico, es la *regulación* de las aguas precipitadas sobre su superficie y su movimiento

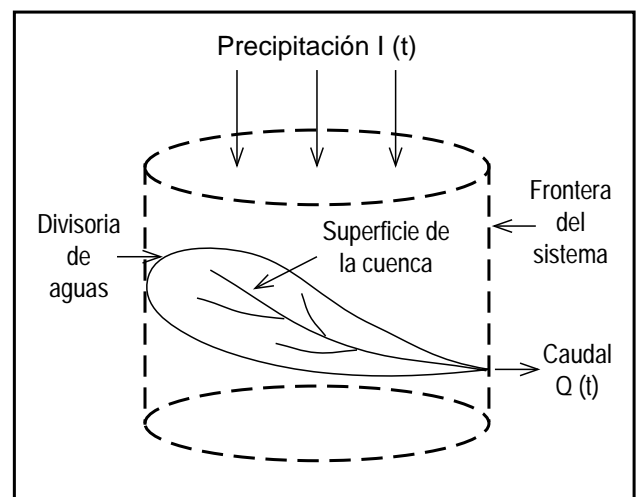


FIG. II-3: Representación esquemática de un sistema hidrológico.

a través de los distintos medios que la integran (atmósfera, superficie y subsuelo), lo cual genera interacciones entre ellos.

Los sistemas hidrológicos son, de hecho, *ecosistemas naturales*, puesto que en su estructura y funciones participan e interactúan con los factores inorgánicos del paisaje y de la atmósfera, un conjunto de componentes de origen orgánico y comunidades biológicas que conforman la parte viviente del sistema.

Para simplificar la interpretación de los sistemas hidrológicos y facilitar su comprensión, el conjunto de interacciones, pueden ser enfocadas genéricamente bajo los principios de *acción y reacción*, de acuerdo al siguiente esquema. *Acción*, se refiere a cualquier intervención, modificación, alteración o perturbación significativa ejercida sobre uno o varios de los componentes estructurales o funcionales del sistema, cuya presencia introduce un cambio en el conjunto. *Reacción*, cada acción da lugar, genera o propicia una respuesta -mediata o inmediata- proporcional al cambio introducido; es decir, una acción nueva refleja una reacción, que puede ser tanto o más intensa que aquella que la provocó, la cual va a influir no sólo en el componente perturbado exclusivamente, sino en todos aquellos otros conectados a aquél, dado el carácter sistemático de la cuenca.

INTERACCIONES EN EL SISTEMA CUENCA

Las interacciones entre los componentes estructurales y funcionales de un sistema hidrológico son generales, permanentes e indivisibles. En la **FIG. II-4**, se muestran esquemáticamente los vínculos entre todos ellos. Sin embargo, para mejor comprensión y simplificación, se han elaborado bloques de interacción entre componentes y procesos, tomando únicamente a aquellos que se encuentran íntimamente relacionados en un sistema ideal, y destacar su rol en el conjunto.

Lluvia-Cobertura-Suelo: La lluvia realiza su primer contacto con la parte aérea o follaje de la cobertura vegetal; ésta recibe el impacto de las gotas disipando su energía cinética, que de otra manera impactaría directamente en la superficie, produciendo la disgregación y transporte de los elementos terrosos del suelo. Por lo tanto, la **cobertura** interactúa con la **lluvia** para proteger al **suelo** de la erosión.

Cobertura-Suelo-Escurrimiento: la cobertura vegetal retiene parte de las aguas, permitiendo que una proporción de tal volumen descienda suavemente a la superficie del suelo, donde la misma “esponjosidad” de los detritus vegetales, acumulados en superficie, pueden favorecer su retención temporal “in situ”, y propicia la infiltración. Así mismo, en los terrenos inclinados regula la velocidad del escurrimiento, e impide el desarrollo de su poder de excavación y acarreo, y evita la formación de surcos erosivos incipientes. De hecho, es la **cobertura** lo que protege al **suelo** de erosión, al regular la velocidad del **escurrimiento**.

Escorrimento-Suelo-Infiltración: cuando las aguas alcanzan la superficie del suelo, tienen dos destinos: escurrirse ladera abajo y/o infiltrarse hacia los estratos subyacentes del suelo. La interacción entre ellos consiste en que una fracción de la lluvia penetra en el **suelo** por **infiltración** a través de los intersticios de los materiales que conforman los estratos subyacentes a la superficie, y no toda el agua de lluvia se encuentra disponible para el **escurrimiento**. Previo a su desplazamiento, el agua de escurrimiento forma una delgada lámina (*detención superficial*) y llena las depresiones del terreno (almacenamiento en depresiones), sitios donde también el agua se infiltra.

Infiltración-Subsuelo-Almacenamiento: el volumen de agua infiltrado es condicionado por las características físicas del **subsuelo**, y determinan que fracción queda retenida como humedad de suelo y cual es la **almacenada** en los acuíferos. El proceso de **infiltración** ocurre siempre, y para que se inicie el escurrimiento, la velocidad de absorción de agua del estrato superior del suelo debe ser menor que la velocidad de abastecimiento por parte de la lluvia. Durante y después de ella, el movimiento del agua infiltrada continúa hacia las capas más profundas, hasta alcanzar el almacenamiento subterráneo o acuífero; también el agua de infiltración se redistribuye lateralmente.

Almacenamiento-Escorrimento-Cobertura: en los sistemas hidrológicos, existen tres formas de retención de aguas: una proporción que queda temporalmente suspendida en el follaje, la cual es efímera, al mantenerse sólo durante pocas horas después de cada aguacero; otra, que humedece las capas superficiales del suelo, moviéndose lentamente en forma vertical y lateral; y la parte que perdura durante semanas, meses o años posteriores a la estación lluviosa.

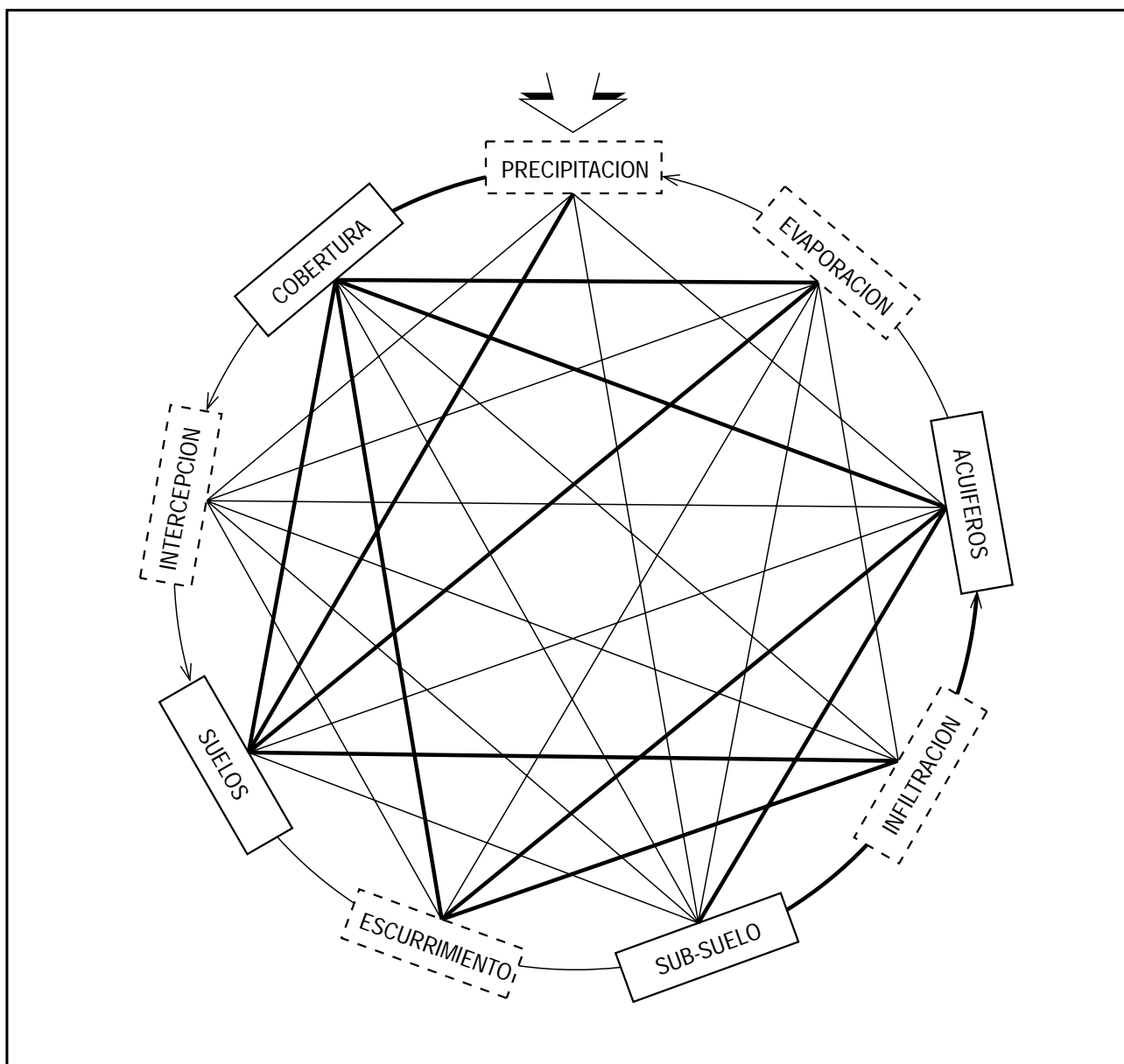


FIG. II-4: Interacciones entre componentes estructurales y procesos en un sistema hidrológico (según FERRER VELIZ, 1985). Los rectángulos en línea punteada indican procesos, los rectángulos en línea continua, componentes estructurales, las líneas gruesas interacciones básicas y las líneas finas interacciones subordinadas.

Esta última, es la que por causa del movimiento vertical del agua de infiltración queda **almacenada** en los acuíferos para abastecer a los manantiales y ríos cuando sobreviene la estación seca, así como también a la vegetación de **cobertura**, directamente o por acenso capilar. El agua en los acuíferos se mueven muy lentamente, es por ello, que durante la estación seca, constituyen prácticamente la única fuente de agua disponible en el sistema, para luego volver a rellenarse al llegar una nueva estación de lluvia.

Cobertura-Evaporación-Suelo: la vegetación juega un papel múltiple al proteger al **suelo**, al regular el escurrimiento y propiciar la infiltración. Además de ello, la **cobertura** es el componente biológico del ecosistema “cuenca”, al constituir el elemento “productor” por excelencia, capaz de generar materia viva por síntesis de materiales inertes. Esta función implica un consumo de agua, por absorción del agua presente en el suelo, que son empleados en su proceso metabólico y que luego liberan parcialmente a la atmósfera en forma de **transpiración**. El área foliar de una

masa vegetal puede representar varias veces la extensión del territorio que ocupa, lo cual, en virtud a que cada hoja transpira cierta cantidad por unidad de tiempo, las pérdidas de humedad por esta causa pueden ser cuantiosas. Por otra parte, la radiación solar calienta el agua almacenada en las plantas, superficie o subsuelo y por **evaporación** las transforma en vapor, que ascienden a la atmósfera. Luego, en todo el sistema hidrológico, existe una permanente interacción entre la **cobertura**, el **suelo** y las pérdidas de humedad por **evaporación** y **transpiración**.

Lluvia-Escorrentamiento-Infiltración: las lluvias constituyen el factor determinante en los sistemas

hidrológicos; sin precipitación no hay sistema. Más aún, la lluvia, junto con otros factores -clima y suelo- caracterizan al sistema: de tipo pluvial, pluvionival o glacial. El período de lluvias en cualquier región es gradual. Las **lluvias** precipitadas sobre una cuenca se reparten en proporciones variables entre **escorrentamiento**, **infiltración** y **evaporación**. Tal proporción, varía en función del contenido de humedad del subsuelo; si este se encuentra saturado, en su mayor parte el agua de **lluvia** se incorpora al **escorrentamiento**, lo cual se refleja en las crecidas de los ríos durante el período lluvioso. La **evaporación** se mantiene dentro de ciertos rangos gobernados por la radiación solar y los movimientos de las masas de aire.

CAPITULO III

MORFOLOGIA, GEOLOGIA Y VEGETACION DE LA CUENCA

CARACTERISTICAS TOPOGRAFICAS

Generalidades

Numerosas pueden ser las características del relieve que identifican a la cuenca. Estas deben ser visualizadas en el contexto de su influencia en los procesos de drenaje (cantidad y velocidad del agua de escurrimiento), y las múltiples relaciones que entre ellas se establecen. Como consecuencia del drenaje, extrae y arrastra materiales de la superficie y los deposita en otro sitio modelando la misma.

Pese a la interrelación existentes entre las características topográficas de una cuenca, es conveniente tratar cada una de ellas en forma separada (GREGORY y WALLING, 1973). El **CUADRO III-1**; muestra los aspectos más sobresalientes del relieve señalados por algunos autores. En **A** y **B**, se identifican índices para caracterizar la cuenca, desde un punto de vista morfológico; **G**, describe el cauce y su valle; **C** y **E**, son índices de base para la interpretación de los procesos de drenaje; **D** y **F**, índices de base para el estudio del drenaje y forma de la cuenca.

Los índices señalados en el cuadro, son de carácter cuantitativo, para facilitar la comprensión de las interrelaciones entre los rasgos distintivos de la estructura cuenca, y los procesos que en ella ocurren. Se debe evitar el empleo de un solo índice, cualquiera sea, porque tiende a simplificar demasiado la compleja realidad de la cuenca.

Forma de la cuenca

La *forma* de la cuenca hidrográfica afecta

los hidrogramas de escorrentía y las tasas de flujo máximo. La mayoría de las cuencas tienden a tener forma de pera; sin embargo, los controles geológicos estructurales y tipos de rocas, conducen a numerosas desviaciones de esta forma. En la **FIG. III-1**, se puede apreciar la influencia sobre el hidrograma de tres formas típicas de cuencas de superficie equivalente (DE WIEST, 1965; cit. GREGORY y WALLING, 1973).

Se han hecho numerosos esfuerzos para establecer por medio de un solo valor numérico, la forma de la cuenca. En el **CUADRO III-2** se pueden observar los distintos métodos para tal fin.

Parámetros del relieve de una cuenca

La topografía o relieve de una cuenca puede tener más influencia sobre la respuesta hidrológica que la forma de la misma. En la **FIG. III-2**, se muestra el efecto que el relieve posee

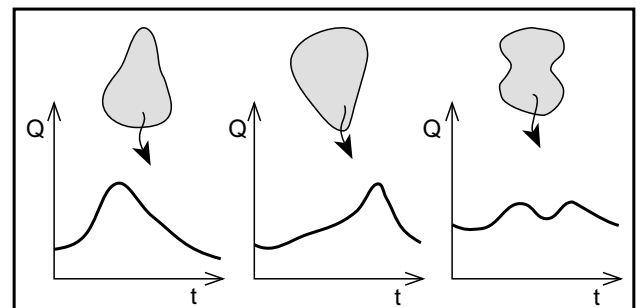


FIG. III-1: Influencia de la forma de la cuenca sobre el hidrograma de salida (DE WIEST, 1965; cit. GREGORY y WALLING, 1973).

CUADRO III-1

Percepción de las características topográficas de cuenca

A - Horton (1932)

Factor de forma.
Compacidad.
Elevación media.
Pendiente general.
Pendiente media.
Densidad de drenaje.
Número de cursos.
Pendiente media del curso.
Dirección y longitud del escurrimiento superficial.

B - Langbein (1947)

Area.
Densidad de canales.
Distribución área-distancia.
Longitud de cuenca.
Pendiente del terreno.
Pendiente del canal.
Distribución área-altitud.
Area del cuerpo de agua.

C - Johnstone and Cross (1949)

Area.
Pendiente de escurrimiento.
Pendiente del canal.
Tamaño del canal.
Condición del canal.
Patrón de corriente.
Patrón de densidad.

D - Strahler (1964)

Aspectos lineales del sistema de canales
Aspecto areal de la cuenca, gradiente, etc.
Aspecto general de la cuenca y red cauces.

E - Gray (1965)

Area de drenaje, tamaño y forma.
Densidad y distribución de los cursos de agua.
Pendiente del flujo.
Tamaño, longitud, pendiente y condición de canales
Almacenamientos y encharcamiento superficial.

F - Chorley (1967)

Aspectos lineales de la cuenca.
Aspectos de relieve, superficial y pendientes.
Aspectos areales.

G - Wolman (1967)

Area de la cuenca.
Tamaño del canal.
Pendiente del canal.
Caídas, saltos y rápidos.
Rugosidad del canal.
Patrón de drenaje.
Forma del valle y dimensiones.
Forma de la sección transversal.

FUENTE: *Drainage basins. Form, processes and geomorphological approach*. GREGORY, K.J. and P.E. WALLING, 1973.

sobre la forma del hidrograma para las dos cuencas hipotéticas de igual forma y superficie pero de perfil longitudinal diferente (SCHUMM, 1954 cit. GREGORY Y WALLINS, 1973). Numerosos autores han desarrollado distintos índices para describir el relieve de una cuenca, como se observa en el **CUADRO III-3**.

Aspectos lineales del sistema de canales

La red de drenaje formada a partir de la ramificación del cauce principal, constituye la componente dinámica de la cuenca. A través de ella, discurren las aguas del escurrimiento superficial en forma concentrada; determina la velocidad de evacuación de los excesos de agua y la actividad erosiva. La mayor o menor ramificación de la red, obedece a las condiciones locales de topografía, geología y cobertura vegetal, donde el mismo escurrimiento ha excavado sus propios cauces a lo largo del tiempo.

Una forma de jerarquizar u obtener una

CUADRO III-2

Algunos métodos para expresar la forma de la cuenca

	método	autor
Factor de Forma (F)	$F = A/L$	Horton (1932)
Circularidad (C)	$C = A/A_c$	Miller (1953)
Elongación (E)	$E = D_c/L$	Schumm (1956)
Lemniscata (K)	$K = L/4A$	Chorley, Malm y Pogorzelski (1957)

Donde: **A**, área de la cuenca; **L**, longitud máxima de la cuenca medida desde el punto de salida al límite de la cuenca, cerca de la cabecera del cauce más largo en línea recta; **A_c**, área del círculo con igual perímetro de la cuenca; **D_c**, diámetro del círculo con área equivalente a la cuenca.

FUENTE: *Drainage basins. Form, processes and geomorphological approach*. GREGORY, K.J. and P.E. WALLING, 1973.

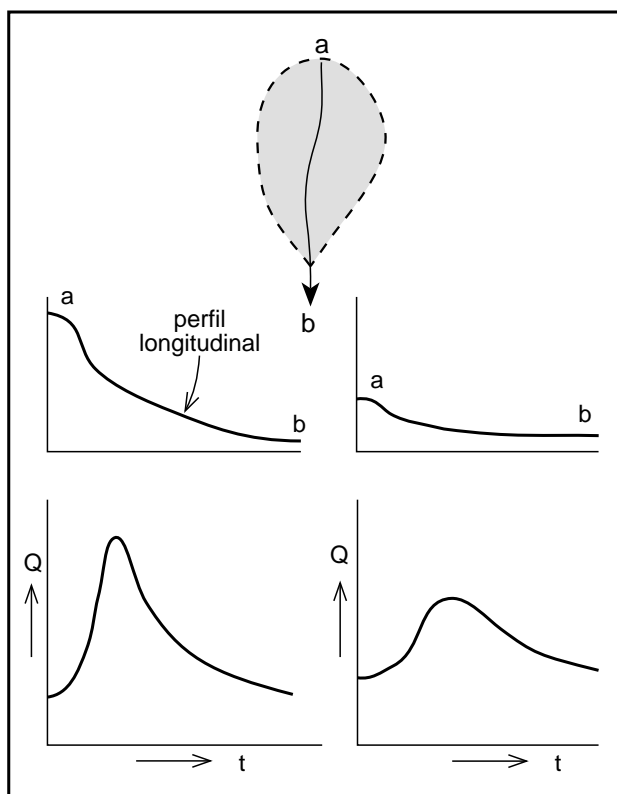


FIG. III-2: Influencia del relieve sobre el hidrograma de salida, para dos cuencas de forma y superficie equivalente y perfil longitudinal diferente (SCHUMM, 1954; cit. GREGORY y WALLING, 1973).

medida de la ramificación del cauce principal es a partir del establecimiento del *número de orden* de un cauce. Para ello existen varios criterios, como muestra la **FIG. III-3**, aunque el de mayor uso es el de Stralher (LINSLEY et al, 1977).

El número de orden es extremadamente sensible a la escala del mapa utilizado. Un estudio cuidadoso de fotografías aéreas muestra la existencia de un buen número de cauces de orden inferior (en general, cárcavas, zanjas, y otros canales menores), muy superior a los que aparecen en un mapa estandar. En la **FIG. III-4**, se compara la red de drenaje en un mapa a escala 1:15 840 de Nueva Zelanda y el obtenido a partir de fotografías aéreas (SELBY, 1963; cit. GREGORY y WALLING, 1973), donde se observan diferencias notables.

CUADRO III-3
Algunos métodos disponibles para expresar las características de la pendiente y el relieve de una cuenca

método		autor
<i>Pendiente media.</i>		Horton (1932)
<i>Potencia del relieve (H)</i> , diferencia entre el punto más alto y más bajo de la cuenca		Strahler (1952)
H medida sobre la línea paralela al cauce principal (L)		Schumm (1956)
H medida a lo largo del diámetro de la cuenca (D)		Maxwell (1960)
<i>Factor de relieve (R_h)</i>	$R_h = H/L$	Schumm (1956)
<i>Relieve relativo (R_{hp})</i>	$R_{hp} = H/P$	Melton (1957)
alternativa:	$R_{hp} = H/D$	Maxwell (1960)
<i>Número de rugosidad (HD_d)</i> , producto entre H y la densidad de drenaje (D _d)		Stralher (1958)
<i>Número geométrico</i> : cociente entre el número de rugosidad y pendiente cuenca		Stralher (1958)
<i>Pendiente del canal en grados o por ciento</i>		Horton (1932)
<i>Pendiente lateral del valle</i> : máxima pendiente lateral del valle, obtenida de 50 a 100 medidas en cada cuenca		Stralher (1950)

FUENTE: *Drainage basins. Form, processes and geomorphological approach*. GREGORY, K.J. and P.E. WALLING, 1973.

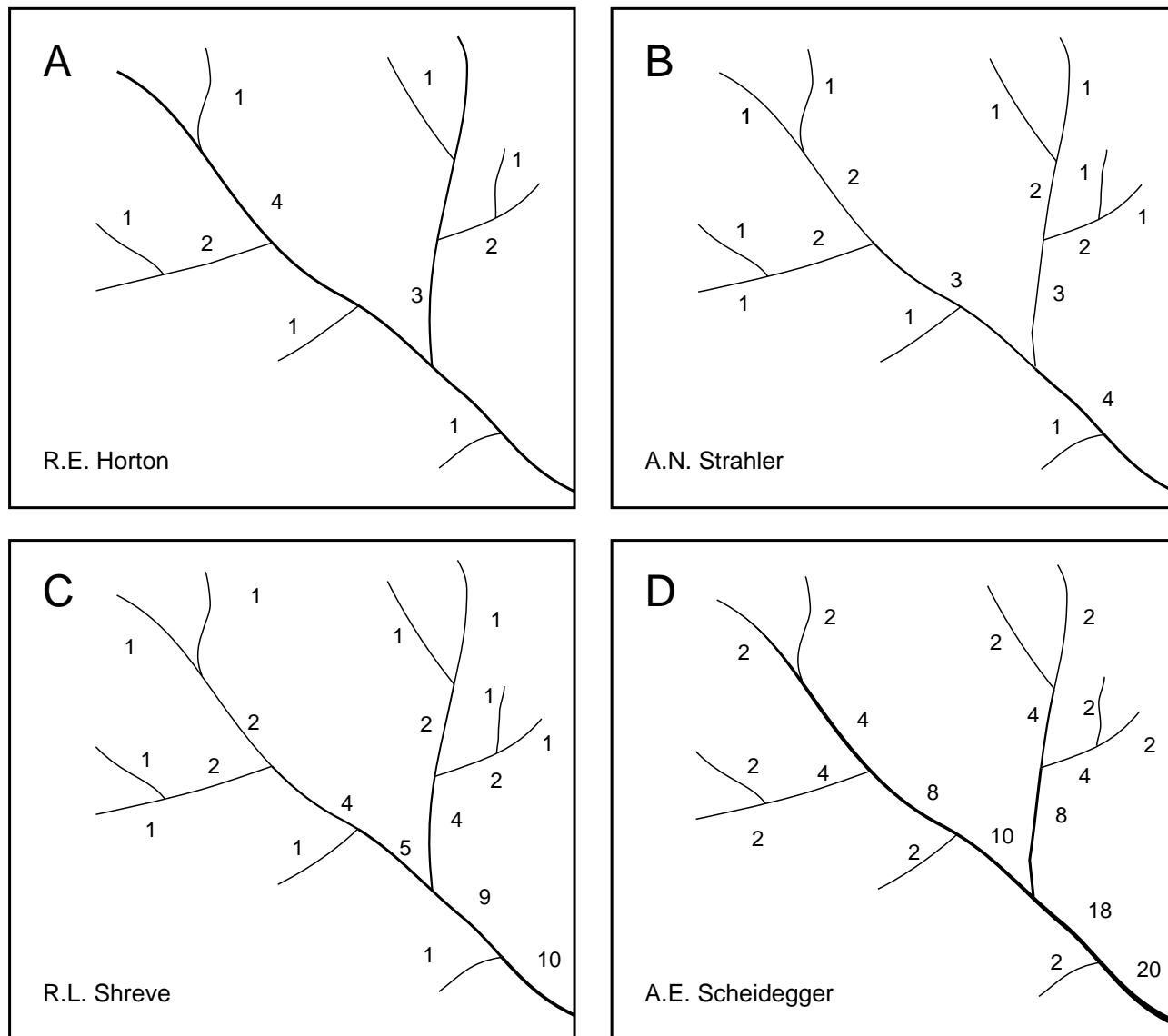


FIG. III-3: Distintos criterios de jerarquización de los cauces que componen la red de drenaje.

Los mapas estandar presentan incluso diferencias en la propia delineación de los ríos. Cuando se van a utilizar parámetros de la red con propósitos comparativos, es necesario definirlo cuidadosamente, emplear mapas a la misma escala y en lo posible confeccionados a partir de la misma fuente. En estos, siempre es conveniente realizar ajustes de los estimativos iniciales, mediante comprobaciones de terreno para los tributarios pequeños.

Horton (VEN TE CHOW, 1964), introdujo el concepto de la *relación de bifurcación* (R_b) para definir la relación entre el número de los ríos de cualquier orden de magnitud y el número de cauces del orden siguiente, estableciendo una relación funcional entre el orden de cauce y R_b . Las relaciones de bifurcación dentro de una

cuenca tienden a ser de la misma magnitud; generalmente, se encuentran valores entre **2.0** y **4.0** y un valor promedio de **3.5**. En la **FIG. III-5**, se muestran tres cuencas hipotéticas, con relación de bifurcación extrema a moderada y su influencia en los hidrogramas de salida correspondientes, donde es posible observar la influencia de este parámetro. Las observación de la red de drenaje y su relación con el número de cauce, llevó a Horton a formular las siguientes leyes. La *ley de número de orden de los ríos* es:

$$N_u = R_b^{k-u}$$

Donde: N_u , número de cauces de orden u ; R_b , relación de bifurcación; k , número de orden del cauce principal. En forma similar, Horton sugirió la *ley de longitudes medias de los cauces*.

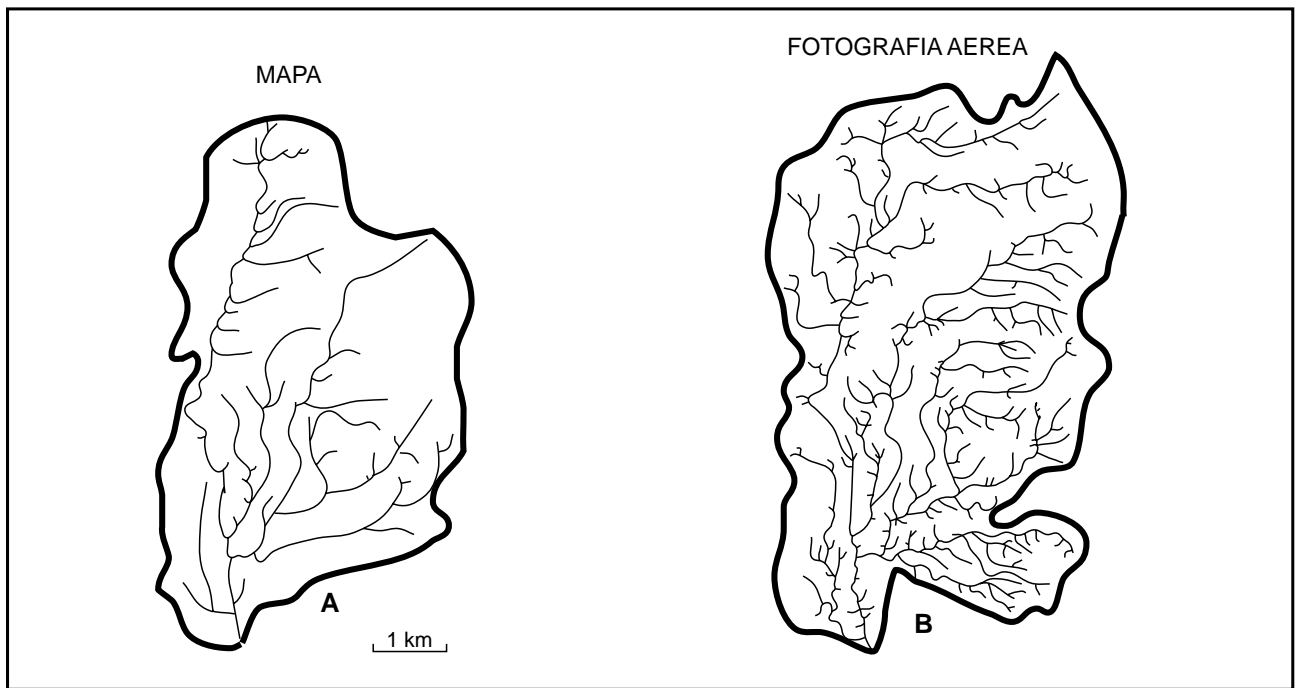


FIG. III-4: Definición de la red de drenaje, en un mapa estándar de una cuenca de Nueva Zelanda a escala 1:15840 (A) comparada con la obtenida de fotografías aéreas para la misma cuenca y escala (B) (SELBY, 1963; cit. GREGORY y WALLING, 1973).

$$L_u = L_1 R_L^{u-1}$$

Donde: L_u , longitud media de los cauces de orden u ; L_1 , longitud media de los cauces de orden 1, calculada como el cociente entre la sumatoria de todos los cauces del mismo orden y el número de cauce de dicho orden; R_L , relación de longitudes calculada de manera similar a R_u , como el cociente entre las longitudes medias de los cauces de orden u y de orden $u+1$. Una ecuación equivalente puede aplicarse también al área media de las cuencas de orden u , estableciéndose la ley de áreas:

$$A_u = A_1 R_A^{u-1}$$

Donde: A_u , área media de los cauces de orden u ; A_1 , área media de los cauces de orden uno; R_A , relación de áreas, calculada de manera similar al anterior.

Las leyes de Horton, indican una progresión geométrica de número, longitud y área. Gráficamente, estas relaciones sugieren una relación lineal entre el número de orden y los logaritmos del número de cauces, la longitud o el área. Estas relaciones han sido confirmadas para un amplio rango de condiciones y las ecuaciones pueden ser utilizadas para estimar

los valores de número de cauces, longitud media y área de drenaje media para los tributarios pequeños midiendo solamente los valores correspondientes a los cauces de los dos órdenes

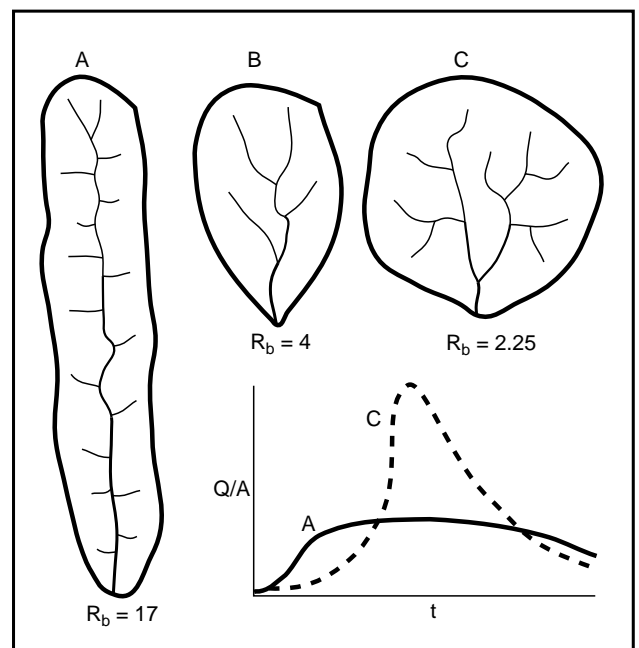


FIG. III-5: Cuencas hipotéticas con Relación de Bifurcación (R_b) extrema a moderada con sus respectivos hidrogramas de salida.

superiores consecutivos. Las **FIGS. III-6, III-7 y III-8** muestran las leyes de Horton aplicadas a la cuenca del torrente Divisadero Largo (Mendoza) (VICH, 1984).

Densidad de Drenaje

La *densidad de drenaje* (D_d), ha sido reconocida como una característica fundamental; refleja la presencia de controles topográficos, litológicos y de vegetación sobre la red de drenaje de la cuenca. La longitud total de los cauces dentro de la cuenca dividida por el área total de drenaje, define la densidad de drenaje o longitud de canales por unidad de área. Una densidad alta indica una cuenca muy bien drenada que debería responder relativamente rápido al influjo de la precipitación; una cuenca con baja densidad

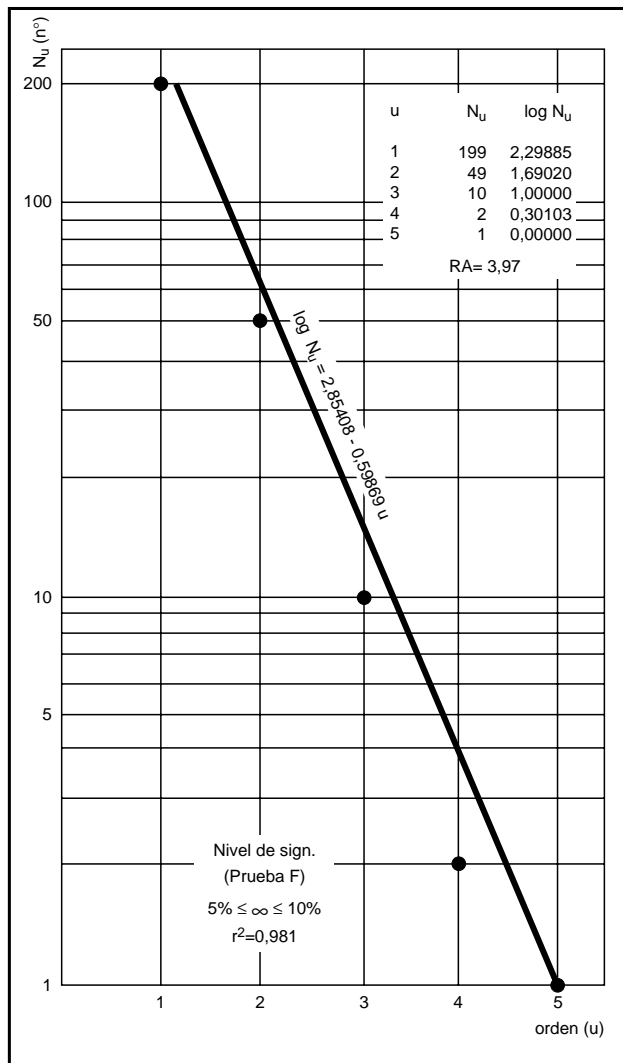


FIG. III-6: Ley de Horton de número de cauces para el torrente Divisadero Largo (Mendoza, Argentina).

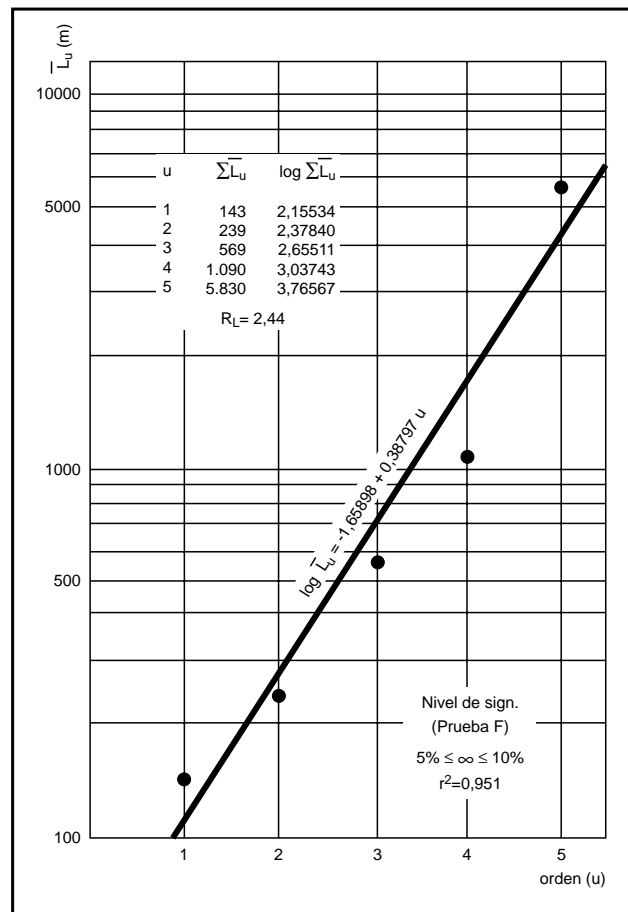


FIG. III-7: Ley de Horton de longitud media de cauces para el torrente Divisadero Largo (Mendoza, Argentina).

refleja un área pobremente drenada con respuesta hidrológica lenta.

Smith (1950) y Stralher (1957) (cit. GREGORY y WALLING, 1973), establecieron una clasificación de la densidad de drenaje como: gruesa, $D_d < 5.0 \text{ km.km}^{-2}$; media, $5.0 < D_d < 13.7 \text{ km.km}^{-2}$; y fina $D_d > 13.7 \text{ km.km}^{-2}$. Los valores de densidad gruesa son frecuentes en áreas de terrenos permeables y baja intensidad de lluvia; los valores medios son propios de zonas húmedas; y fino en regiones con suelos muy erodables, poco permeables y alta intensidad de lluvias (**FIG. III-9**).

La mejor comprensión de la importancia de este índice, se logra estableciendo relaciones con otros factores hidrológicos. En la **FIG. III-10**, se observa la marcada correlación existente entre la densidad de drenaje y el caudal anual medio; conforme aumenta la primera, el caudal medio se incrementa según estudios realizados

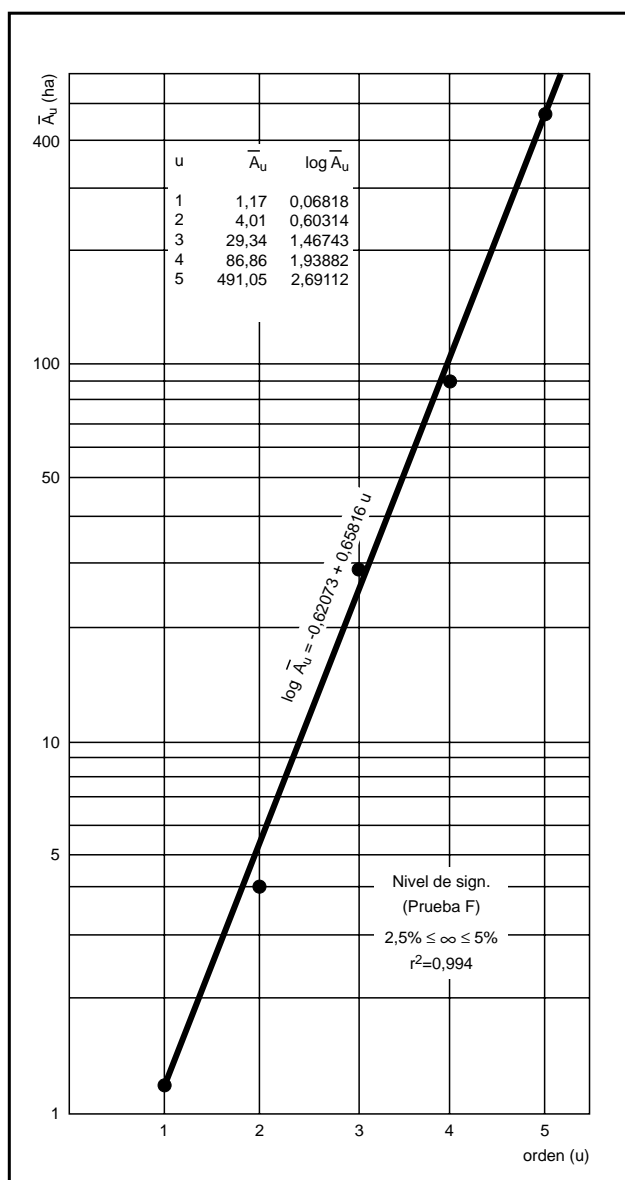


FIG. III-8: Ley de Horton de áreas para el torrente Divisadero Largo (Mendoza, Argentina).

en cuencas de Wisconsin (EE.UU.), NE de EE.UU. y Gales (Gran Bretaña) (OSBORN, 1979; CARLSTON, 1963, 1966; HOWE et al, 1966, respectivamente; cit. GREGORY y WALLING, 1973).

La densidad de drenaje es un índice muy sensible a la escala del mapa. En el siguiente ejemplo, se muestran cuatro redes de drenaje de una pequeña cuenca en Inglaterra (**FIG. III-11**). En **A**, se muestra un mapa a escala 1:25 000 donde $D_d = 2.43$; **B**, es la misma escala, pero se trata de un mapa provisorio y $D_d = 1.32$; **C** es un mapa a escala 1:63 360 y $D_d = 1.09$; y **D** es un mapa a escala 1:25 000 y $D_d = 0.82$ (GREGORY

y WALLING, 1973). Del ejemplo, se deduce la gran disparidad en los valores de D_d debido a la influencia de la escala sobre el índice; por lo tanto, a los efectos de comparar cuencas, estas deben tener no solo la misma escala, sino que además deben ser de calidad similar.

Existen otros parámetros de la red, no tan usados como el anterior, pero que conviene emplear. Uno de ellos, la *frecuencia de canales* de un determinado orden refleja en alguna medida, la actividad erosiva que se verifica en las cuencas; la frecuencia de canales y densidad de drenaje no son equivalentes, en la **FIG. III-12**, se muestran cuencas de igual densidad de drenaje y distinta frecuencia (VEN TE CHOW, 1964). Otros dan una idea del grado de sinuosidad de los cauces y de la línea divisoria de aguas. En el **CUADRO III-4** se muestran algunos índices que caracterizan cuantitativamente a la red de drenaje.

Geometría hidráulica

La geometría hidráulica describe el carácter de los cauces de una cuenca, en relación con las variaciones de la profundidad media, ancho y velocidad en una sección transversal en particular y entre secciones transversales diferentes. Estas relaciones son aplicables a canales aluviales, donde la sección transversal se adapta fácilmente a los cambios de flujo; son menos aceptables en los casos donde los estratos rocosos controlan las características de la sección del cauce. Las ecuaciones básicas en la geometría hidráulica son (LEOPOLD et al, 1964):

$$\begin{aligned} W &= a Q^b \\ D &= c Q^f \\ V &= k Q^m \end{aligned}$$

Donde: **Q**, caudal; **W**, ancho del canal; **D**, profundidad media; **V**, velocidad media; **a**, **b**, **c**, **f**, **k** y **m**, son coeficientes numéricos.

Dado que el caudal es igual al producto del área de la sección transversal ($A = W D$) y la velocidad ($Q = W D V$), es obvio que el producto de los parámetros **a**, **c** y **k** debe ser igual a la unidad, y la suma de los parámetros **b**, **f** y **m** también debe ser uno. Las determinaciones realizadas para un buen número de ríos indican un marcado ajuste regional en los valores de los exponentes, y la correspondencia entre regiones diferentes es lo suficientemente exacta para sugerir la universalidad de los valores (LINSLEY

CUADRO III-4
Parámetros de la red de drenaje

método		autor
Densidad de drenaje (D_d)	$D_d = L_c/A$	Horton (1932)
Frecuencia de canales (F_c)	$F_c = N^o/A$	Horton (1945)
Constante de mantenimiento del canal (C)	$C = 1/D_d$	Schumm (1956)
Long. med. escurrimiento superficial (L_g).	$L_g = 0.5*(1/D_d)$	Horton (1945)

Donde: **L_c**, longitud total de los cauces de una cuenca; **A**, área de la cuenca; **N^o**, número total de cauces de distintos ordenes en una cuenca.

FUENTE: *Drainage basins. Form, processes and geomorphological approach*. GREGORY, K.J. and P.E. WALLING, 1973.

et al, 1977).

El **CUADRO III-5** presenta valores medios de los exponentes **b**, **f** y **m** determinados por estudiosos del tema. Aun se requiere un mayor número de investigaciones para poder establecer

relaciones cuantitativas de la geometría hidráulica más precisas, y para comprender sus mecanismos, que en parte, se relacionan con el transporte de sedimentos del río. A pesar de las deficiencias, es posible deducir y utilizar una relación aceptable para la mayoría de los cauces.

CUADRO III-5
Valores medios de los exponentes de las ecuaciones de geometría hidráulica para distintas cuencas

río	b	f	m
Roanoke (Stall y Yang, 1970)	0.12	0.47	0.41
Susquehanna (Stall y Yang, 1970)	0.28	0.49	0.23
Sangamon (Stall y Yang, 1970)	0.23	0.37	0.40
Promedio de los estados del Oeste de EE.UU. (Leopold y Maddock, 1953)	0.26	0.40	0.34
Ríos efímeros en los estados semiáridos de EE.UU. (Leopold, Wolman y Miller, 1964)	0.29	0.36	0.34
Promedio de 158 estaciones en los EE.UU. (Leopold, Wolman y Miller, 1964)	0.12	0.45	0.43
14 ríos de montaña (Stall y Yang, 1970)	0.11	0.48	0.42

FUENTE: *Drainage basins. Form, processes and geomorphological approach*. GREGORY, K.J. and P.E. WALLING, 1973. *Hidrología para ingenieros*. LINSLEY, R.K.; M KOLHER and J. PAULUS, 1977.

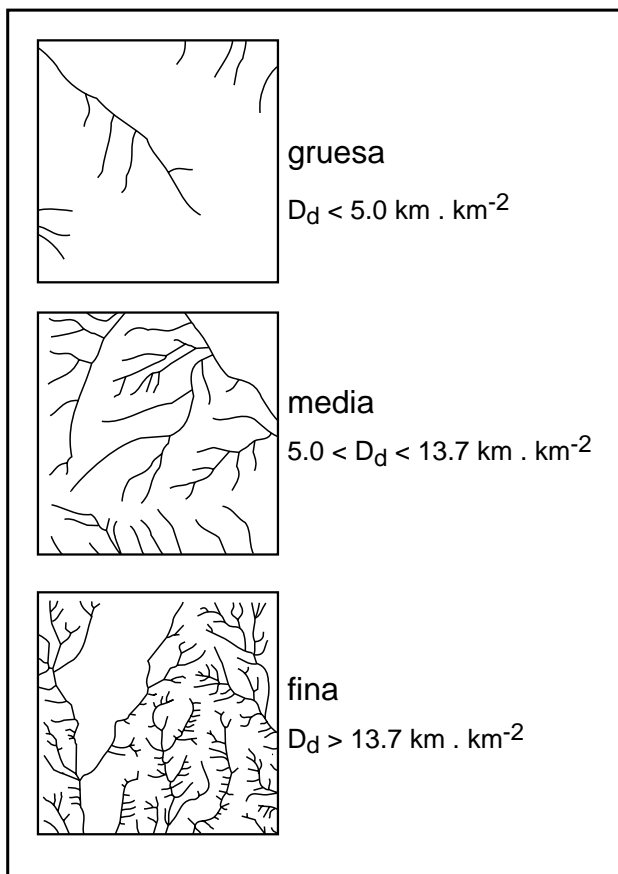


FIG. III-9: Clasificación de la densidad de drenaje (D_d).

La geometría hidráulica adquiere relevancia en el análisis del tránsito de avenidas en un cauce.

Trazado de los cauces naturales

De acuerdo con el trazado, los cauces naturales pueden clasificarse en *rectos*, *trenzados* o *con meandros*. Un canal con meandros fluye formando lazos u ondulaciones más o menos regulares, se aparta de su dirección de escurrimiento sin motivo aparente, para volver a ella, después de describir una pronunciada curva; no debe confundirse con las sinuosidades, que el río en estiaje describe en el lecho (DERRUAU, 1970).

La longitud media de los canales con meandros parece ser aproximadamente igual a 1,5 veces la longitud del valle; esta medida recibe el nombre de *sinuosidad del canal*. La longitud de onda de los meandros varía entre 7 y 11 veces el ancho del cauce, y el radio de curvatura de los mismos varía generalmente entre 2 y 3 veces el ancho del canal. La amplitud de las curvas, o el

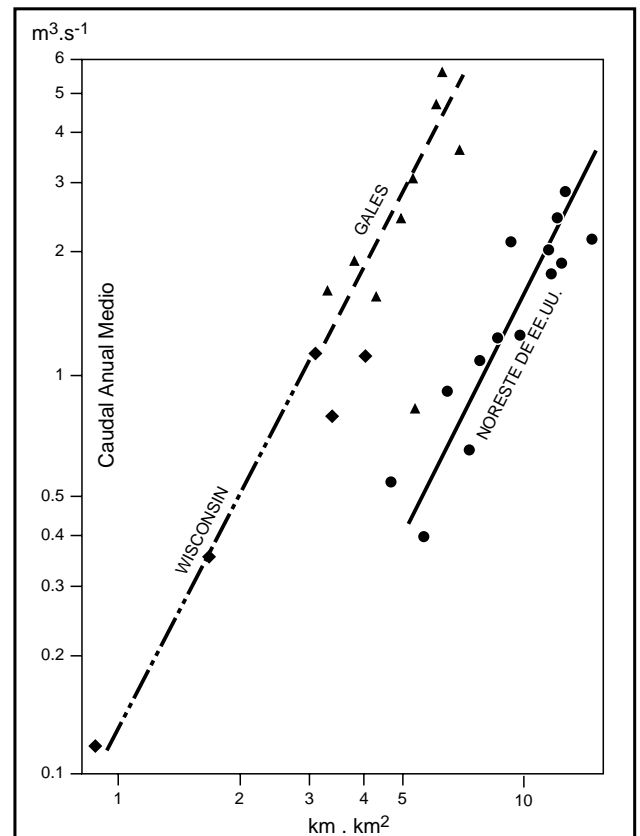


FIG. III-10: Relación directa entre la densidad de drenaje (D_d) y el caudal anual medio, para cuencas de Wisconsin (EEUU), Gales (Gran Bretaña) y la región noreste de EE.UU. (según varios autores, cit. GREGORY y WALLING, 1973).

ancho del cinturón de meandros, varía considerablemente y parece que está controlada principalmente por el material de las márgenes de los ríos; generalmente varía entre 10 y 20 veces el ancho del cauce (LEOPOLD et. al., 1964).

Un cauce *trenzado* consiste en una serie de canales interconectados (brazos), separados por islas. Los canales trenzados tienden a ser muy anchos y relativamente poco profundos, con material grueso en el fondo. Aún cuando los canales de trazado recto no son frecuentes en la naturaleza, muchos carecen de la sinuosidad suficiente para ser llamados meándricos. En general, se define un canal de alineamiento recto como aquel cuya sinuosidad es inferior a 1.25.

Los canales trenzados, se encuentran generalmente en sitios donde las márgenes son fácilmente erosionables (materiales arenosos con poco recubrimiento vegetal). El material de fondo en dichos canales es relativamente grueso y bien gradado. La longitud total de las ramas en un

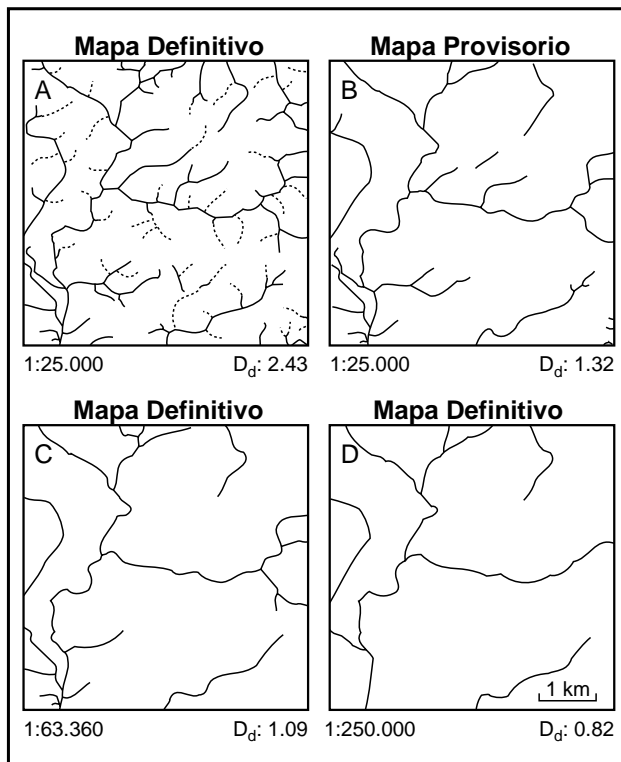


FIG. III-11: Influencia de la escala y calidad del mapa en la definición de la red de drenaje en una pequeña cuenca de Gran Bretaña (GREGORY y WALLING, 1973).

tramo de cauce trenzado puede ser entre 1.5 y 2 veces la de un cauce sin divisiones, y la profundidad del flujo es, por lo tanto, menor. De esta manera, el trenzado es una forma de disipar energía cuando la pendiente del río se hace más fuerte, evitando así aumentos de velocidad que podrían producir erosión.

Un canal con meandros puede ser entre 1.5 y 2 veces más largo que un canal de alineamiento recto; su pendiente es menor, pero las pérdidas de carga son mayores tanto por la longitud extra del cauce como por la presencia de curvas. Sin estas pérdidas, las velocidades serían mayores y tratarían de profundizar el canal; los meandros constituyen una forma de disipación de energía. Muchos canales están imposibilitados para profundizar su cauce dado que descargan en una masa de agua de elevación fija (*nivel base*). Por ello, es necesario que exista algún mecanismo adicional para disipar la energía disponible.

El trenzado como los meandros, constituyen mecanismos naturales de disipación de energía (LINSLEY et.al., 1977). El trenzado ocurrirá generalmente cuando el material del lecho sea grueso y bien gradado y cuando los márgenes sean fácilmente erosionables. Los meandros pueden ocurrir en pendientes suaves donde el material es más fino y las márgenes algo más cohesivas.

En cualquiera de los casos, el cauce sinuoso representa una forma de equilibrio relativo, en cuanto a que su pendiente se mantendrá, pero sin que esto implique que no se produzcan otros cambios en el canal. En el canal trenzado siempre hay desviaciones e intercambios entre brazos individuales, mientras que en los meandros hay patrones sucesivos de erosión en el lado cóncavo de las curvas y deposición en el lado convexo.

Cualquier intento del hombre por cambiar el patrón natural de un cauce debe hacerse con

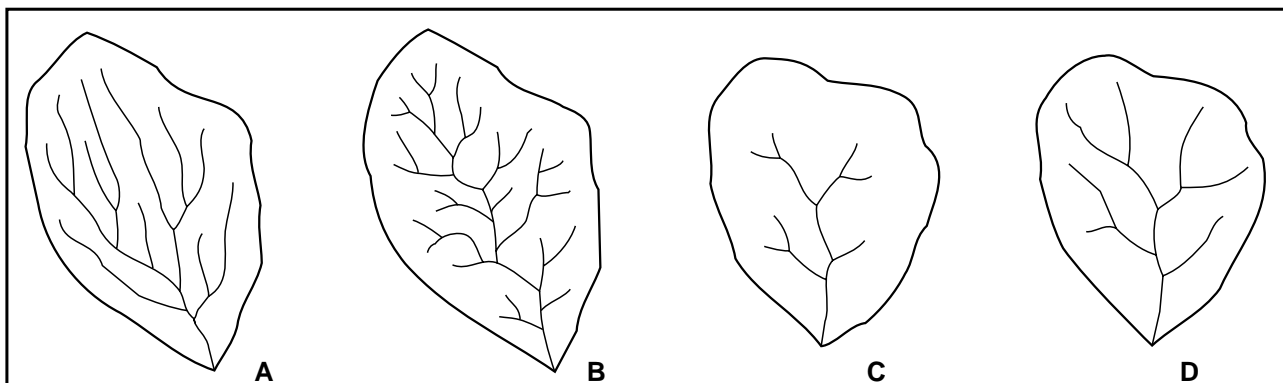


FIG. III-12: Relación entre la densidad de drenaje y frecuencia de canales en cuatro cuencas hipotéticas. **A** y **B** tienen la misma densidad de drenaje y diferente frecuencia; **C** y **D** tienen la misma frecuencia y diferente densidad de drenaje.

planeamiento cuidadoso y generalmente diseñando revestimientos para evitar la erosión en el lado cóncavo de las curvas y el subsiguiente regreso del cauce al patrón original de flujo. Programar la rectificación o canalización de un cauce empleando tramos rectos no es aconsejable, pues el flujo en el período de estiaje reiniciará sus divagaciones entre las márgenes artificiales, erosionándolas y debilitándolas en puntos totalmente imprevistos. Es aconsejable buscar un trazado ligeramente sinusoidal. Por otra parte, al reducir la longitud del cauce, se acelera la velocidad de la corriente, lo que suele conllevar un aumento en su poder erosivo, profundización del lecho, y a veces un descenso del nivel freático (FERTTONANI, 1973).

FACTOR GEOLOGICO

Una completa descripción de las características de la cuenca debe incluir referencias de las rocas y sedimentos sobre la cual se asienta. Las rocas del subsuelo determinan la naturaleza y extensión de los acuíferos; el material de superficie, condiciona el escurrimiento, la susceptibilidad a la erosión y transporte de los materiales disgregados.

Más relevante desde el punto de vista hidrológico, que la diferenciación de los distintos tipos de rocas (sedimentarias, ígneas o metamórficas), es la distinción entre *materiales no consolidados* y *consolidados* (LIMA, 1980). Los primeros, no presentan material de cementación en sus poros y usualmente corresponden a los depósitos recientes; en tanto, que los segundos se encuentran cimentados y poseen menor cantidad de poros o huecos. La naturaleza litológica de las rocas condicionan la circulación de las aguas, al actuar sobre la infiltración. En efecto, el *coeficiente de escurrimiento*, que se define como el cociente entre el escurrimiento y la precipitación para un período dado, es función de la cantidad de agua infiltrada; por consiguiente, varía según sea la litología del terreno. Posee un valor elevado cuando afloran rocas consolidadas o parcialmente cubiertas por sedimentos (CASTANY, 1971).

Las particularidades de los materiales pueden ser evaluadas a partir de algunos parámetros físicos entre los que se destacan: *porosidad* y *permeabilidad*. *Porosidad*, se define como el cociente entre el volumen de poros y el volumen total del material; por lo tanto, constituye un indicador de la cantidad de agua

que puede almacenar un depósito. La porosidad de los materiales no consolidados varía entre 25 a 65 %; en tanto que los consolidados no presentan grandes variaciones y se encuentran entre el 5 y 25 por ciento.

Permeabilidad, es una medida de la capacidad que el material presenta de transmitir agua y varía con el tamaño, forma y disposición de las partículas; prácticamente, es independiente del volumen de poros presentes. En el **CUADRO III-6**, se muestran algunos rangos de porosidad y permeabilidad para distintos tipos de materiales.

CUADRO III-6
Valores medios de porosidad y permeabilidad de algunas rocas

roca	porosidad [%]	permeabilidad [m.día ⁻¹]
no consolidados:		
arcilla	45 - 60	10 ⁻⁶ - 10 ⁻⁴
limo	20 - 50	10 ⁻³ - 10
arena	30 - 40	10 - 10 ⁴
grava	25 - 40	10 ² - 10 ⁶
consolidados:		
esquistos	5 - 15	10 ⁻⁷ - 10
arenisca	5 - 20	10 ⁻² - 10 ²
limolita	1 - 10	10 ⁻² - 10
conglomerado	5 - 25	10 ⁻⁴ - 1
granito	10 ⁻⁵ - 10	10 ⁻⁷ - 10 ⁻³
basalto	10 ⁻⁴ - 50	10 ⁻⁵ - 10 ⁻²
gneiss	10 ⁻⁴ - 1	10 ⁻⁹ - 10 ⁻⁶
toba	10 - 80	10 ⁻⁶ - 10 ⁻²

FUENTE: *Drainage basins. Form, processes and geomorphological approach*. GREGORY, K.J. and P.E. WALLING, 1973.

Una cuenca presenta más de un tipo de roca; por ello es siempre útil indicar las proporciones de cada tipo. Los materiales consolidados presentan grandes variaciones respecto a la capacidad de proporcionar un abastecimiento continuo de agua al curso. Las rocas sedimentarias son más favorables a la permanencia de un escurrimiento subterráneo (cuando, alcanza la salida de la cuenca, a través del cauce, se denomina flujo base) en temporadas secas; inclusive, rocas ígneas intemperizadas y

fracturadas pueden producir flujos durante períodos secos. Por otra parte, la geología de superficie, ejerce una gran influencia sobre el patrón de drenaje y cuerpos de agua.

La presencia de corrientes anchas divagantes, con islas a lo largo del recorrido, y con afluentes permanentes de características análogas y caudal variable, indican en la mayoría de los casos, *llanuras sedimentarias* con terreno poco permeable (por ej. arcillo-limoso). Por el contrario, si el terreno fuera muy permeable (por ej. arenoso), y la región seca, el río principal no recibe afluentes y en el caso de haberlas están distanciadas, no existiendo cursos permanentes de corto recorrido (río Nilo, Egipto).

Cuando se encuentran estratos plegados, generalmente la red de drenaje, presenta un *patrón paralelo*. En estos casos, los afluentes de una margen son más largos que en la otra; los más cortos, corren por la ladera abrupta de los cabezales de los estratos y los más largos, por la pendiente suave del techo del estrato (**FIG. III-13**).

Cuando el patrón de drenaje es *radial*, en la mayoría de los casos se corresponde con un domo o vasija. En el primer caso, la red adopta un *patrón rectangular* y en el segundo, uno *dendrítico*, ya que en el primero, los ríos corren sobre rocas más antiguas y en el segundo, sobre rocas más modernas. En ambos casos, los límites

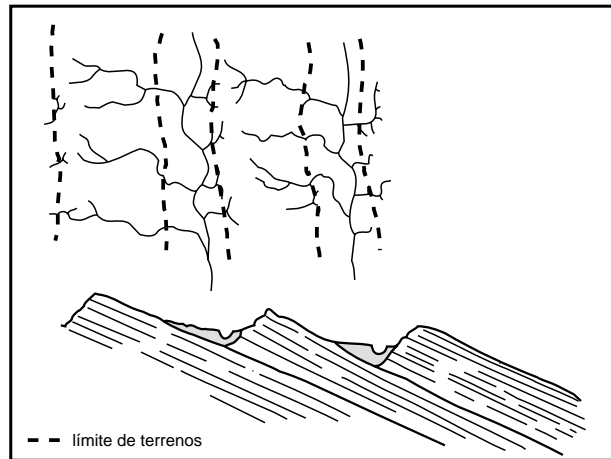


FIG. III-13: Patrón de drenaje paralelo sobre estratos plegados. Los afluentes de una margen son mas largo que en la otra; los mas cortos se desarrollan en una ladera abrupta (cabezales de estratos) y los mas largos corren por pendientes suaves (techo de los estratos).

del terreno son concéntricos; en los domos, las rocas antiguas al centro, e invirtiéndose en las vasijas (**FIG. III-14** y **FIG. III-15**) (POPOLIZIO, 1970).

La forma como se disponen los cauces en la cuenca, está íntimamente asociado al tipo de suelo. El patrón dendrítico u arborecente, de alta densidad de drenaje, uniforme, con gran número de cursos de poca extensión y confluencias en

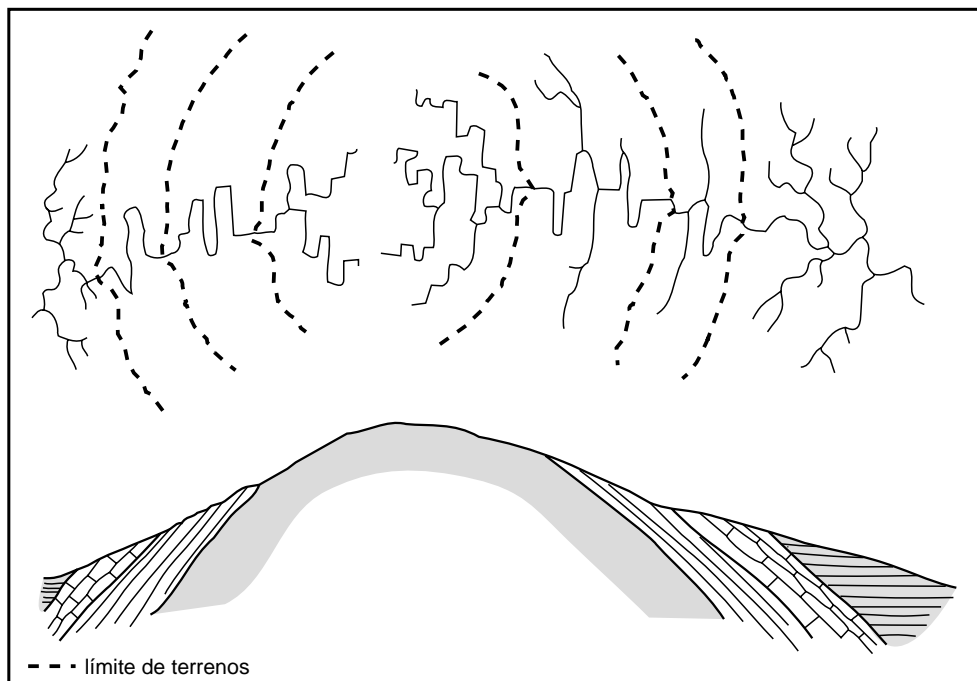


FIG. III-14: Patrón de drenaje radial en un domo. Sobre las rocas mas antiguas (centro) el drenaje es rectangular, y en los materiales modernos (periferia) la red es dendrítica.

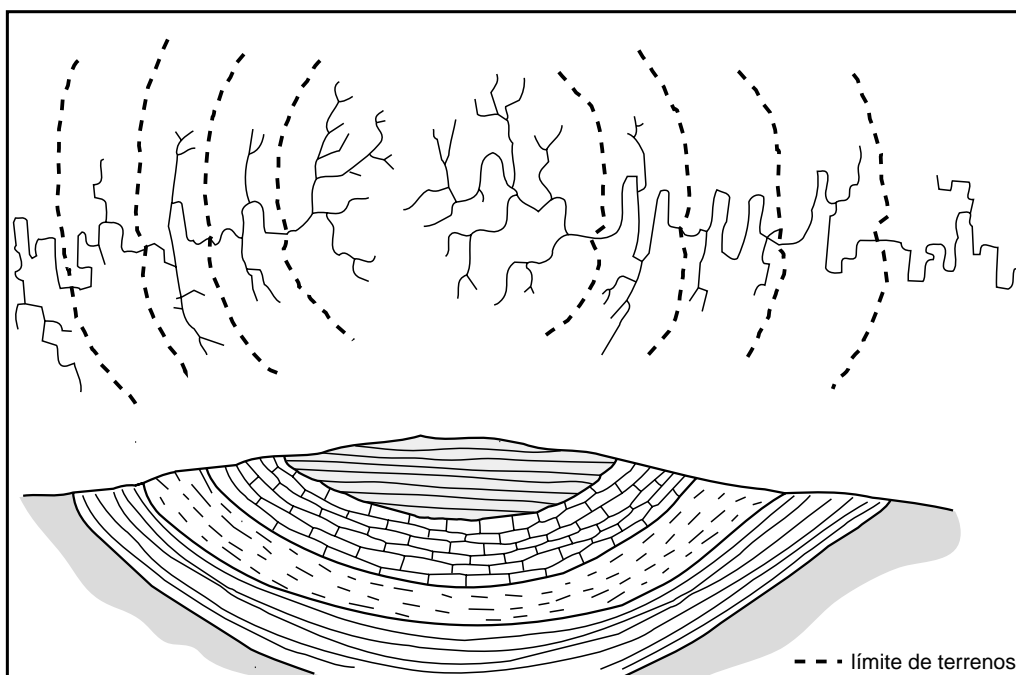


FIG. III-15: Patrón de drenaje radial en una vasija. Sobre los depósitos sedimentarios modernos (centro), el drenaje es dendrítico y en la periferia (afloramientos de rocas antiguas) el patrón de drenaje es rectangular.

ángulos agudos, reflejan la falta de control estructural de la roca subyacente; es propio, de suelos bien desarrollados (por ej. *podsoles*). Si la red presenta variaciones en la densidad y los tributarios confluyen en ángulos menos agudos, indica la presencia de suelos de escaso desarrollo y poco profundos (por ej. *litosoles*). Cuando el paralelismo en la red es marcado, se debe a la existencia de rocas magmáticas (principalmente eruptivas basálticas); también, puede indicar la presencia de sedimentos estratificados inclinados. Si el paralelismo en la red no es tan evidente, refleja el diaclasamiento en profundidad de rocas eruptivas básicas (MARCONI PFEIFER, 1991).

Cuando se presentan esteros y lagunas alineados en una dirección, es indicio de un cauce abandonado subyacente bajo sedimentos modernos. Es un hecho muy común en el país, en especial en la zona del litoral. El proceso fue originado por *cauces seniles* con embancamientos de las aguas y posterior rellenamiento del valle que dejó como testigo esteros y lagunas dispuestos en la dirección de las antiguas corrientes (POPOLIZIO, 1970).

Con relación a los suelos, usualmente su levantamiento se realiza en términos de las proporciones de los tipos existentes en la cuenca, basados en su aptitud para las actividades agrícolas, que no siempre son relevantes para la interpretación de las propiedades hidrológicas de los suelos.

Las propiedades del suelo más importantes a tener en cuenta son: *textura* (tamaño de partículas), *estructura* (arreglo y disposición de las partículas), *contenido de materia orgánica*, *porosidad* y *características hidráulicas*. La escorrentía disminuye en los suelos arenosos y aumenta en los suelos compactos; el coeficiente de escorrentía en suelos arcillo-arenosos o arcillo-limosos es de 25 a 30%, y de 10 a 15% en suelos arenosos.

El Servicio de Conservación de Suelos de los EE.UU. (SCS), ha sugerido un método de clasificación hidrológica de suelos, de amplio uso en la actualidad. De acuerdo con las tasas de infiltración o la capacidad de almacenamiento de agua en el perfil, los suelos se clasifican en 4 grupos principales: **A**, con potencial de escurrimiento mínimo; **B**, medio; **C**, alto; y **D**, máximo. El *uso* (cultivos, pastizales, bosques, etc.) y las *prácticas culturales* (terrazas, cultivos a nivel, labranza mínima, etc.) del suelo, aumentan la retención del agua y disminuyen la producción de escorrentía. Debido a las dificultades para determinar exactamente las condiciones del suelo, el SCS las ha reducido a 3 casos: **condición I**, suelos secos; **condición II**, contenido de humedad normal; **condición III**, cuando precedentemente ha llovido y el suelo se encuentra con muy baja capacidad de infiltración. En síntesis, los materiales que conforman el suelo y subsuelo, determinan las condiciones del escurrimiento superficial y subterráneo. (FERNANDEZ et al, 1978).

LA CUBIERTA VEGETAL

La cobertura vegetal juega un rol fundamental en la naturaleza. Representa la base de la cadena trófica, influye directamente en los ciclos biogeoquímicos, ciclo del agua, clima y regulador de los procesos erosivos. Por otra parte, es el único factor de una cuenca que puede ser manipulado por el hombre.

Desde un punto de vista hidrológico, el análisis de la cubierta vegetal de una cuenca, utilizando sus características fitomorfológicas, se puede realizar a partir de dos aspectos: **a)** como *factor primario*, es decir, cuando se considera a la vegetación como una característica de la cuenca que afecta los procesos hidrológicos (precipitación, distribución de nieve, evapotranspiración, etc.); **b)** como *factor secundario*, es decir, como indicador de la cantidad y profundidad que alcanza la humedad en los suelos, área y duración de las inundaciones por efecto de crecidas, etc.

La cobertura vegetal interfiere directamente o indirectamente en los siguientes procesos: *intercepción*, es responsable de la retención parcial de la lluvia y reduce el impacto directo de las gotas sobre el suelo; *infiltración*, la cubierta es un obstáculo al escurrimiento superficial, haciendo que el agua que alcanza la superficie permanezca más tiempo sobre ella y pueda penetrar en el suelo, al mismo tiempo, la actividad mecánica de las raíces colabora en el mejoramiento de la estructura del suelo; *evaporación*, impide la incidencia directa de los rayos solares sobre el suelo o espejos de agua, reduciendo las pérdidas por evaporación directa; *transpiración*, es una actividad fisiológica de los vegetales y debido a su gran superficie foliar, es responsable de las salidas de agua del sistema.

Gran parte de la lluvia que cae durante la primera parte de una tormenta es retenida por la cobertura vegetal como intercepción; puede representar una fracción considerable del total anual. Este proceso de intercepción es controlado por factores relacionados con las características morfológicas de la vegetación (cobertura, densidad, composición florística, tipo y disposición de las hojas, etc.) y condiciones climáticas (frecuencia, duración e intensidad de la lluvia, viento, temperatura, etc.). Existen numerosos datos e investigaciones al respecto; el **CUADRO III-7**, muestra algunos valores de intercepción, medidos por distintos autores.

La desaparición de la vegetación, al incidir sobre los procesos hidrológicos, genera algunas de las siguientes consecuencias (DURIGAN, 1991):

- a - Calidad del agua:** aumento de la turbidez, temperatura y concentración de contaminantes.
- b - Cantidad de agua:** aumento del caudal en períodos lluviosos y reducción significativa del escurrimiento base en períodos de estiajes.
- c - Obras:** disminución de la capacidad de almacenamiento de los reservorios debido al azolvamiento por sedimentos y reducción de la vida útil del equipamiento electromecánico por abrasión, debido al exceso de sedimentos.
- d - Fauna y flora:** destrucción del hábitat por alteración de las características físico-químicas del agua, desapareciendo gran parte de las formas de vida subacuáticas. Eliminación de fuentes de alimentos para consumidores primarios, quebrando la cadena trófica.
- e - Suelos y topografía:** incremento de la erosión del suelo por agua y viento; pérdida de fertilidad de los suelos; modificación de cauces, etc.
- f - Clima:** aumento de la velocidad del viento, elevando las pérdidas de agua del suelo; disminución de la humedad relativa, etc.

A modo de ejemplo, se citan algunas funciones de la vegetación. La cobertura vegetal, próxima a los cursos de agua (*comunidad riparia*) funciona como regulador de los flujos de agua, sedimentos y nutrientes entre las partes más altas de la cuenca (área agrícola, urbanizaciones, etc.) y el ecosistema acuático. El ecosistema ripario desempeña las siguientes funciones: **a)** estabilidad de márgenes y riberas debido a la acción mecánica de las raíces; **b)** filtro entre los terrenos más altos y el ecosistema acuático, ya que participa en el control de los nutrientes y sedimentos provenientes del escurrimiento superficial, contribuyendo al mantenimiento de la calidad del agua; **c)** proporciona refugio y alimentación a la fauna; **d)** intercepta y absorbe la radiación solar, contribuyendo a la estabilidad térmica del agua (ARRUDA BERTONI, 1991).

CUADRO III-7
Porciento de intercepción de precipitación anual

autor	año	país	cobertura	intercep.
LIMA	1976	Brasil	Bosque eucaliptos	12.2
JORDAN y HEUVELDOP	1981	Venezuela	Selva amazónica.	5.0
FRANKEN et al	1982	Brasil	Selva amazónica de tierra firme.	19.8
FRANKEN	1982	Brasil	ídem anterior.	22.0
CASTRO et al	1983	Brasil	Bosque natural secundario.	12.4
LIMA y NICOLIELO	1983	Brasil	Cerrado.	27.3
CICO et al	1985	Brasil	Bosque natural secundario.	18.2
LEOPOLDO y CONTE	1985	Brasil	Cerrado	16.6
COELHO NETO et al	1985	Brasil	Forestación heterogénea.	11.4
US Forest Service	1970	EE.UU.	Bosque caducifolio.	15.0
US Forest Service	1970	EE.UU.	Bosque coníferas.	31.0
KITTREDGE	1948	EE.UU.	Arbustal semiárido.	19.0
KITTREDGE	1948	EE.UU.	Chaparral.	17.0
US Dep. Agriculture	1970	EE.UU.	Alfalfa ¹ .	35.8
US Dep. Agriculture	1970	EE.UU.	Maíz ¹ .	15.5
US Dep. Agriculture	1970	EE.UU.	Soja ¹ .	14.6
US Dep. Agriculture	1970	EE.UU.	Avena ¹ .	6.9

1: durante el ciclo vegetativo de crecimiento del cultivo.

FUENTE: *The Water Encyclopedia*, TODD, D.K., 1970; *Interceptação*, Apuntes del II Curso Internacional sobre Manejo Florestal em Bacias Hidrograficas, SORIANO ARCOVA S., 1991.

La vegetación brinda una protección significativa al suelo, absorbiendo la energía del impacto de las gotas de lluvia y reducen el tamaño de las mismas. La vegetación puede dar protección mecánica al suelo contra la erosión y deslizamientos. El efecto de la cobertura vegetal sobre el escurrimiento se puede observar en la **FIG. III-16** (GREGORY y WALLING, 1979). En mediciones realizadas en parcelas de erosión, en la Cuenca Aluvional Piloto (Mendoza), se observó que la relación entre una parcela con 60 % de cobertura, sobre una comunidad arbustivas y pastizal asociado, y otra con suelo desnudo, las pérdidas de suelo fueron 15 veces inferiores (VICH, 1996). Las tasas de erosión anual entre un suelo devastado y un suelo protegido por pasturas o bosques pueden ser hasta 100 veces mayores. A modo de ejemplo, el **CUADRO III-8**, muestra las tasas de erosión en un bosque comercial de pino, de 30 años de antigüedad, en el cual se han realizado distintos tipos de tratamientos.

Adicionalmente, la vegetación, mejora la capacidad de infiltración por el aumento en el contenido de materia orgánica del suelo y la acción mecánica de las raíces; una mayor

infiltración, significa menor flujo superficial y menor erosión. La producción de sedimentos en una cuenca se incrementa con el aumento de la precipitación, pero puede ser regulada por la vegetación. Langbein y Schumm (cit. LINSLEY et al, 1977) utilizaron datos de numerosas cuencas para construir la curva (**FIG. III-17**) que relaciona la producción media anual de sedimentos con la precipitación media anual. La tasa de producción máxima ocurre para aproximadamente 305.0 mm, dado que en esas condiciones existe poca cobertura vegetal; con precipitación más intensa, la vegetación prolifera y reduce la erosión, y con lluvias bajas también ocurre una reducción, por escasez del factor activo que es la lluvia.

Los bosques de las tierras secas proveen de madera y forraje; la sobreexplotación puede alterar los recursos hídricos de una región, influyendo en la escorrentía y en la recarga de los acuíferos. La escorrentía en terrenos forestales puede representar únicamente el 1 % de la precipitación total anual, mientras que en las tierras agrícolas puede ser del orden del 30 %. La relación que existe entre el coeficiente de escorrentía y el área con cubierta forestal, se muestra en la **FIG. III-18** (LOPES CADENAS DE

CUADRO III-8
Relación entre la tala de un bosque comercial y la erosión (Akamatsu, Japón)

operación	erosión [ton.ha ⁻¹]	relación corte/s.tala
Todos los árboles han sido talados y extraído sus raíces.	28.53	78
Tala completa.	3.66	10
Tala de 3/4 de la superficie en la parte alta de la pendiente.	2.06	6
Tala de 1/2 de la superficie en la parte alta de la pendiente.	1.14	3
Tala de 1/4 de la superficie en la parte alta de la pendiente.	0.75	2
Sin corte.	0.35	1

FUENTE: *Contenção de encostas*. Apuntes del II Curso Internacional sobre Manejo Florestal em Bacias Hidrograficas. KAWAI, E.,1991.

LLANO y BLANCO CRIADO, 1978). Las curvas, reflejan la importancia de la cobertura vegetal en el mantenimiento de los recursos hídricos de una cuenca.

Un bosque común en la región del Sahel (Africa), es el de *arbusto tigre*, llamado así porque

la vegetación crece en bandas densas separadas por suelo completamente desnudo. Las medidas del balance hídrico realizado indican que, aunque los arbustos solo cubren el 33 % de la zona, son capaces de utilizar más del 70.0 % de la precipitación en los años secos. Esto proporciona una prueba clara de la forma que la vegetación

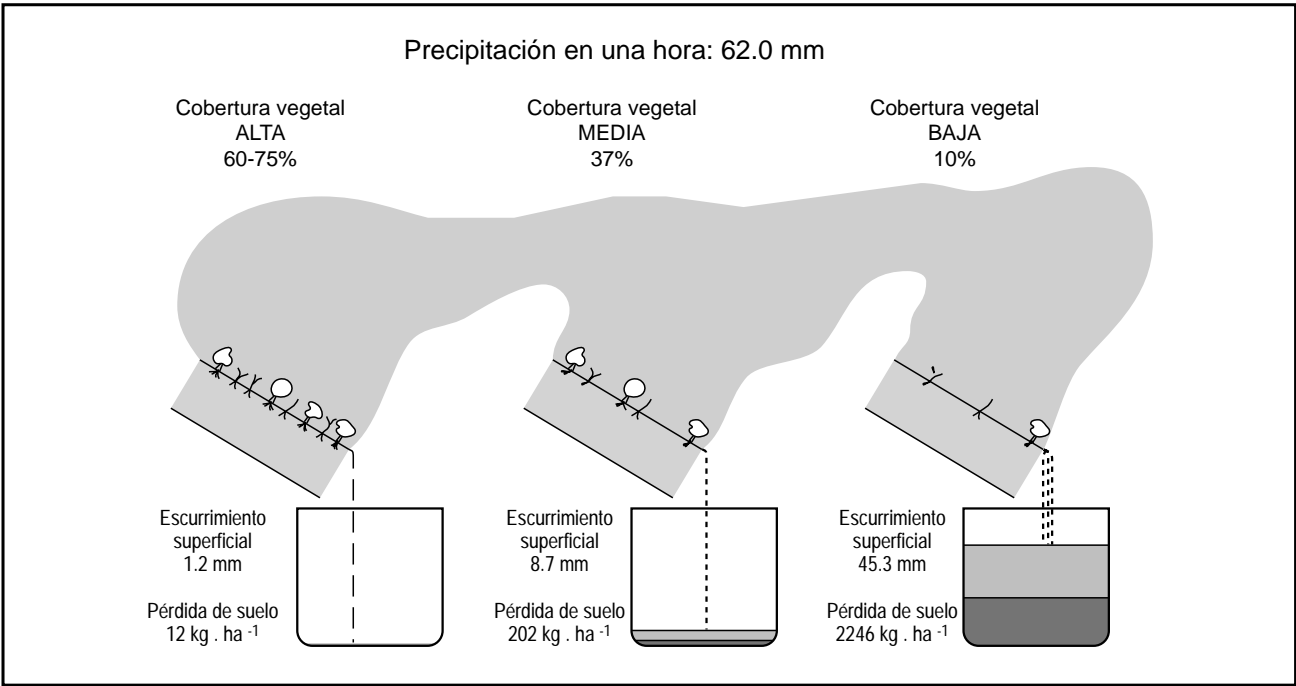


FIG. III-16: Efecto de la condición de la cuenca en relación con el escurrimiento superficial y erosión.

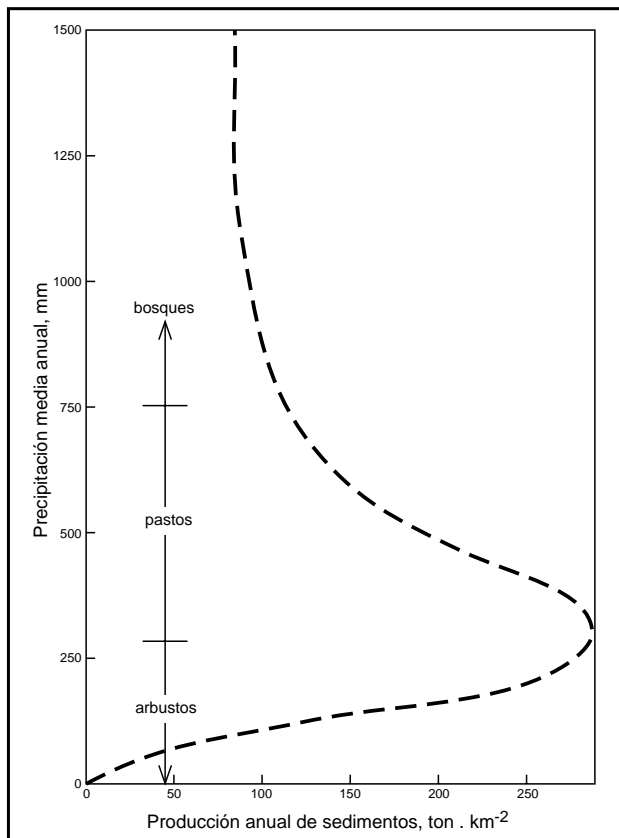


FIG. III-17: Producción de sedimentos en función de la precipitación media anual (LANGBEIN y SCHUMM, 1958; cit. LINSLEY et al, 1977).

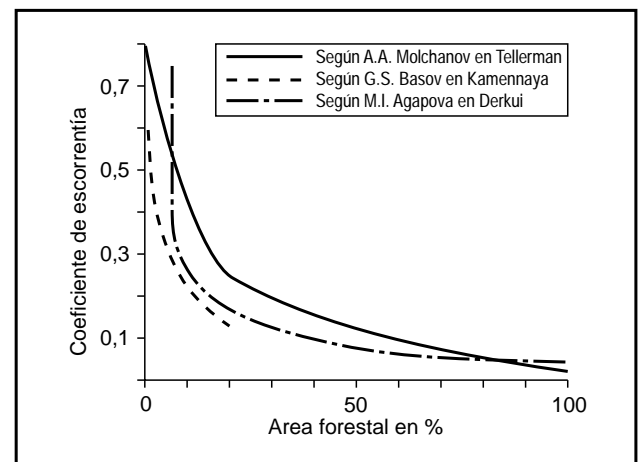


FIG. III-18: Relación entre la escorrentía superficial y la superficie forestal en una cuenca, según distintos autores.

“cosecha agua”, procedente de las áreas de suelo desnudo. La disposición en bandas de vegetación es un indicador, que estos lugares son incapaces de mantener una vegetación densa de arbolado sobre toda la superficie. En ausencia de la intervención humana, las bandas de vegetación se pueden ajustar a las tendencias de largo plazo de la precipitación, alterando la proporción entre suelo desnudo y suelo con cobertura vegetal (WALLACE, 1994).

CAPITULO IV

LAS PRECIPITACIONES

GENERALIDADES

La precipitación es la fuente primaria de abastecimiento de agua al sistema cuenca. Se engloban dentro de ella, a todas las aguas meteóricas que caen en la superficie de la Tierra, tanto bajo la forma líquida como la sólida (nieve, granizo, etc.); en conjunto se denominan *hidrometeoros*. Los diversos tipos de precipitación, se miden normalmente, sin discriminación, por su *equivalente en agua*, expresados en términos de lámina; la velocidad de la precipitación se denomina *intensidad*; es la lámina precipitada en un cierto intervalo de tiempo.

En ciertas condiciones (noches claras y viento en calma), el vapor de agua contenido en las capas bajas de la atmósfera, se condensa directamente sobre la superficie, más fría que el aire, de los vegetales y el suelo, en forma de *rocío* o *helada*, constituido por una delgada película de agua o hielo que se evapora o sublima rápidamente en la atmósfera, con la aparición del sol. Se denominan *precipitaciones ocultas*; aunque de escaso monto, este aporte posee cierta importancia relativa para la vegetación de las regiones áridas y semiáridas e inclusive, como fuente de bebida para algunas especies animales.

FORMACION Y TIPOS DE PRECIPITACION

La evaporación desde la superficie de los océanos y la transpiración de la vegetación, es la principal fuente de abastecimiento de humedad, en forma de vapor de agua, a la atmósfera; está siempre presente, aún en los días sin nubes.

La condensación del vapor de agua en pequeñas gotitas de agua o cristales de hielo para formar una nube, es el mecanismo que precede a la precipitación. La condensación se produce como resultado del enfriamiento por ascenso de las masas de aire húmedo, próximos al punto de saturación. Para la formación de las gotitas, se requiere de la presencia de *núcleos de condensación o de congelamiento* sobre los cuales, el vapor de agua se condensa. Los núcleos, son pequeñas partículas de distintas sustancias, en general de diámetro inferior a $3\ \mu$, que se encuentran suspendidas en el aire por tiempo indefinido. (BRUCE y CLARK, 1969)

Esquemáticamente, se puede decir que una nube está formada por gotitas de agua, cuyo diámetro medio esta comprendido entre 0,01 y 0,03 mm, separadas unas de otras alrededor de 1 mm, inmersos en una masa de aire próxima al estado de saturación. La masa de agua presente en la nube, es variable según sea su tipo, pero se mantiene a menudo entre 0.5 a 1.0 gr.m⁻³; en tanto que la masa de agua en estado gaseoso, es considerablemente mayor (REMENIERAS, 1974). El peso de las gotitas es tan pequeño, que se requiere únicamente un mínimo movimiento ascendente del aire, para mantenerla en suspensión.

Para que se produzca una precipitación, las gotitas que constituyen las nubes deben aumentar de tamaño, a fin de que su peso llegue a ser superior al empuje al cual es sometida por las corrientes de aire turbulenta, y a veces ascendentes. También los elementos acuosos de la nube, deben ser lo suficientemente grande para penetrar en el aire no saturado que está localizado

por debajo de la base de la nube, sin evaporarse completamente antes de llegar a la superficie. Por ejemplo, una gota de agua que cae desde la base de una nube, que se encuentra a 1.0 km de altura, en una masa de aire que contiene el 90 % de humedad relativa, y se está elevando a 0.36 km.h^{-1} (10 cm.s^{-1}), requeriría de un diámetro de aproximadamente 0.5 mm para llegar a la superficie con un diámetro de 0.2 mm (LINSLEY, et al, 1977).

Existen dos mecanismos para realizar el proceso de acreción de las gotas de agua suspendidas en las nubes: **a)** por un procesos de *coalescencia*, donde una gran cantidad de pequeñas gotitas, se aglomeran entre sí para formar progresivamente gotas más gruesas; **b)** a partir del engrosamiento de ciertas partículas, por *condensación* del vapor de agua sobre su superficie; vapor de agua procedente directamente del aire circundante o indirectamente, de gotas vecinas en proceso de evaporación.

Las gotas de lluvia, raramente pueden crecer hasta un diámetro superior de 6 mm, debido a la resistencia que opone el aire en su caída; son deformadas y luego rotas antes de alcanzar su velocidad terminal. Numerosos

investigadores han medido las características de las gotas de lluvia, cristales de hielo o granizo, manteniéndolas en suspensión en una corriente de aire ascendente. El **CUADRO IV-1** muestra la velocidad necesaria de las masas de aire ascendente para mantener en suspensión gotas de agua de distinto diámetro, y las compara con las velocidades extremas de caída, en aire tranquilo.

FORMAS DE PRECIPITACION

Las precipitaciones, líquidas o sólidas, se presentan de distintas formas (LINSLEY, et al, 1977):

La **llovizna**, consiste en pequeñas gotas de agua, cuyo diámetro varía entre 0.1 y 0.5 mm; poseen velocidades de caída muy bajas, que ocasionalmente parecen que estuviesen flotando. Por lo general, la llovizna precipita de los estratos bajos de la atmósfera, y muy rara vez sobrepasa el valor de 1.0 mm.h^{-1} de intensidad.

La **lluvia** consiste en gotas de agua líquida, en su mayoría con un diámetro mayor de 0.5 mm. HUSCHKE (1980) clasifica la lluvia en función de la intensidad como: *muy suave*,

CUADRO IV-1
Velocidad extrema de caída

LLUVIA				NIEVE ⁽²⁾ o GRANIZO ⁽³⁾	
Diámetro de las gotas [mm]	Veloc. de suspensión del aire en calma ⁽¹⁾ [m.s ⁻¹]	Velocidad extrema de caída [m.s ⁻¹]			Velocidad extrema de caída [m.s ⁻¹]
		LAW	MEINZER		
0.5	2.3			Cristales en estrella	0.41
1.0	4.2	4.4	4.3	Placas hexagonales	0.54 - 0.56
2.0	6.6	5.9	5.8 - 6.7	Cristales en estrella aglom.	1.0
3.0	8.0	7.0	7.0 - 7.9	Granizos de diám. medio:	
4.0	8.9	7.7	7.6 - 8.8	de 10 mm	12.0
5.0	9.2	7.9	7.9 - 9.1	de 20 mm	16.0
5.5*	9.3	8.0	7.9 - 9.4	de 76 mm	52.0

(1), según LEONARD; (2), según SHAEFFER; (3), según HUMPREY

FUENTE: *The Water Encyclopedia*, TODD, D.K., 1970; *Tratado de Hidrología Aplicada*, REMENIERAS, E., 1974.

gotas aisladas que no humedecen completamente la superficie; *ligera*, para intensidades de lluvia menores de 2.5 mm.h^{-1} inclusive; *moderada*, con intensidad de 2.5 hasta 7.6 mm.h^{-1} ; *fuerte*, mayor 7.6 mm.h^{-1} . En tanto que REMENIERAS (1974), las clasifica como: *lluvia ligera*, de 1.0 a 5.0 mm.h^{-1} ; *lluvia fuerte*, de 15.0 a 20.0 mm.h^{-1} ; *tempestad muy violenta*, más de 100.0 mm.h^{-1} .

La **escarcha** es una capa de hielo, por lo general transparente y suave, que usualmente contiene bolsas de aire; se forma en superficies expuestas, por el congelamiento de agua superenfriada que se ha depositado en ella, por lluvia o llovizna. Existe otro tipo de escarcha, es opaca y consiste en depósitos granulares de hielo separado por aire atrapado. Se forma por el rápido congelamiento de las gotas de agua sobrenfriadas, que caen sobre los objetos expuestos.

La **nieve** esta compuesta de cristales de hielo blancos o traslúcidos de forma compleja y aglomerados. Estos conglomerados forman *copos de nieve*, que pueden llegar a tener varios centímetros de diámetro. La densidad de la nieve fresca varía considerablemente; por lo general, una capa de nieve acumulada de 125.0 a 500.0 mm, representan una lámina de agua líquida de 25.0 mm. A menudo, se supone que la densidad promedio es igual a 0.1 gr.cm^{-3} .

Las **bolitas de nieve**, también llamadas *granizo suave*, consisten en partículas de hielo redondeadas, blancas u opacas, con una estructura similar a la de los copos de nieve y de 2.0 a 5.0 mm de diámetro. Las bolitas de nieve son suaves y se rompen fácilmente, al golpear en superficies duras.

El **granizo**, es precipitación en forma de bolas o trozos irregulares de hielo, que se produce por nubes convectivas, la mayoría de ellas de tipo cúmulo-nimbus. El granizo puede ser esférico, cónico o de forma irregular y su diámetro varía entre 5.0 a más de 125.0 mm.

Las **bolas de hielo** están compuestas de hielo transparente o traslúcido. Pueden ser esféricas o irregulares, y algunas veces cónicas; por lo general, tienen menos de 5.0 mm de diámetro. Las bolas de hielo rebotan cuando golpean en superficies duras y producen gran ruido en el momento del impacto. Son granos sólidos de hielo formados por el congelamiento de gotas de agua, o el recongelamiento de cristales de hielo que se han fundido, o bolitas de nieve

envueltas en una capa muy delgada de hielo.

TIPOS DE PRECIPITACION

Sobre la base de los fenómenos meteorológicos, las precipitaciones pueden ser de tres clases o tipos: **a)** precipitaciones por convección; **b)** precipitaciones orográficas; **c)** precipitaciones ciclónicas o de frente (frentes calientes o fríos, líneas de oclusión, etc.).

Precipitación convectiva: es causada por el ascenso de aire caliente saturado o no, más liviano que el aire frío de los alrededores. El calentamiento del aire en la vecindad del suelo es debido a la radiación solar directa o indirectamente por intermedio del suelo. En el curso de su ascenso, las masas de aire se enfrían según un gradiente de $1.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ por 100 m (seco) o $0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ por 100 m (saturado); cuando alcanza el punto de condensación, se produce la formación de nubes. Si la corriente de convección vertical inicial es intensa, el sistema nuboso puede alcanzar una zona de temperaturas muy bajas o un grado de turbulencia fuerte, que pueden desatar la lluvia. Además, la condensación del vapor de agua libera calor, que permite a la convección continuar hasta una mayor altura, entre 8 a 10 km.

La precipitación convectiva es de corta duración, puntual y su intensidad puede variar entre una llovizna ligera y un aguacero. Son características de las regiones ecuatoriales, donde los movimientos de las masas de aire, son esencialmente vertical. Las nubes se forman durante la mañana bajo la acción de la insolación intensa, y por la tarde o al anochecer, se presenta un violento aguacero acompañado de relámpagos y truenos. Durante la noche, las nubes se disuelven y en la mañana, el cielo se presenta generalmente claro. En estas regiones producen la mayor parte del total anual. También las precipitaciones convectivas tienen lugar en la zona templada, en los períodos calientes casi siempre bajo la forma de aguaceros violentos y puntuales (**FIG. IV-1b**).

Precipitaciones orográficas: cuando las masas de aire cargadas de humedad, se desplazan ordinariamente del océano a tierra, encuentran una barrera montañosa, o pasan de la zona de influencia de un mar relativamente caliente a vastas extensiones de suelo más frío, las masas de aire húmedo tienden a elevarse, y el estado de calma relativa que de ello resulta,

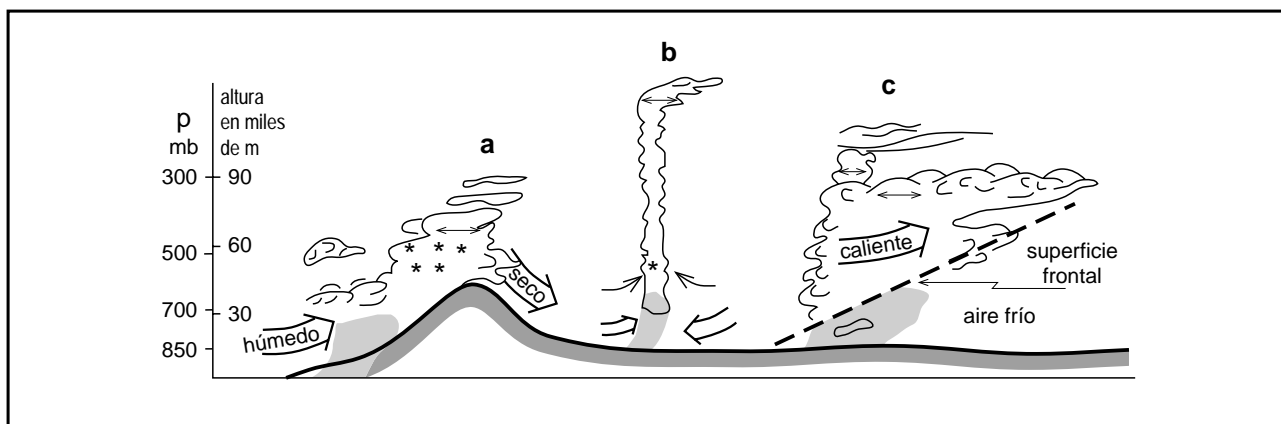


FIG. IV-1: Mecanismos de precipitación: (a) orográfica, (b) convectiva y (c) frontal.

produce un enfriamiento que puede generar una cobertura nubosa y desatar precipitaciones.

Las precipitaciones orográficas se presentan bajo la forma de lluvia o de nieve en las vertientes a *sotavento* de la barrera montañosa; son muy irregulares en importancia y localización. La obstrucción en el trayecto de las masas de aire húmedo, por un macizo montañoso produce sobre la vertiente a *barlovento*, una zona de pluviosidad débil. El aire al descender sobre esa vertiente, se calienta y disminuye su humedad relativa; puede generar un régimen de vientos secos y calientes que da nacimiento a zonas semiáridas o áridas (**FIG. IV-1a**).

Precipitaciones frontales: este tipo de precipitaciones están asociadas a las superficies de contacto (*frente*) entre masas de aire de temperatura y humedad diferentes. La precipitación frontal resulta del levantamiento de aire cálido sobre una masa de aire más denso y frío. La velocidad de ascenso de la masa de aire caliente, es relativamente baja puesto que la pendiente promedio de la superficie frontal es por lo general de 0.3 a 1.0 %. La precipitación puede extenderse de 300 a 500 kilómetros por delante del frente y es por lo general lluvia que varía entre ligera y moderada; continúa hasta que termina el paso del frente (**FIG. IV-2a**). La precipitación de frentes fríos es de corta duración; se forma cuando el aire cálido es obligado a ascender por una masa de aire frío en movimiento, cuya cara delantera es un frente frío. Los frentes fríos se mueven más rápidamente que los frentes cálidos, y sus superficies frontales tienen pendientes que varían entre 0.6 y 2.0 %; es decir, menos inclinados. En consecuencia, el aire cálido se eleva mucho más rápidamente, y el monto de

precipitación es por lo general mayor. (**FIG. IV-2b**)

INTERPRETACION DE LOS DATOS DE PRECIPITACION RELATIVOS A UNA ESTACION

Métodos de análisis de una serie de observaciones pluviométricas.

El conjunto de observaciones registrados en una estación pluviométrica durante largos años, forma una vasta serie de datos de difícil manejo. Por ello, es indispensable resumir y coordinar esta cantidad de cifras en algunos

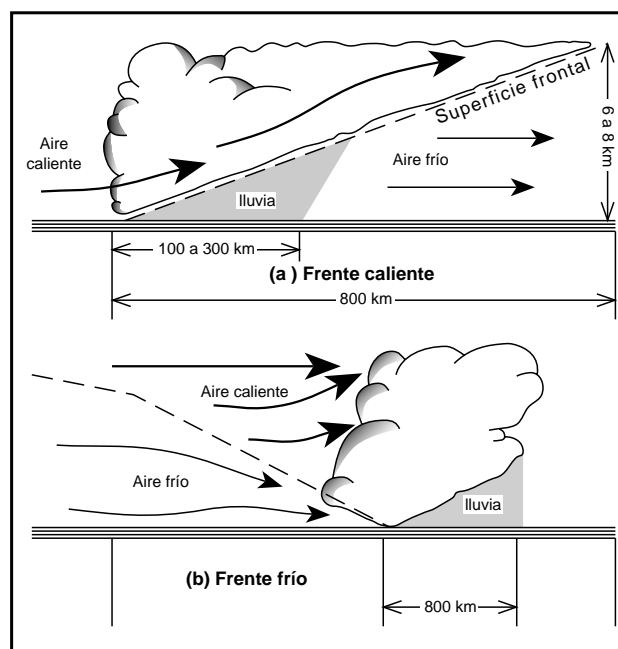


FIG. IV-2: Corte vertical de un frente: (a) frente caliente, (b) frente frío.

valores representativos y sintéticos, capaces de caracterizar la estación desde un punto de vista particular. De manera general, el estudio de la serie estadística, se realiza desde dos puntos de vista.

Por medio de un *valor central o dominante*, que permita representar al conjunto de datos de la serie por un valor típico, es decir un número único, que indique un orden de magnitud del conjunto de las observaciones, y que además, permita una comparación somera entre dos o más series registradas en distintos sitios. Este valor tipo, se denomina *módulo pluviométrico*, medio definido como el promedio aritmético de los valores de precipitación, registrado en una serie tan larga como sea posible.

Otra forma, es definir la dispersión o fluctuación de las observaciones en torno al valor central. Para ello, existen distintos procedimientos: *intervalo o rango de variación*, es la diferencia entre el mayor valor de precipitación, caída en un período determinado, y el más bajo para el mismo período de tiempo. *distribución de frecuencias*, si la serie es lo suficientemente extensa, se puede obtener una descripción más acabada, racional y sintética, representándola por una ley teórica de distribución, o al menos, por una distribución experimental.

Para la representación gráfica de una distribución de frecuencias, se pueden utilizar distintos tipos de dibujos o curvas como: *histogramas*, *polígonos de frecuencia*, o *curva de frecuencias acumuladas*. Para ello, se deben establecer *intervalos de clase* en el rango de variación, determinar el número de casos observados en cada uno de los intervalos de clase, que posteriormente se grafican. Permite visualizar rápidamente que rango de precipitación ocurre con más frecuencia.

Los tres índices estadísticos que caracterizan la dispersión de las observaciones y permiten traducirlo sintéticamente en un solo valor numérico son: *desviación absoluta media* (e_a), *desviación estandar o típica* (σ_s), y *coeficiente de variación* (**CV**); sus expresiones de cálculo son:

$$e_a = \frac{1}{n} \sum |\bar{x}_i - \bar{x}|$$

$$\sigma_s = \sqrt{\frac{\sum (\bar{x}_i - \bar{x})^2}{n}}$$

$$CV = 100 \frac{\sigma_s}{\bar{x}}$$

Donde: **n**, número de observaciones, \bar{x}_i , valor de precipitación, de orden **i**, \bar{x} , promedio aritmético de las observaciones \bar{x}_i . En la desviación estandar, si **n** < 30, debe emplearse **n-1**. Generalmente, las medidas estadísticas señaladas, se aplican a datos anuales, mensuales o estacionales.

Análisis y presentación de observaciones anuales

La precipitación anual media, que equivale a escoger el promedio aritmético como valor típico de una serie de observaciones, presenta algunos inconvenientes, ya que este valor, varía en función de la longitud del registro. Binnie (cit. REMENIERAS, 1974), ha estudiado la influencia de la longitud de registro para 53 estaciones distribuidas en todo el mundo, y ha llegado a las conclusiones que se observan en el **CUADRO IV-2**. En general, la precipitación anual media varía poco si es calculada en base a un período de observaciones mayor de 20 años; aunque la dispersión de los valores extremos alrededor del valor medio, tiende a aumentar con la duración del periodo de observación.

CUADRO IV-2

Desviaciones observadas entre los módulos pluviométricos medios, calculado según la longitud del periodo de referencia, según Binnie

Nº de años utilizados para el cálculo de la media	dif. en % de la media con relación a la media de un "largo periodo"	
	por exceso	por defecto
1	51.00	40.00
2	35.00	31.00
3	27.00	25.00
5	15.00	15.00
10	8.22	8.22
20	3.24	3.24
30	2.26	2.26

La mayor parte de las veces, los valores medios tienen menos interés, que los valores extremos o excepcionales. El cociente entre los

valores extremos puede ser utilizado como un indicador del tipo de clima (REMENIERAS, 1974). Un valor inferior a 3.0, es típico de zonas templadas, como Europa occidental oceánica; un valor entre 4.0 y 5.0, se corresponde con climas continentales o mediterráneos, pero puede alcanzar valores mucho más elevados en áreas desérticas. Para caracterizar la mayor o menor pluviosidad de un año determinado, se calcula otro índice, que resulta de efectuar el cociente entre la precipitación anual y el módulo pluviométrico anual medio. En la zona húmeda de EE.UU., este índice varía entre 0.6 a 1.6 y de 0.4 a 2.0 en la región semiárida.

La forma más corriente de organizar el cúmulo de información de lluvias anuales, consiste en formular una distribución de frecuencias, que puede ajustarse a una ley teórica de distribución, o a una de carácter experimental. Ello permite la determinación de la probabilidad de ocurrencia, de que un valor de precipitación sea alcanzado o rebasado. Los métodos más utilizados para el cálculo de la probabilidad de ocurrencia de un valor de lluvia en particular son: de probabilidad simple, de Hanzen y de Weiball; cuyas expresiones de cálculo son:

$$(\text{simple}) \quad p = \frac{m}{N} \cdot 100$$

$$(\text{Hanzen}) \quad p = \frac{2m-1}{2N} \cdot 100$$

$$(\text{Weiball}) \quad p = \frac{m}{N+1} \cdot 100$$

Donde: **p**, probabilidad de ocurrencia, en por ciento; **m**, número de orden; **N**, número total de casos.

Para el ajuste de la ley de distribución de frecuencias experimentales, se ordenan los valores de lluvia anual de mayor a menor, y se le asigna a cada uno una probabilidad dada por la fórmula que se prefiera. Usualmente, se usa la fórmula de Hanzen, en tanto que la fórmula de probabilidad simple no es aconsejable, porque distorsiona las probabilidades extremas (OSBORN et al 1982). Los valores de precipitación y probabilidad se grafican en un sistema de ejes cartesianos; en absisas se colocan las precipitaciones y en ordenadas las probabilidades o frecuencias. Este tipo de curva, se denomina *curva de frecuencias acumuladas ascendentes o descendente*, si el ordenamiento es de menor a mayor o descendente, a la inversa. En el **CUADRO IV-3**, se muestran los valores de probabilidad para la serie anual 1900-1979 de la estación

Observatorio Mendoza, perteneciente al Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (cit. VICH, 1983). A modo de ejemplo, la precipitación correspondientes a la posición **m = 10** es de **288.9 mm** y su frecuencia (según Hanzen), es de **0.1187**; ello significa, que existe una probabilidad del **11.87 %** de que dicho valor sea igual o rebasado, y un **88.13 %** de probabilidad (**100 - p**) de que sea menor.

Otra forma de representación gráfica de la distribución de frecuencias, es a partir de la clasificación de las precipitaciones anuales en intervalos de clase. Para ello, se deben tomar por lo menos 5 intervalos de clase, donde cada intervalo se corresponda con años *muy secos*, *secos*, *normal*, *húmedo* y *muy húmedo*. Las distintas clases de lluvia, se encuentran asociados a intervalos de probabilidad. Los valores para la determinación de los límites de los intervalos de clase, se obtienen de la curva de frecuencias acumuladas ascendente; **p > 85 %**, años muy secos; entre **65 ≤ p ≤ 85 %**, años secos; entre **35 ≤ p ≤ 65 %**, años normales; entre **15 ≤ p ≤ 35 %**, años húmedos; **p < 15 %** años muy húmedos (HERAS, 1976). Al pie del **CUADRO IV-3**, se muestran los valores de precipitación anual, correspondientes a los límites de los intervalos de clase, según la distribución de frecuencia de Hazen.

La curva de distribución de frecuencias, permite el cálculo del *índice de irregularidad intrínseca anual (I)*. En algunas regiones del Globo, las lluvias en el curso de los años sucesivos varían poco, alrededor de su valor medio; la pluviometría es regular, cuando **I < 0.2**, por el contrario, cuanto más dispersos e irregulares son los valores de lluvia, mayor sería el valor de **I**. La expresión de cálculo del índice **I** es:

$$I = \frac{1}{2} (P_{90} - P_{10})P$$

Donde: **P₉₀**, precipitación anual con probabilidad de ocurrencia del 90 %; **P₁₀**, precipitación anual con probabilidad de ocurrencia del 10 %; **P**, precipitación anual media.

Un resumen de las distintas medidas que caracterizan la serie de precipitación anual del Observatorio Mendoza se muestra en el **CUADRO IV-4**; la **FIG. IV-3** muestra el histograma y polígono de frecuencias, y en la **FIG. IV-4**, se observa la curva de frecuencias acumulada ascendente y descendente, para la estación mencionada.

CUADRO IV-3
Frecuencias experimentales para valores anuales
Estación: OBSERVATORIO MENDOZA (SMN) - Serie: 1900-79

ORD.	P [mm]	Frecuencia Experimental			ORD.	P [mm]	Frecuencia Experimental		
		SIMPLE	HAZEN	WEIBALL			SIMPLE	HAZEN	WEIBALL
		[adimensional]					[adimensional]		
1	391.5	0.0125	2.0063	0.0123	41	202.5	0.5125	0.5063	0.5062
2	368.5	0.0250	0.0188	0.0247	42	201.0	0.5250	0.5188	0.5185
3	357.5	0.0375	0.0313	0.0370	43	200.5	0.5375	0.5313	0.5309
4	346.0	0.0500	0.0437	0.0494	44	194.7	0.5500	0.5437	0.5432
5	339.3	0.0625	0.0562	0.0617	45	193.4	0.5625	0.5562	0.5556
6	336.2	0.0750	0.0688	0.0741	46	189.1	0.5750	0.5688	0.5679
7	314.5	0.0875	0.0812	0.0864	47	183.7	0.5875	0.5813	0.5802
8	311.4	0.1000	0.0938	0.0988	48	183.2	0.6000	0.5938	0.5926
9	299.0	0.1125	0.1063	0.1111	49	182.2	0.6125	0.6062	0.6049
10	288.9	0.125	0.1187	0.1235	50	181.3	0.6250	0.6187	0.6173
11	287.7	0.1375	0.1312	0.1358	51	181.1	0.6375	0.6313	0.6296
12	283.9	0.1500	0.1437	0.1481	52	178.3	0.6500	0.6438	0.6420
13	281.7	0.1625	0.1563	0.1605	53	177.3	0.6625	0.6563	0.6543
14	278.9	0.1750	0.1688	0.1728	54	177.2	0.6750	0.6687	0.6667
15	274.4	0.1875	0.1813	0.1852	55	171.4	0.6875	0.6812	0.6790
16	270.4	0.2000	0.1937	0.1975	56	171.3	0.7000	0.6938	0.6914
17	269.5	0.2125	0.2062	0.2099	57	163.2	0.7125	0.7063	0.7037
18	269.4	0.2250	0.2188	0.2222	58	161.2	0.7250	0.7188	0.7160
19	267.8	0.2375	0.2313	0.2346	59	159.7	0.7375	0.7312	0.7284
20	252.8	0.2500	0.2438	0.2469	60	156.3	0.7500	0.7437	0.7407
21	250.8	0.2625	0.2562	0.2593	61	155.7	0.7625	0.7563	0.7531
22	249.9	0.2750	0.2688	0.2716	62	149.5	0.7750	0.7688	0.7654
23	248.8	0.2875	0.2813	0.2840	63	145.1	0.7875	0.7813	0.7778
24	244.1	0.3000	0.2937	0.2963	64	139.1	0.8000	0.7937	0.7901
25	241.3	0.3125	0.3063	0.3086	65	137.8	0.8125	0.8062	0.8025
26	239.8	0.3250	0.3187	0.3210	66	136.3	0.8250	0.8188	0.8148
27	235.2	0.3375	0.3313	0.3333	67	135.0	0.8375	0.8313	0.8272
28	233.5	0.3500	0.3438	0.3457	68	126.9	0.8500	0.8438	0.8395
29	231.5	0.3625	0.3562	0.3580	69	124.9	0.8625	0.8562	0.8519
30	229.6	0.3750	0.3688	0.3704	70	116.2	0.8750	0.8687	0.8642
31	227.3	0.3875	0.3812	0.3827	71	114.2	0.8875	0.8813	0.8765
32	226.6	0.4000	0.3938	0.3951	72	113.6	0.9000	0.8938	0.8889
33	225.8	0.4125	0.4063	0.4074	73	104.6	0.9125	0.9063	0.9012
34	223.6	0.4250	0.4187	0.4198	74	101.1	0.9250	0.9187	0.9136
35	220.2	0.4375	0.4313	0.4321	75	97.7	0.9375	0.9312	0.9259
36	217.0	0.4500	0.4437	0.4444	76	91.6	0.9500	0.9438	0.9383
37	208.0	0.4625	0.4563	0.4568	77	74.0	0.9625	0.9563	0.9506
38	206.3	0.4750	0.4688	0.4691	78	67.3	0.9750	0.9688	0.9630
39	206.0	0.4875	0.4812	0.4815	79	47.1	0.9875	0.9812	0.9753
40	204.2	0.5000	0.4938	0.4938	80	43.3	1.0000	0.9937	0.9877

$$p[\mathbf{P} > 125.9] = 0.85$$

$$p[\mathbf{P} > 177.8] = 0.65$$

$$p[\mathbf{P} > 232.5] = 0.35$$

$$p[\mathbf{P} > 282.8] = 0.15$$

$$p[\mathbf{P} < 125.9] = 1.0 - p[\mathbf{P} > 125.9] = 0.15$$

$$p[\mathbf{P} < 177.8] = 1.0 - p[\mathbf{P} > 177.8] = 0.35$$

$$p[\mathbf{P} < 232.5] = 1.0 - p[\mathbf{P} > 232.5] = 0.65$$

$$p[\mathbf{P} < 282.8] = 1.0 - p[\mathbf{P} > 282.8] = 0.85$$

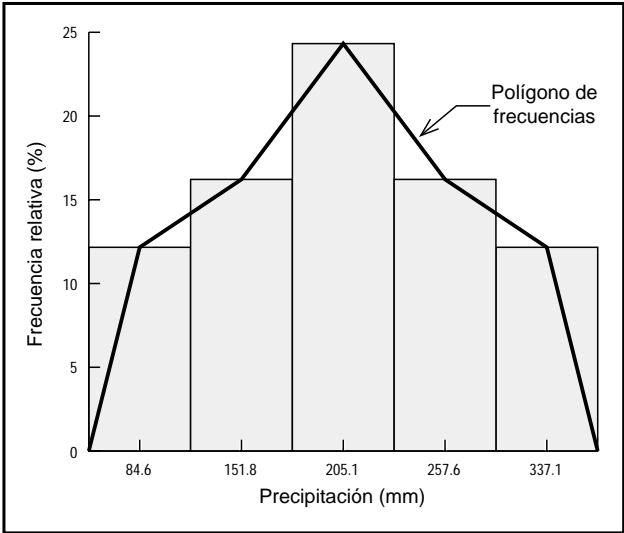


FIG. IV-3: Histograma y polígono de frecuencias, para las precipitaciones anuales del periodo 1900-1979 de la estación Observatorio Mendoza (SMN).

Por otra parte, la distribución de frecuencias de observaciones anuales puede ser bien representada por una ley teórica. La *ley de Gauss* se adapta bien a series largas, y es caracterizada por dos parámetros: la *media* (\bar{x}) y *desviación estandar* (σ). Es sabido, que si las observaciones estuviesen distribuidas exactamente según Gauss, con parámetros media y desviación igual a 206.1 mm y 75.4 mm, respectivamente para la serie del Observatorio

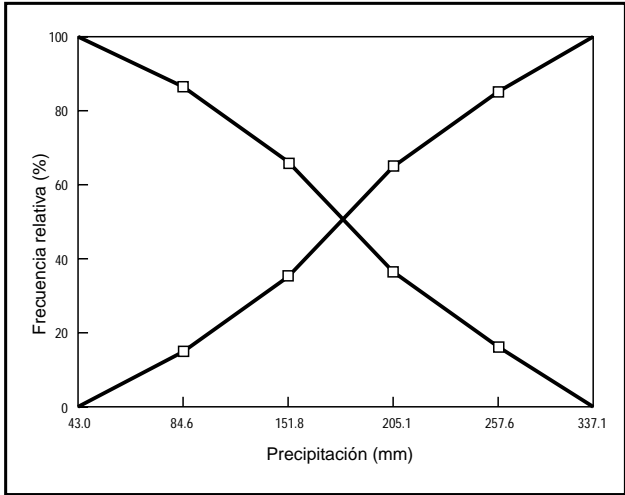


FIG. IV-4: Curva de frecuencias acumuladas ascendente y descendente, para las precipitaciones anuales del periodo 1900-1979 de la estación Observatorio Mendoza (SMN).

Mendoza, se debería tener:

- a) **50 %** de observaciones comprendidas entre $\bar{x} - 0.67 \sigma$ y $\bar{x} + 0.67 \sigma$; o sea, el 50 % de las observaciones entre 155.8 y 256.4 mm.
- b) **68 %** de observaciones comprendidas entre $\bar{x} - \sigma$ y $\bar{x} + \sigma$; o sea, el 68 % de las lluvias anuales entre 130.7 y 281.5 mm.
- c) **95 %** de observaciones comprendidas entre

CUADRO IV-4
Distribución de frecuencias acumuladas, absolutas y relativas
Estación: Observatorio Mendoza (SMN) - Serie: 1900-1979

intervalo de clase [mm]	punto medio [mm]	frec.	frecuencia acumulada			
			ascendente abs.	relativa [%]	descendente abs.	relativa [%]
43.3 - 125.9	84.6	12	12	15.0	80	100.0
125.9 - 177.8	151.8	16	28	35.0	68	85.0
177.8 - 232.5	205.1	24	52	65.0	52	65.0
232.5 - 282.8	257.6	16	68	85.0	28	35.0
282.8 - 391.5	337.1	12	80	100.0	12	15.0
Módulo pluviométrico			Precipitación anual máxima		391.5 mm	
anual medio			Precipitación anual mínima		43.3 mm	
Desviación estandar			Intervalo de variación		348.2 mm	
Desviación absoluta media			Cociente max/min		9.0	
Coeficiente de variación (CV)			Índice irregularidad interanual		1.7	

$\bar{x} - 2.0 \sigma$ y $\bar{x} + 2.0 \sigma$; o sea, el 95 % de los datos deberían estar comprendidos entre 55.3 y 356.9 mm.

- d) **99.7 %** de observaciones comprendidas entre $\bar{x} - 3.0 \sigma$ y $\bar{x} + 3.0 \sigma$; o sea, casi todas las lluvias que ocurriesen en la estación, estarían comprendida entre 0.0 y 432.4 mm.

De hecho, los intervalos citados representan respectivamente el 51.2, 67.5, 93.7 y 100.0 % de las observaciones hechas. La diferencia entre las frecuencias observadas, y teóricas dada por la ley de Gauss es pequeña; para muchos problemas de orden práctico, se podría sustituir con ventaja a la serie de observaciones experimentales.

Si se admite que la ley de frecuencias observadas en el curso de 80 años, se repite en el futuro, la ley teórica de Gauss ajustada a la serie, permite estimar la probabilidad de ocurrencia de una cantidad de lluvia anual comprendido entre tal o cual valor, o fuera del intervalo correspondiente. Por ejemplo, se puede decir que existe un 68.0 % para que la lluvia anual registrada en el Observatorio Mendoza, este comprendida entre 130.7 y 356.9 mm; más aún, existe el 32.0 % de probabilidad que la lluvia sea menor de 130.7 mm o mayor de 356.9 mm. Dado que la curva de Gauss es simétrica, resulta de ello que hay un 16.0 % de probabilidad que la precipitación descienda de 130.7 mm, y el mismo porcentaje que se encuentre por encima de 356.9 mm.

Análisis y presentación de las observaciones mensuales y diarias

En una serie de datos, a medida que el período de observación sea más corto (día, semana, mes, etc.), mayor será la dispersión de los datos en torno a la media y la curva de distribución más irregular. Para caracterizar la distribución de las lluvias en el curso del año en forma más correcta, se deben elaborar tablas y gráficas para el período de un mes, en la que se debe considerar la siguiente información:

- Precipitaciones mensuales medias.
- Precipitaciones máximas y mínimas de las medias mensuales.
- Intervalo de variación mensual (diferencia entre máxima y mínima).
- Desviación estandar.
- Coeficiente de variación.

- Curva de distribución de frecuencias experimental para cada mes, con los valores de precipitaciones mensuales de 10, 25, 50, 75 y 90 %, de probabilidad de ser alcanzadas o rebasadas. También se podrá intentar la adaptación de una ley teórica de distribución de frecuencias. Los valores de precipitación se representan en un gráfico conocido como *curva de precipitaciones clasificadas*.
- *Coeficientes pluviométricos (I_p)*; se define como el cociente entre las precipitaciones media mensual y la precipitación anual media; generalmente se expresa en porcentaje.
- *Índice de concentración* de la precipitación mensual (I_c), que es el cociente entre la mayor suma de tres meses consecutivos de precipitaciones mensuales medias y la suma del resto de los meses.

En el **CUADRO IV-5** se muestra el análisis de las precipitaciones mensuales para la estación CRICYT, dependiente del Programa Regional de Meteorología, del Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), que posee una serie de 1983-94; en la **FIG. IV-5** se puede observar la marcha de las precipitaciones mensuales medias, máximas, mínimas y clasificadas para la estación considerada.

El análisis de las precipitaciones diarias y de intervalos de tiempos más cortos presenta interés fundamental para el diseño de estructuras hidráulicas y se verá con mayor detalle en el estudio de aguaceros. Un aspecto importantes a tener en cuenta, es la determinación del número medio de días con lluvias en el curso del año (**CUADRO IV-6**), como así también, la clasificación de las precipitaciones diarias en determinados rangos y el número de ocurrencia en los mismos.

LEYES DE LA PLUVIOSIDAD MEDIA

No existen relaciones matemáticas entre la precipitación media en una estación y los factores geográficos (latitud, alejamiento del mar, etc.) y topográficos (altitud, pendiente, orientación, etc.), que condicionan el sitio de la estación (HERAS, 1976). Las medidas medias engloban demasiados parámetros diferentes (meteorológicos, geográficos, topográficos, biológicos, etc.), para traducirse en fórmulas simples. Sin embargo, es con frecuencia cómodo y aceptable, para paliar en cierta medida la escasez de observaciones, emplear algunas

CUADRO IV-5
Análisis de precipitaciones mensuales
Estación: CRICYT (IANIGLA) - Serie: 1983-94

año	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1983	78.2	9.2	7.0	2.0	13.6	18.6	14.8	21.2	38.0	10.4	36.8	93.6
1984	47.8	48.2	113.4	11.2	2.8	13.2	21.0	17.0	30.8	0.2	28.4	47.0
1985	53.4	16.2	13.0	1.2	0.8	0.04	5.0	5.0	7.8	1.8	53.4	62.8
1986	9.0	25.4	3.6	6.8	9.0	8.4	10.2	4.4	0.0	0.2	3.2	17.2
1987	33.2	9.4	80.2	19.2	17.2	0.4	29.2	7.2	1.2	15.8	30.4	21.8
1988	1.4	76.8	11.8	1.2	0.0	0.0	0.6	0.0	15.2	3.6	9.8	5.6
1989	48.6	11.6	8.0	0.4	17.2	4.6	0.0	4.0	1.4	27.8	12.4	2.8
1990	47.6	144.0	21.4	22.8	25.8	0.6	3.0	5.4	8.6	18.2	7.4	3.6
1991	67.2	49.4	5.4	0.4	8.8	2.2	28.0	4.8	22.0	10.0	26.6	23.6
1992	59.4	19.6	30.2	22.0	8.8	2.2	8.2	11.4	23.2	6.8	33.8	32.0
1993	42.2	43.4	65.2	17.2	17.4	17.8	6.2	6.6	4.4	19.0	11.2	0.2
1994	21.4	32.4	2.4	19.0	0.0	0.0	4.2	8.0	0.2	13.2	5.4	7.6
<hr/>												
MEDIA	42.5	40.5	30.1	10.3	10.1	5.7	14.2	7.9	12.7	10.6	21.6	26.5
σ_s	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4
CV	51.4	91.0	115.3	86.0	78.7	119.9	94.07	1.9	97.7	77.9	69.2	103.2
e_a	17.5	26.6	28.1	8.3	6.8	5.9	11.2	4.3	10.9	6.8	13.3	21.6
MAX.	78.2	144.0	113.4	22.8	25.8	18.6	45.0	21.2	38.0	27.8	53.4	93.6
MIN.	1.4	9.2	2.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	3.2	0.2
RANGO	76.8	134.8	111.0	22.4	25.8	18.6	45.0	21.2	38.0	27.6	50.2	93.4
I_c	18.3	17.4	13.0	4.4	4.3	2.4	6.1	3.4	5.5	4.6	9.3	11.4
p>90	6.7	9.3	3.2	0.4	0.0	0.0	0.4	2.8	0.1	0.2	4.7	2.0
p>75	27.3	13.9	6.2	1.2	1.8	0.2	3.6	4.6	1.3	2.7	8.6	4.6
p>50	47.7	28.9	12.4	9.0	8.9	2.2	9.2	6.0	8.2	10.2	19.5	19.5
p>25	56.4	8.8	4.6	19.1	17.2	10.8	24.5	9.7	22.6	17.0	32.1	39.5
p>10	70.5	97.0	90.2	22.2	19.9	18.0	34.0	18.3	33.0	21.7	41.8	72.1

Índice de concentración pluvial: 2.8

consideraciones de carácter empírico, resumen de las tendencias generales resultantes del análisis de numerosas series pluviométricas.

Por regla general, la precipitación es más fuerte en el Ecuador, y decrece al aumentar la latitud. Por otra parte, la principal fuente de precipitación, es el vapor de agua proveniente de la evaporación de las grandes masas de agua; por consiguiente, la lluvia tiende a ser más importante en las proximidades de las costa. Los sistemas nubosos se consumen a medida que avanzan hacia el interior de los continentes (por abandono progresivo de su humedad bajo forma de lluvia) y las precipitaciones decrecen. El análisis de numerosos datos pluviométricos muestra este decrecimiento en función de la distancia al mar, que se conoce como *ley del alejamiento*.

De manera general, las precipitaciones

aumentan con la altitud. Para estaciones sometidas a la influencia de vientos húmedos, la lluvia se incrementa con la altura con un gradiente anual del orden de 50.0 a 60.0 mm por cada 100.0 m de desnivel, pudiendo inclusive alcanzar en algunos casos los 100.0 mm. Es de destacar, que un macizo montañoso posee más influencia que un pico aislado. Este fenómeno es conocido como *ley de variación de la precipitación con la altura*. Además, la pendiente y orientación de las vertientes montañosas posee gran influencia, es superior en una vertiente expuesta a los vientos húmedos e inferior en la otra.

ANÁLISIS DE AGUACEROS EN UNA ESTACION

Se designa como *aguacero*, al conjunto de lluvias asociadas a una misma perturbación

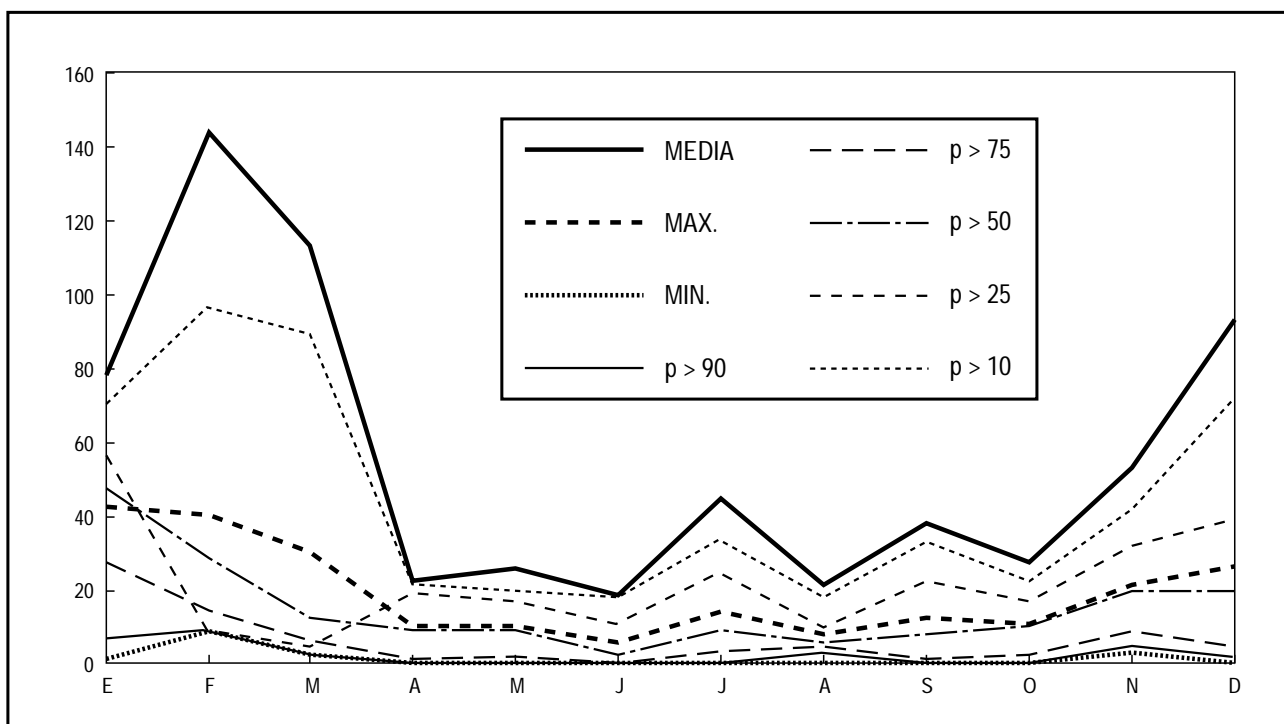


FIG. IV-5: Curva de precipitaciones mensuales medias, máximas, mínimas y clasificadas (10, 25, 50, 75 y 90 % de probabilidad de ser alcanzada), para la serie 1983-1994 de la estación CRICYT (IANIGLA).

meteorológica bien definida, cuya duración varía desde algunos minutos a decenas de horas, y puede ocurrir sobre una superficie de pocos kilómetros cuadrados a algunos miles. Desde un punto de vista práctico, es más claro denominar *episodio lluvioso* o *evento*, a un período de lluvia ininterrumpido, y que entre dos eventos exista un período mayor de 6 hs sin precipitaciones, aunque dentro de él se presente algún lapso de tiempo sin lluvia. Es decir, una misma perturbación meteorológica, puede producir más de un evento lluvioso.

El análisis de aguaceros, se realiza para la evaluación de su impacto en un sistema hídrico, con el objeto de determinar las variables más importantes del sistema para el uso, control y manejo del agua. El tamaño óptimo de una estructura hidráulica de control, es aquella que equilibra los criterios de costos y seguridad; es por ello, que no se busca una protección absoluta, sino una protección para un evento de probabilidad determinada. Es decir, el evento correspondiente a un *tiempo de recurrencia T* o *tiempo de retorno*, definido como el número de años en promedio, en la cual el evento tipo considerado, se producirá una vez. El tiempo *T*, se define como la inversa de la frecuencia (*F*) o probabilidad.

$$T = 1 / F$$

La intensidad de las precipitaciones varía en cada instante, en el curso de un aguacero. Estas variaciones se representan por dos gráficos, que se derivan del registro de un pluviógrafo: el *hietograma* y *curva de precipitaciones acumuladas* o *curva de masa*.

El *hietograma*, se representa por medio de un histograma de alturas de lluvia caída, en un intervalo de tiempo pequeño (5, 10, 20 o 30 minutos). Cuando más corto sea el evento, menor debe ser el intervalo de tiempo, para una representación correcta de las variaciones temporales de la lluvia. También, en lugar del monto de lluvia caída, se puede colocar la intensidad de la precipitación, que se asume como constante para el intervalo de tiempo seleccionado.

La *curva de alturas de lluvias acumulada* o *curva masa*, da en ordenadas para cada instante de tiempo *t*, la lluvia caída desde el comienzo del aguacero. La pendiente de la recta tangente en cada punto de la curva, es igual a la intensidad instantánea del aguacero en el momento considerado. A veces, es recomendable graduar el eje de ordenadas en porcentajes del

CUADRO IV-6
Cantidad de días con lluvia
Estación: CRICYT (IANIGLA) - Serie: 1983-94

año	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1983	11	4	4	3	3	7	3	3	6	4	3	6
1984	5	11	13	7	1	8	5	3	9	1	5	10
1985	9	9	4	2	1	0	7	4	5	3	9	5
1986	2	6	3	4	3	3	2	3	0	1	2	5
1987	4	3	11	4	7	1	7	5	2	4	7	4
1988	2	5	5	2	0	0	2	0	6	2	4	3
1989	10	5	3	1	4	4	0	1	1	3	2	3
1990	6	12	10	2	1	1	3	2	3	8	3	3
1991	7	9	5	1	4	4	5	3	3	2	9	6
1992	6	3	3	5	6	2	4	2	4	4	9	9
1993	8	10	5	5	3	5	2	1	3	5	3	1
1994	6	3	3	5	0	0	4	1	1	4	2	6
MEDIA	6	7	6	3	3	3	4	2	4	3	5	5

total de lluvia precipitada en el curso del evento. Se ha comprobado que la distribución relativa en el tiempo de la cantidad de lluvia, es similar para las estaciones afectadas por la misma perturbación meteorológica que genera el aguacero, independientemente de su cantidad. Es particularmente útil, porque permite una aproximación al hietograma en otra estación que disponga, únicamente de un pluviómetro.

Las lluvias que ocasionan el caudal máximo, en un punto de la red de drenaje, son aquellas cuya duración de precipitación es por lo menos igual al tiempo que necesitaría el agua para escurrir desde el punto más alejado de la cuenca hasta el punto considerado. Este tiempo se denomina *tiempo de concentración*, y puede variar de algunos minutos a horas, según la extensión y relieve de la cuenca. Por lo tanto, resulta imprescindible para el diseño de estructuras hidráulicas, realizar el análisis de la intensidad de lluvia para distintas duraciones **D**, denominada *intervalo de referencia*.

No solo se debe calcular la intensidad correspondiente a un intervalo **D**, igual al tiempo de concentración de la cuenca en cuestión, sino que además, se deben establecer distintos valores de intensidad de lluvia, que pueden ser alcanzados o sobrepasados para distintos tiempos de recurrencia **T**. En síntesis, lo que se busca es una relación funcional entre la

intensidad de lluvia correspondiente a intervalos de referencia y la probabilidad de ocurrencia asociada. Estas curvas, se denominan curvas de *intensidad-duración-frecuencia*, o simplemente curvas *i-d-f*.

Para la determinación de las curvas *i-d-f*, se deben identificar los aguaceros ocurridos en una estación y del conjunto de ellos, se seleccionan algunos eventos según algún criterio preestablecido. Por ejemplo, se toman en cuenta únicamente aquellas lluvias que superen cierto monto de precipitación y que generen escurrimiento. En cada evento, se determinan las intensidades máximas correspondientes a los intervalos de referencia adoptados. A modo de ejemplo, el **CUADRO IV-7** muestra el aguacero registrado el 28/12/85, en la estación Papagayos, perteneciente a la red telemétrica del INCYTH-CRA (**FIG. IV-6a**), de 45 mm de precipitación y 50 minutos de duración, cuya curva de precipitación acumulada y hietograma se observa en la **FIG. IV-6b**. En el **CUADRO IV-8**, se muestran las intensidades máximas para distintos intervalos de referencia.

En general, los valores de intensidad son más bajos cuanto más largo es el intervalo de referencia. Para cada uno de los intervalos de referencia considerados, se clasifican las intensidades máximas por orden de magnitud decreciente, utilizando todos los valores

CUADRO IV-7
Hietograma y lámina acumulada de la
tormenta del 28-12-85
Estación Papagayos (Mendoza)

hora	minutos	parcial	acumulada
	[mm]	[mm]	
15	20	0.0	0.0
15	25	1.0	1.0
15	30	7.0	8.0
15	35	13.0	21.0
15	40	11.0	32.0
15	45	8.0	40.0
15	50	4.0	44.0
15	55	1.0	45.0

CUADRO IV-8
Cálculo de las intensidades máximas para
distintos intervalos de referencia de la
tormenta del 28-12-85

máxima lluvia medida en un intervalo de:	comienzo y fin del intervalo de referencia	intensidad media máx [mm.h ⁻¹]
5 min - 14 mm	03h 45' - 03h 50'	168.0
10 min - 25 mm	03h 45' - 03h 55'	150.0
15 min - 27 mm	03h 40' - 03h 55'	108.0
20 min - 31 mm	03h 35' - 03h 55'	93.0
25 min - 34 mm	03h 30' - 03h 55'	81.6
30 min - 37 mm	03h 25' - 03h 55'	74.0
40 min - 42 mm	03h 20' - 04h 00'	63.0
50 min - 45 mm	03h 10' - 04h 00'	54.0

resultantes del análisis de los aguaceros seleccionados, sin detenerse a conservar la individualidad de cada uno de ellos. Se forma una serie estadística a la que es posible ajustar una distribución de frecuencias, y encontrar los valores de intensidad que pueden ser alcanzados o sobrepasados para distintos niveles de probabilidad. Se obtienen tantas series de valores de intensidades, como intervalos de referencia se consideren, y de cada serie se calculan distintos valores de intensidad de lluvia, en función de los tiempos de recurrencia seleccionados.

Para cada tiempo de retorno **T**, se dispone de un conjunto de valores de intensidad máxima

en función del intervalo de referencia, a la cual, es factible efectuar un ajuste de curvas del tipo:

$$i = \frac{a}{(b + t)}$$

$$i = a * (t - b)^{-n}$$

$$i = a + b * \ln t$$

Donde: **i**, intensidad máxima en mm.h⁻¹; **t**, duración del intervalo de referencia; **a**, **b** y **n**,

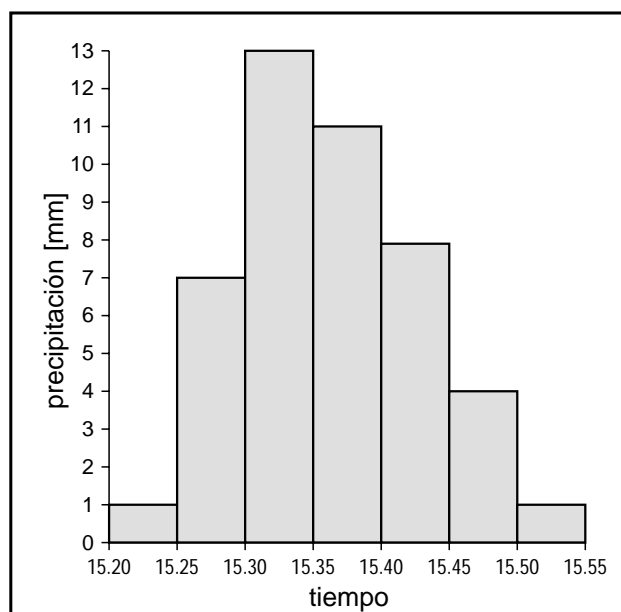


FIG. IV-6a: Hietograma del aguacero registrado el 28-12-85 en la estación Papagayos, perteneciente a la red telemétrica del INCYTH-CRA (Mendoza).

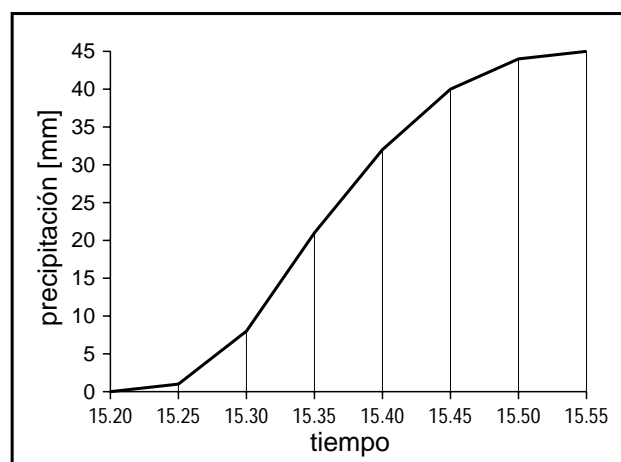


FIG. IV-6b: Curva de alturas de lluvia acumulada o curva masa para el aguacero registrado el 28-12-85 en la estación Papagayos, perteneciente a la red telemétrica del INCYTH-CRA (Mendoza).

parámetros que resultan del ajuste matemático de las curvas experimentales y dependen del tiempo de retorno escogido. En el **CUADRO IV-9**, se muestran las intensidades de lluvia para distintos tiempos de retorno, registradas en todas las estaciones de la red telemétrica. (FERNANDEZ et al, 1996); la **FIG. IV-7**, muestra las curvas **i-d-f**, empleando la fórmula lineal.

Valores extremos de pluviosidad

Los valores extremos de precipitación, registrados en diversos puntos del Planeta, para distintos intervalos de tiempo, se muestran en el **CUADRO IV-10**.

ANALISIS DE LOS AGUACEROS EN UNA CUENCA

Precipitación promedio sobre un área

En muchos tipos de problemas hidrológicos es necesario determinar la precipitación promedio sobre un área específica, para una tormenta específica o para un período

de tiempo dado. El método más simple para obtener la precipitación media, es realizar un promedio aritmético de las cantidades medidas en distintos puntos del área. El método, produce buenas estimaciones para áreas planas, siempre que los pluviómetros se encuentren distribuidos uniformemente y el valor captado por cada uno de ellos, no se aleje demasiado de la media. Estas limitaciones, se pueden prever si las influencias topográficas y la representatividad de las subáreas que conforman la cuenca, se consideran en la selección de los sitios de emplazamientos de los pluviómetros. El método se denomina *media aritmética*.

El *método de Thiessen*, tiene en cuenta la no uniformidad en la distribución de los pluviómetros, mediante la asignación de un factor de ponderación para cada uno de ellos. Las estaciones se colocan en un mapa, y se trazan líneas que las conecten entre sí. Las mediatrices o perpendiculares bisectrices de estas líneas, entre dos estaciones, forman polígonos alrededor de cada una de ellas. Los lados de cada polígono, constituyen los límites de una fracción del área total de la cuenca, que se asigna a cada estación, donde la precipitación es uniforme y equivalente a la registrada en el puesto pluviométrico (**FIG. IV-8**).

El área de cada polígono se determina empleando un planímetro, y se expresa como un porcentaje del área total. El promedio ponderado de lluvias para la cuenca, se calcula como la suma de los productos de la precipitación en cada estación y el porcentaje de área asignada. Los resultados, son por lo general más exactos que los obtenidos por el simple promedio aritmético. La mayor limitación del método de Thiessen, es su poca flexibilidad, puesto que se requiere un nuevo diagrama cada vez que un nuevo puesto se incorpore a la red; tampoco tiene en cuenta las influencias orográficas. En realidad, el procedimiento de Thiessen simplemente supone una variación lineal de la precipitación entre las estaciones, y asigna un segmento de área de cuenca a la estación más cercana.

El método más exacto para promediar la precipitación sobre un área, es el *método de las isohietas*. Se ubican las estaciones en un mapa adecuado; sobre éste, se dibujan las líneas de igual precipitación (*isohietas*) (**FIG. IV-8**). La precipitación promedio para la cuenca, se calcula como la sumatoria de los productos de la precipitación promedio de dos isohietas consecutivas y el área determinadas por ellas,

CUADRO IV-9

Intensidades en mm.h⁻¹ para distintos tiempos de retorno y duración para todas las estaciones de la red telemétrica del INCYTH al oeste del Gran Mendoza

durac. [min]	tiempo de retorno [años]					
	5	10	25	50	100	200
5	188.9	214.5	249.0	275.7	304.6	333.2
10	153.4	173.4	200.3	221.1	243.4	265.8
15	132.6	149.3	171.8	189.1	207.7	226.0
20	117.8	132.3	151.6	166.4	182.3	196.0
25	106.4	119.0	135.9	148.8	162.6	176.2
30	97.0	106.2	123.1	134.4	146.5	158.4
35	89.1	99.1	112.2	122.3	132.9	143.4
40	82.3	91.1	102.9	111.7	121.1	130.4
45	76.2	84.2	94.6	102.4	110.7	118.9
50	70.8	77.9	87.2	94.1	101.5	108.6
55	66.0	72.2	80.5	86.6	93.0	99.3
60	61.5	67.1	74.4	79.8	85.4	90.8
65	57.4	62.3	68.7	73.4	78.3	83.0
70	53.6	57.9	63.5	67.6	71.8	75.8
75	50.1	53.8	58.7	62.2	65.7	69.0
80	46.7	50.0	54.1	57.1	60.0	62.7
85	43.6	46.4	49.9	52.3	54.6	56.8
90	38.5	41.4	44.9	47.4	49.8	52.0

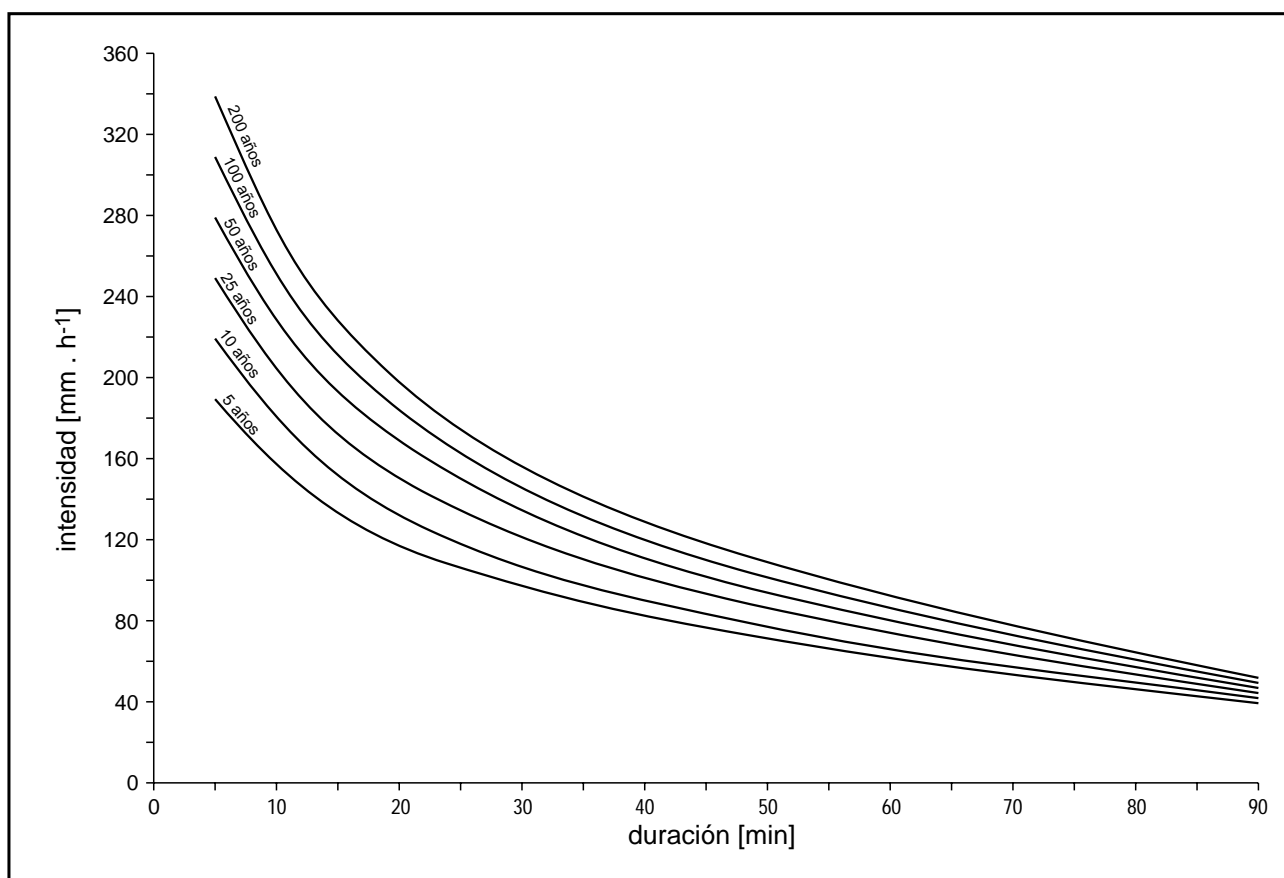


FIG. IV-7: Curvas intensidad-duración-frecuencia para todas las estaciones que integran la red telemétrica (INCYTH-CRA) del área pedemontana al oeste del Gran Mendoza.

expresada en por ciento del área total de la cuenca.

El método de las isohietas permite el uso y la interpretación de toda la información disponible. En la construcción de un mapa de isohietas, el analista puede utilizar todo su conocimiento sobre los posibles efectos orográficos y la morfología de la tormenta; en este caso el mapa final representa un patrón de lluvias mucho más real, que aquel que se puede obtener utilizando únicamente las cantidades medidas en cada estación. La exactitud del método, depende en gran parte de la habilidad del analista. Si se realiza una interpolación lineal entre estaciones, el resultado será similar al que se obtiene utilizando el método de Thiessen. Un análisis inadecuado, puede conducir a errores considerables.

Como orden de magnitud, y dependiendo de los valores de la precipitación, las isohietas anuales y la isohieta media se suelen dibujar de 100 en 100 mm; en zonas de altas precipitaciones, puede duplicarse este intervalo;

en zonas de precipitaciones bajas, deben dibujarse de 50 en 50 mm. Para las isohietas mensuales, se utilizan intervalos entre 5 y 25 mm, aunque en los meses de estiaje se utiliza normalmente un intervalo de la mitad e incluso menor. En el trazado de isohietas de un evento particular, el intervalo es condicionado por los datos, aunque por lo general, suele utilizarse el mismo intervalo anterior. En cualquier caso, el intervalo entre isohietas depende fundamentalmente de los valores de precipitación, irregularidad y de los valores extremos registrados en la cuenca en estudio (HERAS, 1976).

Normalmente, se utilizan planos de escalas 1:25.000, 1:50.000, 1:100.000, 1:200.000, 1:500.000 para superficies de cuenca: $S < 500 \text{ km}^2$, $500 < S < 1000 \text{ km}^2$, $1000 < S < 5000 \text{ km}^2$, $5000 < S < 10000 \text{ km}^2$, y $S > 10000 \text{ km}^2$, respectivamente. En los planos, se sitúan las estaciones, con indicación de su altura y valor pluviométrico. Se empieza por las precipitaciones mayores, encerrándolas por anillos que las comprendan, y dentro de cada una de las zonas

CUADRO IV-10
Valores extremos de observados en el planeta

duración	[mm]	sitio	fecha
1 min	31.2	Unionville (EE.UU.)	4-JUL-1956
8 min	126.0	Füssen (Alemania)	25-MAY-1920
20 min	205.7	Curtea-de-Arges (Rumania)	7-JUL-1889
42 min	304.8	Holt (EE.UU.)	22-JUN-1947
130 min	482.6	Rockport (EE.UU.)	18-JUL-1889
270 min	782.3	Smethport (EE.UU.)	18-JUL-1942
12 hs	1340.1	Belouve (islas Reunión)	28-FEB-1964
24 hs	1869.9	Cilaos (islas Reunión)	15-MAR-1952
2 días	2499.9	Cilaos (islas Reunión)	15/17-MAR-1952
4 días	3503.9	Cilaos (islas Reunión)	14/18-MAR-1952
8 días	4129.8	Cilaos (islas Reunión)	19/19-MAR-1952
31 días	9300.0	Cherrapunji (India)	JUL-1861
2 meses	12766.8	Cherrapunji (India)	JUN/JUL-1861
4 meses	18737.6	Cherrapunji (India)	ABR/JUL-1861
6 meses	22454.4	Cherrapunji (India)	ABR/SET-1861
1 año	26461.2	Cherrapunji (India)	AGO/1860-JUL/1861
2 años	40768.3	Cherrapunji (India)	1860-1861
Media anual de días con lluvia:		322 días, Buitenzorg (Java)	
Mayor precipitación anual media:		11988.8 mm, Kauai (Hawaii)	
Mayor precipitación anual media (Sudamérica):		8686.8 mm, Buena Vista (Colombia)	
Media anual de días sin lluvia:		325, Bahía Félix (Chile)	
Menor precipitación anual media:		0.6 mm, Arica (Chile)	
Mayor número de años sin lluvia:		19 años, Wadi Halfa (Sudan)	

FUENTE: *The Water Encyclopedia*. TODD, D.K., 1970.

se dibujan los anillos inferiores. Normalmente, se divide la zona en dos partes; una, con valores inferiores a la media estimada y otra, con valores superiores. En cada zona, se trazan las isohietas, a semejanza de curvas de nivel, pero teniendo en cuenta, el relieve y la orientación de las vertientes; este aspecto, es más importante que el ajuste proporcional de las líneas de igual precipitación.

El trazado de isohietas, no debe convertirse en un trazado analítico, condicionado únicamente por los datos, como si fueran curvas de nivel. Debe tenerse en cuenta, que los datos llevan implícito un cierto error, por ello no debe forzarse nunca a la isohieta para respetar un valor, siempre que la diferencia sea pequeña. Por otra parte, no deben considerarse datos aislados que no encajen en la tónica general del episodio lluvioso. Es conveniente emplear un plano con curvas de nivel, y considerar antes del trazado de las isohietas, la dirección de los vientos en laderas y valles.

Curvas lamina-superficie-duración

Cuando se trata tormentas convectivas, donde el decaimiento espacial de los valores de lluvia es muy grande, se requiere un análisis específico. Para ello, se determinan las *curvas lámina de precipitación - superficie - duración*; dichas curvas, proveen la altura de precipitación en función de la superficie de la cuenca para intervalos de referencia determinados. Diferentes problemas hidrológicos requieren un análisis de la distribución temporal y espacial de la precipitación en una tormenta. Básicamente, el análisis de lámina-superficie-duración, se realiza para determinar las cantidades máximas de lluvias de una determina duración, que precipitan sobre áreas de diferentes tamaños.

La determinación de las curvas de *lámina-superficie-duración*, se puede realizar con precipitaciones registradas en cualquier período de tiempo. Es de destacar, que este tipo de análisis es tedioso y casi imposible de realizar o

muy aproximado, si se hace con redes poco densas, que sean incapaces de registrar valores de precipitación en el área de influencia de la tormenta, especialmente, si se trata de eventos de carácter convectivo cuya área de influencia es pequeña. Se requiere una alta densidad de estaciones y por ello, se han realizado en muy

pocas partes del mundo. El **CUADRO IV-11**, muestra algunas fórmulas para el cálculo de la precipitación en función del área, a partir de un punto de precipitación máxima con isohietas de forma circular (GRAY, 1981).

El INCYTH-CRA (FERNANDEZ, 1995), ha

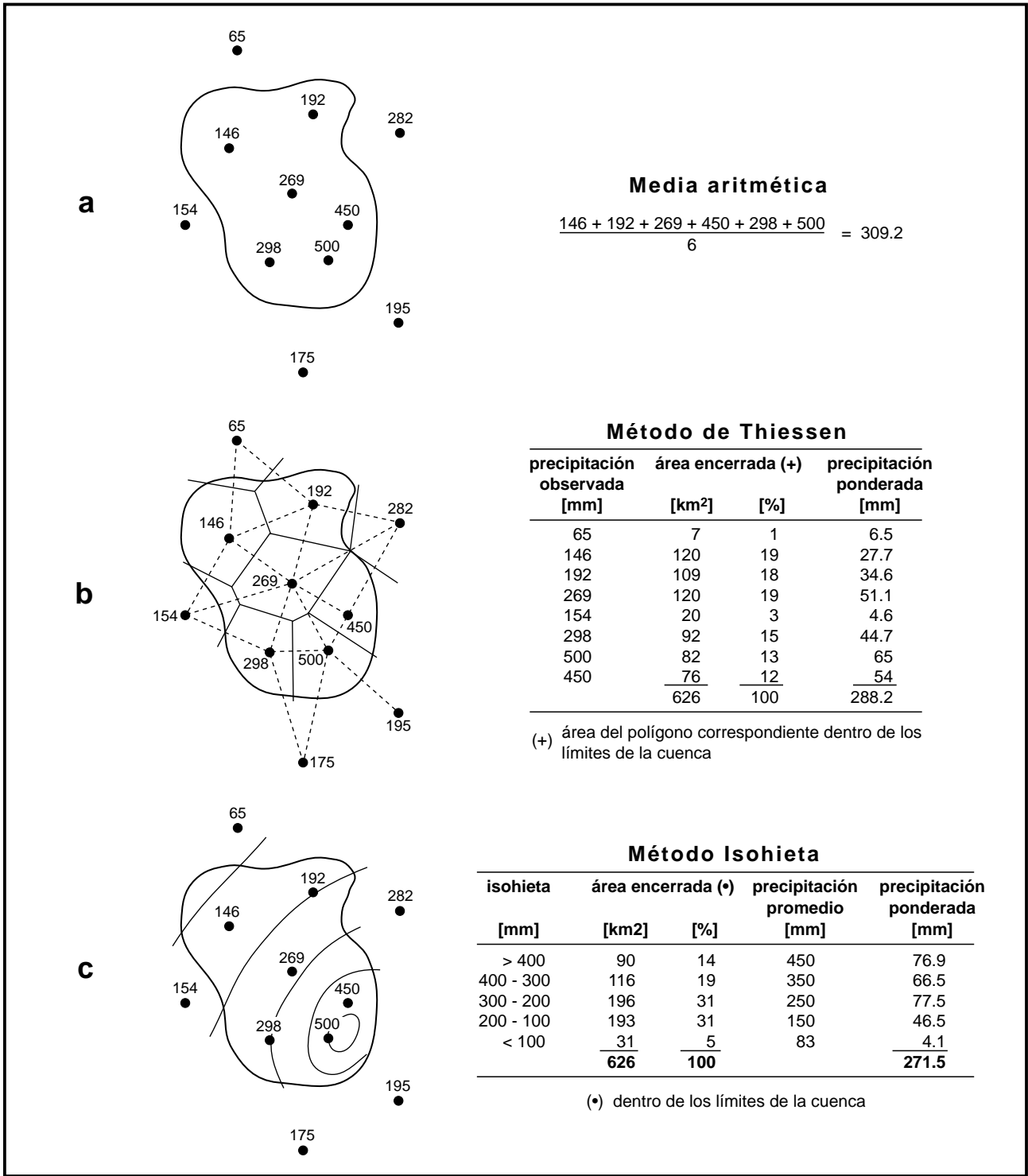


FIG. IV-8: Promedio espacial de la precipitación por distintos métodos: (a) media aritmética; (b) método de Thiessen; (c) método de las isohietas.

CUADRO IV-11
Fórmulas para el cálculo de la lluvia promedio sobre un área, con un punto de máxima precipitación en el centro P_m dentro de la isohieta circular de radio x

media	Area [in]	Autor [mi²]
$P = P_m (1 - 0.14 A^{1/4})$	1.6	Fruhling
$P = P_m - 0.14 A^{3/5}$	18.5	Woolhiser-Schwalen
$P = P_m - b A^{1/2}$	5-280	Huff-Stout
$P = P_m + a_1 A^{1/2} + a_2 A + \dots$	< 300	Chow
$P = P_m \text{ EXP}(-0.01 A^{1/2})$	20 - 20000	Horton

realizado este análisis para numerosas tormentas registradas en la red telemétrica, instalada en el piedemonte mendocino. Para cada evento se

trazan las isohietas correspondientes, como el que se muestra en la **FIG. IV-9**, correspondiente a la tormenta registrada el 17/01/85. Se puede observar, el decaimiento espacial de las lluvias a partir de un núcleo de mayor precipitación. Dada la complejidad del método, aún no se dispone de un análisis completo para todas las tormentas. La **FIG. IV-10**, muestra el porcentaje de lluvia máxima en función del área sobre la cual ocurrió el evento lluvioso. En función de la muestra disponible, no se han encontrado diferencias significativas para las duraciones de 30, 60 y 90 minutos.

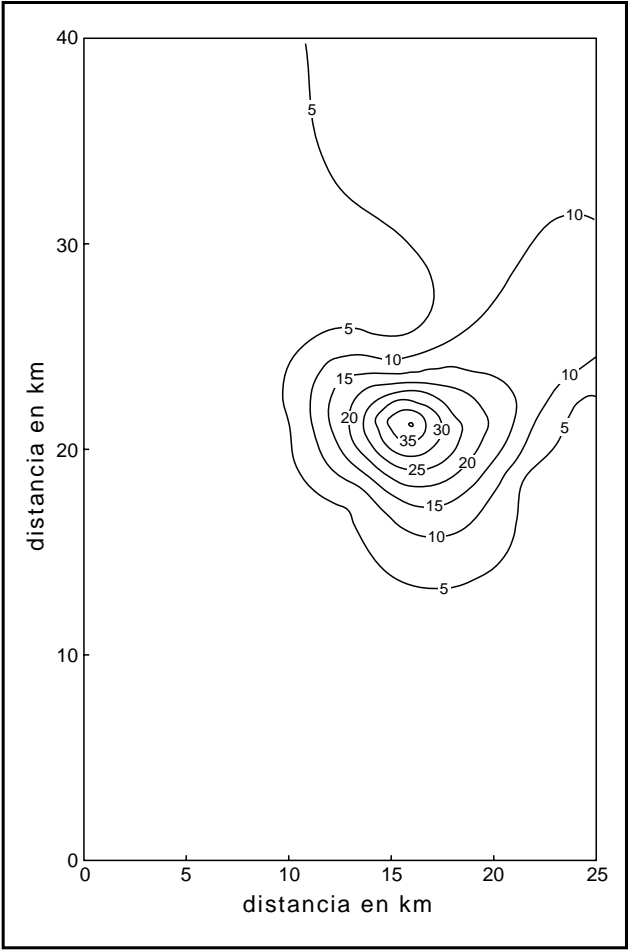


FIG. IV-9: Distribución espacial de la lluvia (isohietas) para la tormenta del 17-01-85 registrada por la red telemétrica perteneciente al INCYTH-CRA, en el área pedemontana al oeste del Gran Mendoza.

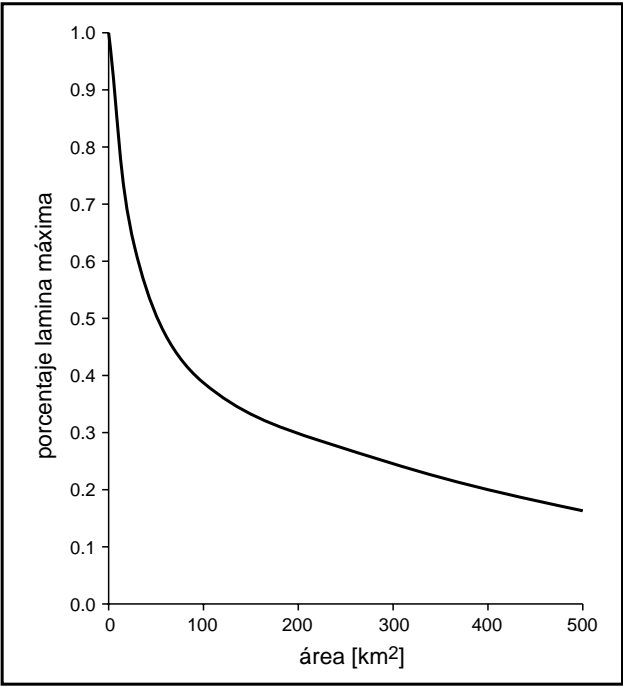


FIG. IV-10: Curva lámina-área para la tormenta del 17-01-95 registrada por la red telemétrica perteneciente al INCYTH-CRA, en el área pedemontana al oeste del Gran Mendoza.

CAPITULO V

EVAPOTRANSPIRACION Y DEFICIT DE CIRCULACION

GENERALIDADES

La *evaporación* es una de las fases del ciclo hidrológico, constituida por un conjunto de fenómenos de naturaleza física, que transforman en vapor, el agua del suelo, ríos, lagos, mares, océanos, hielo, nieve y el agua almacenada sobre la vegetación proveniente del rocío e intercepción (SOUZA PINTO et al, 1976). La transformación del agua en estado líquido o sólido al estado gaseoso, se realiza a una temperatura inferior a la del punto de ebullición, y continuamente se presenta un intercambio de moléculas de agua hacia y desde la atmósfera. Desde un punto de vista práctico, el concepto de evaporación, está restringido a la emisión de vapor hacia la atmósfera.

Las plantas, toman el agua del suelo a través de sus raíces, para sus actividades vitales; una fracción de ella es liberada a la atmósfera en forma de vapor, por la acción fisiológica de *transpiración*. En muchos casos no interesa distinguir qué parte corresponde a la evaporación física propiamente dicha, y qué parte es del ciclo biológico de los seres vivos; generalmente, aparecen sumados los dos términos, y los dos efectos se engloban en una variable única, que se denomina *evapotranspiración*.

EVAPORACION

El proceso de evaporación es muy importante, puesto que este fenómeno físico se efectúa a expensas de todos los estados físicos y formas en que se encuentra el agua en la Tierra. En todos los casos, la evaporación es función de

dos grupos de factores, bien distintos, que inciden en el proceso. Ellos son: **a)** parámetros que caracterizan el estado de la atmósfera en las cercanías de la superficie evaporante y condicionan su aptitud para provocar la evaporación; se denomina *poder evaporante de la atmósfera*; **b)** naturaleza de la *superficie evaporante*, que puede ser una superficie de agua libre, nieve, hielo, suelo desnudo.

El poder evaporante de la atmósfera es determinado por una serie de variables meteorológicas, de difícil evaluación de su efecto relativo, como: radiación solar, déficit higrométrico, temperatura del aire, insolación, velocidad y turbulencia del viento, y presión barométrica. A los factores mencionados se le deben sumar los factores que caracterizan la superficie evaporante como: salinidad del agua, temperatura de la superficie, altitud y obviamente, disponibilidad de agua.

La radiación solar es la principal fuente de suministro de calor; además, existen otras formas de suministro, como el calor ganado o perdido por las paredes del depósito de agua, despreciables en grandes volúmenes, pero significativas en el caso de una pequeña laguna o en el *evaporímetro*, instrumento de medición de la evaporación.

Principalmente, la tasa de evaporación es proporcional a la diferencia entre la tensión de saturación de vapor a la temperatura del agua y la tensión de vapor real en la atmósfera, llamado *déficit higrométrico*. La ley de Dalton (cit. REMENIERAS, 1974), establece que:

$$E = \alpha (F_e - F_a)$$

Donde: **E**, evaporación, en un período determinado; **F_e**, tensión de saturación de vapor de agua a la temperatura superficial del agua; **F_a**, tensión de vapor efectiva o actual a la temperatura media del aire; (**F_e** - **F_a**), déficit higrométrico; **α**, coeficiente empírico que caracteriza a la estación; las variaciones importantes de un sitio a otro del coeficiente **α**, limitan el uso de la fórmula.

En la práctica, el déficit higrométrico o humedad relativa del aire, es medido indirectamente por medio del psicrómetro. Este aparato, se compone de dos termómetros; uno llamado termómetro seco, no es otra cosa que un termómetro ordinario, e indica la temperatura del aire ambiente; el otro, llamado termómetro húmedo, tiene su bulbo envuelto en una muselina mantenida constantemente humedecida de agua. Merced a la disminución de la temperatura debida a la evaporación del agua que impregna la muselina, el termómetro húmedo indica una temperatura, siempre inferior a la del termómetro seco, salvo cuando el aire está saturado, en cuyo caso son iguales. A partir de la diferencia térmica psicrométrica, mediante el uso de tablas se puede encontrar el valor de la tensión de vapor actual **F_a**. La tensión **F_e**, se encuentra tabulada en función de la temperatura.

La variación de la temperatura del agua y del aire, influyen en la evaporación, al variar el almacenamiento de calor en la superficie evaporante. Este factor influye sobre grandes masas de agua, haciendo que la variación en la evaporación de lagos profundos, sea más suave, que en un lago de poca profundidad o evaporímetro.

El efecto del viento, es el remover las masas de aire húmedo en contacto con la superficie evaporante, facilitando la llegada de aire más seco, y consecuentemente con mayor déficit higrométrico. Este efecto, se logra con una brisa suave, y por sobre una velocidad del viento de 35 a 45 km.h⁻¹ la evaporación no aumenta (OMM-PHCA, 1977).

Otros factores que influyen sobre la evaporación, son las características topográficas de los alrededores de las masas de agua; este efecto es importante, ya que el tipo de vegetación, sombras y protección del viento, influyen apreciablemente en los factores meteorológicos, que a su vez afectan la evaporación. La evaporación desde aguas en movimiento, es 7 a 8 % mayor que aguas tranquilas; a mayor oleaje,

mayor evaporación. También, la evaporación disminuye aproximadamente 1 %, por cada 1 % de aumento en el contenido de salino, impurezas y vegetación (OMM-PHCA, 1977).

Se entiende por *evaporación potencial*, a la cantidad de vapor de agua que puede ser emitida por una superficie de agua pura en las condiciones atmosféricas existente, y *evaporación real*, a la que efectivamente se ha producido. En general, la evaporación desde lagos profundos coincide con la evaporación potencial; en cambio, la evaporación desde el suelo es menor que ella, y puede ser teóricamente igual, si el suelo se mantiene continuamente saturado.

Evaporación desde la superficie del agua

La medida directa de la evaporación de superficies grandes de agua no es posible en la actualidad, como es la medida de un caudal. Para la determinación de la evaporación de lagos o embalses, los métodos disponibles son: **a)** utilización de evaporímetros; **b)** balance de agua; **c)** balance de energía; **d)** métodos aerodinámicos. Basándose en resultados de los métodos anteriores, se han desarrollado numerosas fórmulas empíricas, como más adelante se verán algunas, que permiten determinar, con mayor o menor éxito, estimación de la evaporación.

La evaporación procedente de lagos y embalses se estima a partir de datos del evaporímetro, por:

$$E_L = K E_p$$

Donde: **E_L**, evaporación en un lago o embalse, en mm en un período determinado; **E_p**, evaporación medida en el evaporímetro, expresada en mm para el mismo período considerado; **K**, constante empírica del evaporímetro.

Existe gran variación de la constante **K**, debido a factores climáticos, estacionales, instrumentales y de observación; pero, el método puede proporcionar una primera aproximación, muy útil de la evaporación de un cuerpo de agua. La determinación experimental del valor de **K**, requiere de un estudio complejo, que escapa al alcance de este texto. El valor anual medio de la constante **K**, para el tanque tipo A, empleado por el SMN, similar al que se utiliza, en casi todas las redes del mundo occidental es de 0.68 (SMN, 1970).

La evaporación de un espejo de agua, se

puede determinar por medio de un balance hídrico, empleando la siguiente expresión (SOKOLOV y CHAPMAN, 1981):

$$E_L = P_L - \Delta S_L + \Delta Q_s + \Delta Q_u$$

Donde: E_L , es la evaporación en el cuerpo de agua; P_L , precipitación sobre la superficie de agua; ΔS_L , variación en el agua almacenada; ΔQ_s , es la diferencia entre el caudal de entrada y salida; ΔQ_u , diferencias entre entradas y salidas de agua subterránea.

La aplicación del método de balance hídrico es limitada, ya que en muchos casos, el flujo de agua subterránea en el lago no se puede determinar; sin embargo, consideraciones geológicas y de otra índole, parecen indicar que este término es despreciable, comparado con los otros componentes del balance. También, la variación en el agua almacenada es despreciable, porque en general, en los lagos de embalse el nivel de agua tiende a una constante. El valor de E_L , dividido por el número de años de registro del balance, proporciona la evaporación media anual.

El método de balance de energía, se basa en la ecuación de continuidad de la energía calórica. El método es aplicable no solo a lagos y embalses, sino al océano y suelo. Es un método de gran complejidad, que requiere una determinación cuidadosa de cada componente; es más adecuada para estudios de investigación científica que para uso general. El método aerodinámico, emplea la medición de flujos turbulentos verticales del viento y vapor de agua en la atmósfera. Los procedimientos mencionados, escapan al alcance del texto.

En ausencia de medidas directas de evaporación, se pueden utilizar fórmulas empíricas, que permiten calcular las medias anuales o mensuales a partir de datos meteorológicos corrientemente disponibles. De ellas, se obtienen resultados suficientemente precisos para estudios climatológicos e hidrológicos generales. Existen numerosos modelos empíricos, entre los que se destacan los siguientes.

La fórmula de *J. Lugeon* (1928, cit. CASTAGNY, 1974), se expresa:

$$E = 0.398n(F_e - F_a) \frac{(273 + T)}{273} \cdot \frac{760}{(B - F_e)}$$

Donde: E , lamina de agua evaporada, en mm.mes⁻¹,

para un mes de n ; F_e , tensión de saturación del vapor de agua, en mm Hg, correspondiente a la temperatura máxima media mensual T , dada por las tablas higrométricas; F_a , tensión real mensual de vapor, en mm Hg, se obtiene multiplicando F_e por el grado higrométrico medio observado (cociente entre la tensión real y saturación del vapor, equivalente a la humedad relativa); B , presión barométrica mensual, en mm hg; T , temperatura media mensual de los máximos diarios, en °C. En el **CUADRO V-1**, se muestra un ejemplo de cálculo para el año 1990, con datos registrados en la estación CRICYT del IANIGLA, y los valores de evaporación registradas en un evaporímetro tipo A.

En 1915, *Meyer* (cit. OMM-PHCA, 1977) dedujo una fórmula, a menudo empleada por los técnicos anglosajones, que permite calcular la evaporación mensual media, en función del déficit higrométrico medio y de la velocidad media del viento. Se expresa así:

$$E_m = C(F_e - F_a) \left(1 + \frac{V}{10}\right)$$

Donde: E_m , evaporación mensual media, en pulgadas; F_e , tensión de saturación del vapor a la temperatura mensual media del aire, en in Hg; F_a , el valor mensual medio de la tensión efectiva del vapor de agua en el aire, en in Hg; V , velocidad mensual media del viento, en mi.h⁻¹, medida a 25 pies sobre la superficie del agua; C , coeficiente empírico igual a 15 para los tanques de evaporación o charcas poco profundas, e igual a 11 para los depósitos y lagos profundos; en este último caso, se debe remplazar en la fórmula F_e por F_n , tensión de saturación del vapor a la temperatura mensual media del agua. En el **CUADRO V-2**, se muestra un ejemplo de cálculo, para la serie 1961-70 registrada en la estación Observatorio Mendoza, dependiente del SMN, y la evaporación registrada en tanque tipo A, promedio de 26 años (QUINTELA, 1977).

La fórmula de *W. Leather* (cit. CASTAGNY, 1971):

$$E = 2 (\ln T - 1.74) + 0.33 (\ln D - 1) + 0.36 (\ln V - 0.125)$$

Donde: E , evaporación de la superficie de agua libre, en mm.día⁻¹; D , coeficiente de aridez; V , velocidad media del viento en un período de 24 hs, en mi.h⁻¹; T , temperatura media diaria, en °F.

Otra fórmula es de los *Servicios Hidrológicos de la URSS* (cit. SOUZA PINTO et al,

CUADRO V-1
Cálculo de la evaporación de una superficie de agua libre
Aplicación fórmula de J. Lugeon
Año: 1990 - Estación: CRICYT

MES	n [días]	T [°C]	F _e [mm Hg]	HR [%]	F _a [mm Hg]	B [mm Hg]	E _{cal.} [mm.mes ⁻¹]	E _{obs.} [mm.mes ⁻¹]
ENE	31	31.1	33.9	51	17.3	686.8	265.6	308.1
FEB	28	26.8	20.4	65	17.2	687.4	129.4	223.4
MAR	31	23.7	22.0	67	14.7	688.9	111.5	134.5
ABR	30	20.3	17.8	62	11.0	689.4	98.7	115.5
MAY	31	16.8	14.3	61	8.7	689.8	82.5	71.4
JUN	30	14.9	12.7	65	8.2	689.8	63.6	56.7
JUL	31	13.4	11.5	64	7.4	690.4	59.4	54.2
AGO	31	19.1	16.6	53	8.8	689.8	116.2	117.2
SET	30	18.2	15.7	54	8.5	689.8	103.4	174.3
OCT	31	24.6	23.2	54	12.5	688.8	164.3	160.6
NOV	30	29.4	30.8	49	15.1	687.6	240.3	224.7
DIC	31	30.4	32.5	52	16.9	686.8	248.5	236.5

1976), deducida de observaciones efectuadas en tanques de evaporación de una superficie comprendida entre 20 y 100 m²; su expresión es:

$$E = 0.15 n (F_e - F_a) (1 + 0.072 V_2)$$

Donde: **E**, evaporación mensual, en mm; **n**, número de días del mes considerado; **F_e**, presión de saturación del vapor de agua correspondiente

a la temperatura media del agua en la superficie evaporante, en mb; **F_a**, valor medio de la tensión efectiva del vapor de agua en el aire a dos metros sobre la superficie del agua, en mb; **V₂**, la velocidad del viento a 2 m sobre la superficie del agua, en m.s⁻¹.

El **CUADRO V-3**, muestra la aplicación de la fórmula, asumiendo que la tensión de saturación a la temperatura del agua (**F_e**), es simi-

CUADRO V-2
Cálculo de la evaporación media de una superficie de agua libre
Aplicación de la fórmula de Meyer
Serie: 1961-70 - Estación: Observatorio Mendoza

MES	V [mi.h ⁻¹]	T [°C]	F _e [in Hg]	HR [%]	F _a [in Hg]	E _m [in]	E _m [mm]	E _{obs} [mm]
ENE	4.35	23.6	0.861	50	0.430	9.277	235.6	179.8
FEB	3.11	22.7	0.815	53	0.432	7.532	191.3	142.8
MAR	3.11	19.5	0.670	59	0.395	5.408	137.4	114.7
ABR	3.11	16.4	0.547	62	0.336	4.149	105.4	78
MAY	3.73	12.1	0.417	60	0.250	3.439	87.3	68.2
JUN	4.35	8.0	0.317	62	0.197	2.583	65.6	48.0
JUL	3.73	7.8	0.313	61	0.191	2.513	63.8	58.9
AGO	4.35	10.5	0.375	50	0.187	4.047	102.8	77.5
SET	4.35	13.0	0.443	47	0.208	5.058	128.5	99.0
OCT	4.35	16.8	0.563	49	0.276	6.178	156.9	130.2
NOV	4.35	20.3	0.703	48	0.337	7.878	200.1	156.0
DIC	4.35	22.5	0.805	51	0.411	8.481	215.4	182.9

lar a la tensión de saturación a la temperatura del aire; en la realidad, este parámetro presenta un menor valor, pero la temperatura del agua, no se registra en la estación en cuestión. Del mismo modo, la velocidad del viento a 2 m (V_2), se la consideró equivalente a la registrada en un anemómetro colocado a 5 m de altura. Una estación evaporimétrica debe registrar además, la temperatura del agua del tanque de evaporación, temperatura del aire, del termómetro de bulbo seco y húmedo en el abrigo meteorológico y la velocidad del viento en superficie y a 2 m de altura.

Existen numerosas fórmulas, desarrolladas por numerosos investigadores, a menudo más complicadas. Los ejemplos mencionados, bastan para mostrar su principio general y sus límites de empleo. Siempre se debe precisar el valor de los coeficientes que poseen, calculados a partir de observaciones locales.

Evaporación desde la superficie del suelo

En la evaporación de la humedad existente en un suelo desprovisto de vegetación, se distinguen tres fases bien diferenciadas. En un suelo saturado, sin aportación externa de agua (lluvia o riego), la tasa de evaporación es máxima y constante, debido a que el agua evaporada, es reemplazada por otra agua que asciende por capilaridad.

Con el transcurrir del tiempo, el contenido de humedad en las capas superiores tiende a disminuir, porque se reducen los aportes por capilaridad. La evaporación disminuye, y el suelo comienza a mostrar áreas desecadas de tamaño creciente. La evaporación en las zonas aún húmedas, continua con la misma intensidad, pero con una reducción notable en las zonas secas. El proceso de evaporación continua hasta que no exista acceso de humedad a la capa superficial de suelo y esta, se encuentre completamente seca. Posteriormente, la evaporación se produce en el interior del suelo, a partir del agua localizada en los niveles inferiores o directamente de la capa freática; el estrato superior seco, aumenta de espesor.

De lo expresado, se deduce que la evaporación en el suelo, es condicionado por la profundidad del nivel freático y la naturaleza del suelo. Las pérdidas de agua del suelo, son compensadas por el agua del acuífero freático, que asciende por capilaridad. Experiencias realizadas en California, indican que la evaporación prácticamente cesa, cuando el nivel freático se encuentra por debajo de 1.2 m (LOPES CADENA DE LLANO y BLANCO CRIADO, 1978).

Cuando se calcula la evaporación media a largo plazo en cuencas de ríos con grandes llanuras, los resultados más exactos se obtienen por el método del balance hídrico. Para regiones montañosas no hay métodos dignos de confianza,

CUADRO V-3
Cálculo de la evaporación de una superficie de agua libre
Aplicación fórmula de los servicios hidrológicos de la URSS
Año: 1990 - Estación: CRICYT

MES	n [días]	T [°C]	F_e [mb]	HR [%]	F_a [mb]	V_2 [m.s ⁻¹]	$E_{cal.}$ [mm.mes ⁻¹]	$E_{obs.}$ [mm.mes ⁻¹]
ENE	31	25.5	32.66	51	16.66	2.61	88.4	308.1
FEB	28	21.4	25.51	65	16.58	2.19	43.4	223.4
MAR	31	19.0	22.00	67	14.74	1.97	38.5	134.5
ABR	30	15.3	17.40	62	10.79	2.33	34.7	115.5
MAY	31	12.0	14.02	61	8.55	2.22	29.5	71.4
JUN	30	9.7	12.04	65	7.83	2.25	22.0	56.7
JUL	31	8.3	10.95	64	7.01	2.33	21.4	54.2
AGO	31	13.4	15.39	53	8.16	2.64	40.0	117.2
SET	30	12.1	14.12	54	7.62	2.39	34.3	174.3
OCT	31	18.9	21.86	54	11.80	2.72	55.9	160.6
NOV	30	22.7	27.62	49	13.53	2.58	75.2	224.7
DIC	31	24.6	30.96	52	16.10	2.61	82.1	236.5

y lo más normal es estimar aproximadamente las variaciones de la evaporación, usando métodos directos (SOKOLOV y CHAPMAN, 1981)

TRANSPIRACION

La transpiración es el *fenómeno fisiológico* de la transformación del agua del estado líquido al vapor, realizada por los seres vivos. Entre ellos, la vegetación constituye el principal agente de transformación, ya que el volumen de agua que circula por el interior de las plantas, incluyendo la necesaria para su metabolismo, es de 100 a 300 litros por kilo de materia seca. (LINSLEY, et al, 1974); gran parte de este volumen es transpirado, y una muy pequeña fracción queda fijado químicamente en la producción de materia (RUTTER, 1968, cit. LIMA, 1981). Por otra parte, la profundidad que alcanzan las raíces, variable de acuerdo al tipo de vegetal, le permiten explorar en profundidad un gran volumen de suelo (10 a 15 m en la alfalfa, 6 m en la vid, 1 a 2 m en los cereales), extrayendo el agua de las profundidades.

Los factores que influyen en la transpiración son, en su mayor parte, los que regulan la evaporación, además de diversos factores fisiológicos como: especie vegetal, edad, desarrollo del follaje, profundidad de las raíces, etc. y la disponibilidad de agua en el suelo. Los agentes meteorológicos como el calor, la luz (día y noche) y la humedad del aire actúan sobre la vida de las plantas, condicionando la abertura de los estomas y en consecuencia, la mayor o menor pérdida de agua.

La humedad del suelo y del subsuelo en la zona de desarrollo de las raíces, desempeña un papel esencial, ya que de ella depende la alimentación de agua a la planta y por consiguiente, sus posibilidades de transpiración. Está condicionada por el abastecimiento de agua al suelo y la velocidad de circulación interna. Aumenta con el agua disponible en el suelo, y se reduce con la disminución de esta. También, las bajas temperaturas y la pobre aereación del suelo, reducen la absorción de agua por parte de las raíces y consecuentemente la transpiración.

La evaporación directa, sobre un suelo desnudo queda limitada a una capa, cuya profundidad es variable con la textura del suelo y las condiciones climáticas del sitio. En climas húmedos, varía de 20 a 30 cm, siendo más profunda en climas áridos (SATTERLUND, 1972;

cit. LIMA, 1981). Las plantas, debido a sus raíces, pueden aspirar el agua de profundidades mucho mayores. La transpiración aumenta, por consiguiente, la pérdida de agua del suelo y subsuelo.

Desde un punto de vista físico, el proceso de transpiración se intensifica al aumentar el déficit de saturación del aire. La velocidad del viento, interviene de manera trascendente, por la renovación del aire en contacto con la superficie foliar evaporante. El aire próximo a las hojas, se encuentra cargado de vapor de agua, y el viento lo sustituye por otro más seco, que al ponerse en contacto con los estomas facilita la difusión del vapor de agua. De forma continua, el aire saturado de vapor de agua se renueva por otro más seco, favoreciendo la transpiración.

La luz solar es de suma importancia, ya que la absorción de energía solar para la función clorofilica, eleva la temperatura de las hojas e influye en la abertura de los estomas, facilitando la transpiración. Es por ello, que se presentan grandes diferencias de transpiración entre el día y la noche.

La transpiración es un proceso de difícil medición, por la complejidad de los factores involucrados. A veces, como unidad de medida se emplea el *índice de transpiración*, que es la relación en peso del agua transpirada y la cantidad de materia seca producida. Algunos valores de pérdidas de agua por transpiración en distintos tipos de cobertura se muestran en el **CUADRO V-4**. En climas templados, la pérdida media anual de transpiración están comprendidas entre 400 y 1200 mm según las especies y las condiciones de abastecimiento de agua.

EVAPOTRANSPIRACION

En los estudios hidrológicos, los elementos del balance, evaporación y transpiración, están reunidos en uno solo, la *evapotranspiración*. La evapotranspiración es la suma de todas las pérdidas, por la transformación del agua en estado líquido o sólido a gaseoso (vapor de agua), sea cual fuere el proceso que ha actuado.

Es evidente, que la evapotranspiración es función de la disponibilidad de agua, y por consiguiente del grado de humedad del suelo, el cual limita con frecuencia su magnitud; así pues,

la *evapotranspiración real* está estrechamente vinculada a las condiciones naturales de humedad del suelo. Por este motivo, ha sido introducida la noción de *evapotranspiración potencial*, que representa la cantidad de agua que resultaría evaporada y transpirada si las reservas en agua fuesen suficientes para compensar las pérdidas máximas. Cuando el contenido en agua del terreno es suficiente, la evapotranspiración real es igual a la evapotranspiración potencial; en caso contrario, se presenta una diferencia. La cantidad de agua evapotranspirada, se expresa en altura de agua o lámina.

CUADRO V-4
Indices de transpiración para árboles y cultivos

Cultivo	Indice de Transpiración
fresno (<i>Fraxinus excelsior</i>)	981
abedul (<i>Betula alba</i>)	849
haya (<i>Fagus sylvatica</i>)	1043
olmo (<i>Ulmus campestris</i>)	738
roble (<i>Quercus pedunculatus</i>)	454
aliso (<i>Alnus glutinosa</i>)	840
tilo (<i>Tilia grandifolia</i>)	1038
álamo (<i>Populus tremula</i>)	873
pino alerce europeo (<i>Larix europea</i>)	1165
pino abeto (<i>Abies excelsa</i>)	242
pino (<i>Pinus silvestris</i>)	110
sorgo	863-1804
maíz	821-1998
trigo	1244-3398
avena	1379-1915
alfalfa	626-920

FUENTE: *The water encyclopedia*, TODD, D.K., 1970

Existen numerosos enfoques para determinar la evapotranspiración real y potencial, ninguno de ello se pueden aplicar para distintos propósitos, tales como: estudios hidrológicos en una cuenca, uso de agua por un cultivo particular, cambios de la disponibilidad de agua resultante de un cambio de vegetación, y otros.

Una forma, es la determinación de la evapotranspiración promedio por medio de un balance hídrico en una cuenca, suponiendo que los almacenamientos, entradas y salidas puedan ser medidos. La confiabilidad de los cálculos de

balance, dependen del intervalo de tiempo considerado; en general, los valores medios se estiman como la diferencia entre los promedios de precipitación y escorrentía.

Otra, es la determinación indirecta por medio de recipientes de suelo conocido como *lisímetros*, a partir de la realización de un balance hídrico con componentes perfectamente medidos. Por último, se han desarrollado técnicas empíricas, en base a datos geográficos y climatológicos fácilmente asequibles.

C.W. Thornthwaite (1948, cit. Thornthwaite y Mather, 1967) estableció una correlación entre la temperatura mensual media y la evapotranspiración potencial mensual. El autor define la evapotranspiración potencial como:

$$EVT_p = 1.6 (10 T/ICA)^\alpha$$

$$ICM = (T/5)^{1.514}$$

$$ICA = \sum_{K=1}^{12} ICM_K$$

$$\alpha = 0.49239 + 1.792 \cdot 10^{-2} ICA - 7.71 \cdot 10^{-5} ICA^2 + 6.75 \cdot 10^{-7} ICA^3$$

Donde: **EVT_p**, evapotranspiración potencial mensual, en mm; **T**, temperatura media del mes considerado, en °C; **ICA**, índice calórico anual, se calcula como la suma de los índices calóricos mensuales del año; **ICA**, índice calórico mensual; α , exponente función del índice calórico anual.

Los valores de **EVT_p**, calculados para cada mes, son corregidos por medio de un coeficiente **FC** (factor de corrección), tabulado en función de la latitud del sitio; tiene en cuenta el número de días del mes considerado y el número teórico de horas de sol. Para temperaturas mayores de 26.5 °C no hay influencia del índice calórico, por lo que la evapotranspiración potencial sin corregir, es función directa de la temperatura; se obtiene de tablas.

La fórmula es criticable, por la abundancia de coeficientes numéricos con numerosos decimales, de una precisión a menudo ilusoria. Serra (1954, cit. CATAGNY, 1971) propone, sobre las mismas bases, una fórmula más simple, justificada por los límites de precisión de las mediciones meteorológicas. Las ecuaciones modificada son:

$$\text{ICM} = 0.09 \text{ T}^{1.5}$$

$$\alpha = 0.016 \text{ ICA} + 0.5$$

El resto de las ecuaciones no se modifican. En el **CUADRO V-5** se muestran los valores de **EVT_p** calculados con el método de Thornthwaite y Serra para el año 1990, con información registrada en la estación CRICYT del IANIGLA; se puede observar que las cantidades no difieren sensiblemente, pero el cálculo con el método de Serra es considerablemente más sencillo.

También, *L. Serra* (1954, cit. CASTAGNY, 1971) derivó una ecuación para el cálculo de la evapotranspiración potencial anual y mensual, en base a la fórmula de Dalton y variables meteorológicas e hidrológicas comúnmente medidas en una cuenca. A partir de la correlación entre la temperatura media y la diferencia entre la precipitación y escurrimiento, diferencia equivalente a la evapotranspiración potencial si la alimentación de agua o precipitaciones son suficientes, estableció las siguientes ecuaciones:

$$\text{EVT}_{\text{pa}} = 270 \text{ EXP}(0.0644 \text{ T}_a)$$

$$\text{EVT}_{\text{pm}} = 22.5 \left(\frac{1 - \epsilon_{\text{pm}}}{0.25} \right) \left(1 - \frac{\tau_{\text{m}}^2}{1000} \right) \text{EXP}(0.0644 \text{ T}_m)$$

Donde: **EVT_{pa}**, evapotranspiración potencial

anual, en mm; **T_a**, temperatura anual media, en °C; **EVT_{pm}**, evapotranspiración potencial mensual, en mm; **T_m**, temperatura mensual media del mes considerado, en °C; **τ_m** semi amplitud de variación de las temperaturas mensuales extremas; **ε_m** grado higrométrico mensual del aire. En el **CUADRO V-6**, se muestra un ejemplo de cálculo para el año 1990, con datos provenientes de la estación CRICYT, dependiente del IANIGLA.

Otro método ampliamente utilizado para estimar la evapotranspiración potencial, es la fórmula de *Blaney y Criddle*. Desarrollada para las condiciones del oeste de EE.UU., y muestra una razonable adaptación a las condiciones de aridez del país (LASSO y HERRERA, 1982). La fórmula es:

$$\text{EVT}_p = (0.457 \text{ T} + 8.13) \text{ p}$$

Donde: **EVT_p**, evapotranspiración potencial mensual, en mm; **T**, temperatura mensual media, en °C; **p**, porcentaje mensual real de horas de luz solar en el año. La evapotranspiración potencial anual, se obtiene por la sumatoria de los valores mensuales calculados con la fórmula. El método, permite obtener la evapotranspiración real para un cultivo específico, multiplicando el valor obtenido por un factor **K** determinado para cada cultivo, que posee variaciones estacionales en función de la fenología de dicho cultivo.

CUADRO V-5
Cálculo de la evapotranspiración potencial
Aplicación de las fórmulas de Thornthwaite y Serra
Año: 1990 - Estación: CRICYT

MES	T [°C]	FC	ICA	THORNTHWAITE		ICA	SERRA	
				EVT _p s/c [mm.mes ⁻¹]	EVT _p [mm.mes ⁻¹]		EVT _p s/c [mm.mes ⁻¹]	EVT [mm.mes ⁻¹]
ENE	25.5	1.22	11.79	125.8	153.5	11.19	126.8	154.7
FEB	21.4	1.04	9.04	92.3	96.0	8.91	93.2	97.0
MAR	19.0	1.06	7.55	74.8	79.3	7.45	75.7	80.2
ABR	15.3	0.94	5.44	51.1	48.0	5.39	51.8	48.7
MAY	12.0	0.90	3.76	33.3	30.0	3.74	33.8	30.5
JUN	9.7	0.83	2.73	22.9	19.0	2.72	23.3	19.3
JUL	8.3	0.88	2.15	17.4	15.3	2.15	17.7	15.6
AGO	13.4	0.95	4.45	40.4	38.4	4.41	41.1	39.0
SET	12.1	1.00	3.81	33.8	33.8	3.79	34.3	34.3
OCT	18.9	1.13	7.49	74.2	83.8	7.39	75.0	84.7
NOV	22.7	1.16	9.88	102.4	118.8	9.73	103.4	119.9
DIC	24.6	1.23	11.16	118.0	145.1	10.98	119.0	146.4

CUADRO V-6
Cálculo de la evapotranspiración potencial
Aplicación de las fórmulas de Thornthwaite y Serra
Año: 1990 - Estación: CRICYT

mes	T _m [°C]	T _{max} [°C]	T _{min} [°C]	τ _m	ε _m	EVT _{pm} [mm.mes ⁻¹]
ENE	25.5	31.1	19.9	5.6	0.51	220.7
FEB	21.4	26.8	17.1	4.8	0.65	122.1
MAR	19.0	23.7	14.2	4.7	0.67	98.7
ABR	15.3	20.3	10.2	5.0	0.62	89.3
MAY	12.0	16.8	7.2	4.8	0.61	74.3
JUN	9.7	14.9	4.4	5.2	0.65	57.2
JUL	8.3	13.4	3.1	5.1	0.64	53.9
AGO	13.4	19.1	7.7	5.7	0.53	97.0
SET	12.1	18.2	6.0	6.1	0.54	86.9
OCT	18.9	24.6	13.2	5.7	0.54	135.3
NOV	22.7	29.4	16.0	6.7	0.49	189.1
DIC	24.6	30.4	18.7	5.8	0.52	203.4

Como ya se ha dicho, la tasa de evapotranspiración real es función de la humedad del suelo. La evapotranspiración potencial hace abstracción de la disponibilidad de agua, y puede ser calculada a partir de factores meteorológicos. La evapotranspiración real debe tener en cuenta, la fuente de abastecimiento de agua, que es la lluvia. Para su estimación (HERAS, 1972) puede considerarse que:

$$EVT_r = EVT_p (\theta_r / \theta_{max})$$

Donde: **EVT_r**, evapotranspiración real; **θ_r**, humedad del suelo para el periodo de análisis; **θ_{max}**, máxima capacidad de retención de agua del suelo. También, han sido propuestas diversas fórmulas, basadas en la temperatura media y la altura de precipitación media anual o mensual.

L. Turc (1954, cit. CATAGNY, 1971), basándose en numerosos datos hidrológicos, ha establecido una fórmula que permite calcular la evapotranspiración real anual en función de la temperatura y la precipitación anual:

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

$$L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$$

Donde: **EVT_r**, evapotranspiración real anual, en milímetros; **P**, altura de precipitación anual, en

milímetros; **T**, temperatura anual media del aire, en °C, expresa el poder evaporante de la atmósfera. La comparación entre las mediciones reales y los cálculos efectuados con la fórmula de *L. Turc*, realizada en 254 cuencas, dispuestas por toda la superficie del globo, han dado resultados satisfactorios. La ecuación es aplicable a todos los tipos de climas (*LOPES CADENA DE LLANO y BLANCO CRIADO*, 1976).

DEFICIT DE CIRCULACION

El *déficit de circulación (D)*, referido a una cuenca, es la diferencia entre la cantidad de agua precipitada (**P**) y la cantidad de agua (**Q**) que ha circulado por la estación de aforo del exutorio, durante un período determinado; se expresa en milímetros de altura de lámina, y su ecuación es:

$$D = P - Q$$

Generalmente se calcula a partir de los datos de un período prolongado; es decir, de la cantidad de agua media caída y escurrida, convertida en altura media anual de lámina de agua uniformemente repartida sobre el área de la cuenca. El déficit de circulación anual está determinado por cuatro grupos de factores: meteorológicos, geográficos, hidrogeológicos y biológicos.

Los *factores meteorológicos* más

importantes son la precipitación y la temperatura. La duración, intensidad, cantidad y superficie de la precipitación, juegan un papel preponderante; la temperatura actúa restando agua al escurrimiento por acción de la evaporación. Los *factores geográficos* son la localización geográfica de la cuenca y su morfología. La localización geográfica incluye la latitud, la longitud y la altura media. La morfología incluye las pendientes de las vertientes, porcentaje de área ocupada por cuerpos de agua libre, el perfil de los cursos de agua, etc.

Los *factores hidrogeológicos* más importantes son la permeabilidad de los terrenos y la profundidad de los acuíferos. La cantidad de agua del escurrimiento superficial es inversamente proporcional a la permeabilidad del suelo; este hecho, es confirmado por la observación de la red hidrográfica; es más densa en los terrenos impermeables y más laxa en el caso inverso. Los *factores biológicos* comprenden la cobertura vegetal y la acción del hombre.

El escurrimiento (**Q**) es la suma de tres componentes: superficial, subsuperficial o hipodérmico y subterráneo. Las aguas de la precipitación que escapan a la circulación son eliminadas por evapotranspiración real (**EVT_r**) e infiltración (**I**). Por consiguiente, el déficit de circulación es igual a la suma de la evapotranspiración real y de la infiltración:

$$D = P - Q = EVT_r + I$$

La infiltración abastece de agua al suelo y lo almacena en él; sitio, desde donde se produce evaporación y las raíces de los vegetales toman el agua para su metabolismo (crecimiento y transpiración). También, mantiene durante el transcurso del aguacero la circulación hipodérmica y alimenta al manto acuífero. En un período prolongado, mucho mayor que la duración de una tormenta, la circulación subsuperficial y subterránea es evaluada en el escurrimiento global, medido en una estación de aforos; y si las reservas de agua del suelo y acuífero son prácticamente iguales al inicio y fin del período de análisis; es decir las variaciones en las reservas son nulas o pequeñas, el déficit de circulación anual medio, representa la evapotranspiración real del año medio:

$$D = P - Q = EVT_r$$

También, el déficit de circulación, es igual a la evapotranspiración potencial cuando la

alimentación de agua es suficiente; o sea, cuando las precipitaciones son abundantes. De este modo, las fórmulas empíricas empleadas para el cálculo de la evapotranspiración real pueden ser utilizadas para calcular el déficit de circulación.

El déficit de circulación anual medio puede calcularse a partir de la temperatura media del aire (**T**), que condiciona el poder evaporante de la atmósfera, y la altura de precipitación media (**P**). Al emplear únicamente dos variables, se realiza una gran simplificación de un proceso complejo. Si se utilizan datos calculados sobre períodos prolongados y se efectúa el control por medio de mediciones directas, se pueden obtener resultados aceptables y compatibles con la precisión de otras evaluaciones.

Las fórmulas empíricas que calculan el déficit de circulación en función de la temperatura media del aire, únicamente son válidas en el caso de cuencas extensas, para valores medios y con precipitaciones abundantes.

Según A. Coutagne (cit. CASTAGNY, 1971; LOPES CADEDA DE LLANO y BLANCO CRIADO, 1976) para latitudes de 60° y 30° Norte, o sea desde Suecia hasta el Sur de Francia (Provenza), el déficit de circulación, en milímetros, puede ser evaluado en función de la temperatura anual media T, en grados Celsius, aporta la ecuación empírica siguiente:

$$D = 210 + 30 T \quad (\text{para } 640.0 < P < 940.0 \text{ mm})$$

El mismo investigador encontró para cuencas de la vertiente atlántica de los Estados Unidos la siguiente expresión:

$$D = 255 + 30 T \quad (\text{para } P, 1000 \text{ mm})$$

Para el cálculo del déficit de escorrentía en función de la temperatura y precipitación, Coutagne (cit. REMENIERAS, 1974; LOPES CADENAS DE LLANO y BLANCO C., 1976) deduce la siguiente fórmula:

$$D = P - \frac{1}{0.8 + 0.14 T} P^2$$

La fórmula es solo aplicable para valor de $1/8\lambda < P < 1/2\lambda$. Si $P < 1/8\lambda$, no existe escorrentía y el déficit de circulación es equivalente a la precipitación; si $P > 1/2\lambda$, el déficit es

prácticamente independiente de la precipitación, y viene dado por:

$$D = 0.20 + 0.035 T$$

La expresión es análoga a las anteriores;

en este caso, los valores de precipitación y déficit se expresan en metros. Cabe acotar para mayor información, que Coutagne ha desarrollado otros procedimientos que no serán mencionados en la presente obra.

CAPITULO VI

BALANCE HIDRICO

GENERALIDADES

El balance hídrico, uno de los principales objetivos en hidrología, es un medio para solucionar importantes problemas hidrológicos de carácter teórico o práctico. A partir de un estudio de balance, es posible evaluar cuantitativamente los recursos de agua en una región y sus modificaciones por influencia de las actividades del hombre.

El conocimiento de su estructura es fundamental para alcanzar un uso más racional de los recursos hídricos en el espacio y en el tiempo, para mejorar el control y redistribución de los mismos (por ejemplo, trasvases de cuencas, control de crecidas, etc.). Ayuda en la predicción de los efectos de cambios artificiales en el régimen de ríos, lagos y cuencas subterráneas. La información que proporciona el balance hídrico de una cuenca para períodos cortos de tiempo (estaciones, meses, semanas y días) se utiliza para la operación de embalses y predicciones hidrológicas.

También es muy importante en el estudio del ciclo hidrológico. Con los datos del balance, es posible comparar recursos específicos de agua en un sistema, y establecer el grado de su influencia en las variaciones del régimen natural. Además, después de evaluar las componentes del mismo y su ajuste en la ecuación, es posible detectar deficiencias en la distribución de los puestos de observación y descubrir errores sistemáticos de medición.

Finalmente, permite una evaluación indirecta de cualquier componente desconocida,

por diferencia entre las componentes conocidas. Por ejemplo, la evaporación a largo plazo en una cuenca, puede calcularse por diferencia entre la precipitación y el caudal.

El estudio del balance hídrico en hidrología se basa en la aplicación del *principio de conservación de masas*, también conocido como *ecuación de continuidad*. Dicha ecuación, establece que para cualquier volumen arbitrario y durante un período de tiempo, la diferencia entre las entradas y las salidas estará condicionada por la variación del volumen de agua almacenada. En general, la técnica del balance hídrico implica mediciones de *almacenamientos y flujos de agua*; sin embargo, algunas mediciones se eliminan en función del volumen y período de tiempo utilizados para el cálculo del balance.

La ecuación del balance hídrico, para cualquier región, cuenca natural o masa de agua, incluye los valores de entradas y salidas de flujo y la variación del volumen de agua almacenado. Su expresión más simple es:

$$Q_A - Q_E = \Delta R$$

Donde: Q_A , caudal afluente; Q_E , caudal efluente; ΔR , variaciones en las reservas.

En general, las componentes del balance se calculan a partir de valores medios ponderados sobre el área total de la cuenca. El *caudal afluente* está integrado por: precipitación total (lluvia y nieve), agua de riego, escurrimiento afluente superficial y subterráneo (cuando se trata de un cuerpo de agua), y trasvases provenientes de otras

cuencas. Las componentes del *caudal efluente* son: escurrimiento (superficial y subterráneo), evapotranspiración, y derivación de agua para distintos fines o usos (industrial, riego o municipal). Cuando se trata de variaciones en las reservas, se debe tomar en cuenta: la variación en el equivalente agua de la capa de nieve, variación en el almacenamiento de los glaciares, variación en el contenido de humedad del suelo, cambios de almacenamientos en cuerpos de agua, y variación del almacenamiento de agua subterránea. Cuando se trata de un largo período, las variaciones pueden considerarse nulas.

Como ejemplo, se muestra el balance hídrico realizado en la zona norte de la provincia de Mendoza, por el Centro Regional de Agua Subterránea (CRAS). Se trata de un área aproximada de $1.3 \cdot 10^6$ ha, de las cuales $0.256 \cdot 10^6$ se encuentran bajo cultivo. El balance, tiene por objeto determinar, anualmente, si el volumen total de agua ingresada a la cuenca subterránea, es superior, igual o inferior al volumen total consumido. Si es superior, significa que el sistema posee salidas de agua; de lo contrario, las actividades humanas (abastecimiento de poblaciones, industrias, riego, etc.) consumen el agua almacenada en los distintos acuíferos, disminuyendo las reservas de agua subterránea (ORTIZ MALDONADO, 1972).

Las componentes del balance de la Zona Norte son:

A. *Caudal afluente* (ingresos):

- A.1. *Ríos que ingresan al área*: a la cuenca subterránea ingresan los ríos Mendoza y Tunuyán. El primero, es aforado en Cacheuta, distante 8 km aguas arriba del límite de cuenca. El segundo, es aforado en la estación Sardina, sobre el límite. No se consideran las pérdidas de agua por infiltración en el lecho del Mendoza.
- A.2. *Precipitación pluvial*: la lluvia caída en la cuenca ha sido desglosada en dos componentes, lluvia precipitada sobre área cultivada e inculta. Para ello, se ha empleado la información meteorológica de las estaciones Chacras de Coria, Observatorio Mendoza, El Plumerillo, La Paz y San Martín.
- A.3. *Aporte superficial de la cuencas laterales*: Tienen especial importancia, aquellos derrames que se producen sobre áreas del

acuífero libre, por constituir a la recarga del mismo. El volumen de escurrimiento, oscila entre el 5 y 30 % de la precipitación de los meses de Octubre a Marzo. Los volúmenes totales de escurrimiento que derraman sobre la zona de acuífero confinado han sido estimado en un 5 % de la precipitación registrada. Este derrame, no llegaría al acuífero por impedírselo la capa confinante, y serían utilizados, junto con la precipitación, en la evapotranspiración de la vegetación natural.

B. *Caudal efluente* (egresos):

- B.1. *Evapotranspiración*: también ha sido desglosada conforme al lugar donde ha ocurrido (cultivo o áreas naturales). Se calcula empleando el método de Blaney y Criddle y los coeficientes de ciclo vegetativo para una combinación de vid, chacra y frutales. En la zona no regada, se la estima como equivalente a la precipitación. Si se trata de áreas de acuífero confinado, la evapotranspiración es equivalente a la suma de la precipitación, infiltración de canales y la descarga de las cuencas que en ella derraman.
- B.2. *Abastecimiento de poblaciones e industrias*: los centros urbanos más importantes que existen dentro de la cuenca son: Luján, Maipú, Gutiérrez, San Martín y Gran Mendoza. La provisión de agua se realiza desde tomas ubicadas en el río Mendoza o pozos. Lo utilizado en el abastecimiento del Gran Mendoza, Maipú y Luján se lo ha multiplicado por un coeficiente de 0.5, vuelve al acuífero libre por infiltración de riego de jardines y pozos de evacuación de aguas residuales. Es de importancia el volumen de agua utilizada en la recuperación secundaria de petróleo, como consumo industrial.
- B.3. *Ríos y arroyos que salen de la cuenca*: el río Mendoza, que sale por el límite norte de la cuenca, solo conduce agua cuando el caudal instantáneo supera los $150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. El río Tunuyán sale por el límite este de la misma, no conduce agua ya que se encuentra regulado por el dique El Carrizal, ha excepción de la proveniente de algunas lluvias caídas aguas abajo del dique, o algún excedente de agua de riego.
- B.4. *Flujo subterráneo que sale de la cuenca*:

existe una pequeña cantidad de flujo subterráneo de agua, pero que engrosaría el caudal del río Tunuyán.

Los resultados del balance hídrico para la zona norte de Mendoza para el período 1967-71, se muestran en el **CUADRO VI-1**. Dichos datos, debne entenderse como indicadores de un orden de magnitud y no como valores exactos y

definitivos, por cuanto son susceptibles de mejoras, en la medida que se aumente el conocimiento de los distintos procesos y se empleen mayores números de controles. Del análisis del cuadro, surge que los egresos de agua han sido superiores a los ingresos. La diferencia, habría sido extraída del almacenamiento subterráneo mediante bombeo, para poder compensar el déficit.

CUADRO VI-1
Balance zona Norte de Mendoza (período 1967-71)

AÑO	67/68	68/69	69/70	70/71	promedio
I. Ingresos					
1. Ríos que ingresan	1740.6	1390.4	2243.7	1373.9	1687.2
2. Precipitación sobre el área cultivada	214.3	214.3	231.4	221.1	220.2
3. Precipitación sobre el área inculta	1333.6	1318.9	1339.6	1314.2	1326.6
4. Aporte subcuencas laterales sobre áreas libres	44.2	51.3	45.0	26.5	41.7
5. Aporte subcuencas laterales sobre áreas confinadas	33.6	32.0	36.1	32.2	33.5
6. Aporte subterráneo lateral	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total Ingresos	3366.3	3006.9	3895.8	2967.9	3309.2
II. Egresos					
1. Evapotranspiración área cultivada	1472.3	1472.7	1400.4	1587.9	1483.3
2. Evapotranspiración área inculta	1902.9	1759.0	1903.7	1696.9	1815.6
3. Abastecimiento a ciudades y consumo industrial	57.5	54.9	54.9	55.5	55.7
4. Ríos y arroyos que salen de la cuenca	4.3	12.8	15.5	9.9	10.6
5. Flujo subterráneo que sale de la cuenca	21.2	11.7	4.5	20.5	14.5
total egresos	3458.2	3311.1	3379.0	3370.7	3379.0
diferencia entre ingresos y egresos	-91.9	-304.2	+516.8	-402.8	-70.5

(FUENTE: *Balances hidrológicos de la zona Norte de la provincia de Mendoza*. ORTIZ MALDONADO, 1972)

METODO DEL BALANCE HIDRICO DE THORNTHWAITE

El método de Thornthwaite permite determinar el balance hídrico para una región; identifica los meses con déficit o exceso hídrico y calcula el valor correspondiente (THORNTHWAITE y MATHER, 1967). Se fundamenta en una serie de consideraciones e hipótesis, que en síntesis son:

- A -** La profundidad del suelo donde tienen lugar las pérdidas de agua por evapotranspiración, es definida por la profundidad del sistema radicular de la vegetación. La máxima capacidad de retención de agua es determinada por la *capacidad de campo*, que es el agua que se mantiene por la sola fuerza de su capilaridad; ésta se encuentra retenida en el suelo a 0.3 atm. Cuando dicha zona, posee un contenido de humedad superior a su capacidad de campo, lo pierde por gravedad.
- B -** Si en un mes cualquiera $P > EVT_p$, la $EVT_r = EVT_p$, y la diferencia con la precipitación se emplea para satisfacer el almacenamiento del suelo hasta su capacidad de campo, y el sobrante escurre por gravedad.
- C -** Por el contrario, si en un mes cualquiera $P < EVT_p$, la EVT_r , engloba a la totalidad de la precipitación y a una fracción del agua almacenada en el suelo en el mes anterior. Para valorar la cantidad de agua que el suelo cede, se considera actuando sobre él, una evapotranspiración potencial, equivalente a la diferencia $EVT_p - P$, correspondiente al mes considerado. Para ello, Thornthwaite aporta una serie de ábacos para las distintas capacidades de almacenamiento del suelo.

La evapotranspiración potencial se ha llamado también necesidad de agua, o sea la cantidad de agua que se necesitaría para que el suelo se mantenga permanentemente en el grado óptimo de humedad, si el abastecimiento de agua fuera continuo. El conocimiento de la evapotranspiración de un lugar, del que se tienen registros de precipitación, permite establecer un balance hídrico anual. En esta forma es posible conocer la cantidad de agua que realmente se evapora desde el suelo y del que transpiran las plantas, la cantidad de agua almacenada por el suelo y la que pierde por derrame superficial y

profundo.

Como la evapotranspiración y la precipitación son dos elementos que dependen de factores climáticos independientes, su marcha anual difícilmente coincide en un mismo punto de la tierra, lo cual trae como consecuencia, en algunos casos en determinados lugares, que existan períodos en los cuales la necesidad de agua, esté ampliamente satisfecha por las lluvias, y otros en que se carezca de las cantidades de agua requerida. De esta manera, habrá meses de agua suficiente y otros en que se registre un exceso o déficit en forma marcada. También pueden ocurrir los casos extremos en que durante todo el año, las precipitaciones sobrepasen las necesidades de agua o viceversa.

Para realizar el cómputo del balance hídrico de una localidad determinada, se requieren los siguientes datos:

- a) Temperatura mensual media.
- b) Precipitación mensual.
- c) Tablas de conversión y cómputo del factor de corrección por latitud.
- b) Información sobre la capacidad de retención del suelo y las tablas correspondientes de retención de humedad del suelo.

A continuación se muestra el proceso de cálculo de cada uno de los elementos que intervienen en el balance. Para una mejor comprensión de lo que se expone se muestran dos casos, estación Castelar INTA y Villa Mercedes INTA, ambas dependientes del SMN. La información meteorológica empleada, corresponde a la serie 1971-80 y se supuso una máxima capacidad de retención de agua en el suelo equivalente a 100 mm. En el **CUADRO VI-2** y **VI-3** se transcribe el balance hídrico para las localidades respectivas.

Siguiendo la metodología descripta, el primer paso es obtener el **índice calórico mensual, ICM**, correspondientes a las temperaturas media mensuales T , en °C. La suma de los valores mensuales de **ICM**, da el **índice calórico anual, ICA**. El segundo paso, es determinar la **evapotranspiración potencial sin ajustar, EVT_p s/a**. El tercer paso, es encontrar la **evapotranspiración potencial ajustada, EVT_p** .

Para determinar los períodos de exceso y deficiencia de humedad es necesario obtener la diferencia entre la precipitación y la

CUADRO VI-2
Balance hídrico. Método de Thornhwaite
Localidad: Castelar INTA - Serie: 1971-80
Capacidad máxima de retención del suelo: 100 mm
(todos los valores se encuentran en mm, excepto T en °C)

mes	T	EVT _p	P	P-EVT _p	PPaa	A	VA	EVT _r	D	Ex	E
ENE	23.7	137	120	-17	-63	52	-10	130	7	-	3
FEB	22.2	103	121	18		70	18	103	-	-	2
MAR	20.4	91	108	17		87	17	91	-	-	1
ABR	16.6	57	75	18		100	13	57	-	18	9
MAY	13.4	37	48	11		100	0	37	-	11	10
JUN	10.4	22	68	46		100	0	22	-	46	28
JUL	10.6	24	69	45		100	0	24	-	45	37
AGO	11.3	29	62	33		100	0	29	-	33	35
SET	14.0	45	67	22		100	0	45	-	22	29
OCT	16.5	67	93	26	(0)	100	0	67	-	26	27
NOV	19.2	90	84	-6	-6	94	-6	90	6	-	13
DIC	22.4	126	86	-40	-46	62	-32	118	8	-	7
TOT.		828	1001	173				813	21	201	201

CUADRO VI-3
Balance hídrico. Método de Thornhwaite
Localidad: Villa Mercedes INTA - Serie: 1971-80
Capacidad máxima de retención del suelo: 100 mm
(todos los valores se encuentran en mm, excepto T en °C)

mes	T	EVT _p	P	P-EVT _p	PPaa	A	VA	EVT _r	D	Ex	E
ENE	22.7	130	115	-15	-262	7	-1	116	14	-	-
FEB	21	97	102	5		12	5	97	-	-	-
MAR	18.9	84	106	22	(-105)	34	22		84	-	-
ABR	15.2	55	39	-16	-121	29	-5	44	11	-	-
MAY	11.5	32	19	-13	-134	25	-4	23	9	-	-
JUN	8.1	17	16	-1	-135	25	0	16	1	-	-
JUL	8.0	18	14	-4	-139	24	-1	15	3	-	-
AGO	9.6	25	23	-2	-141	24	0	23	2	-	-
SET	13.5	46	33	-13	-154	21	-3	36	10	-	-
OCT	16.5	72	33	-39	-193	14	-7	40	32	-	-
NOV	19.0	93	73	-20	-213	11	-3	76	17	-	-
DIC	21.7	123	89	-34	-247	8	-3	92	31	-	-
TOT.		792	662	-130				662	130	-	-

evapotranspiración potencial ajustada, **P-EVT_p**. Un valor negativo, indica la cantidad de agua que falta para satisfacer la necesidad potencial de la vegetación; un valor positivo indica un exceso de agua que puede ser utilizado en ciertos períodos del año, para el incremento del agua almacenada en el suelo o el escurrimiento superficial.

En la gran mayoría de las localidades hay una sola estación del año llamada húmeda y otra seca. Por ello, hay una sola serie consecutiva de valores de diferencias negativas y otra de positivas. En estas localidades solo existen dos posibilidades; que la diferencia durante el año sea positiva (Castelar, 173 mm), o negativa (Villa

Mercedes, -130 mm).

Los valores negativos de $P-EVT_p$, representan una deficiencia potencial de agua y son sumados mes a mes para el cálculo de la **pérdida potencial de agua acumulada, PPaa**. Si la suma de $P-EVT_p > 0$, el valor de **PPaa** con el cual se debe comenzar la acumulación de valores mensuales negativos de $P-EVT_p$ es 0, al final de la estación húmeda.

Si el total anual $P-EVT_p < 0$, es necesario encontrar un valor de **PPaa** desde el cual se inicia la acumulación de los valores mensuales negativos de $P-EVT_p$, al final del período húmedo. Ello, se logra mediante una serie de aproximaciones sucesivas comenzando con un valor estimado, en el primer mes que $P-EVT_p$ es negativa. El procedimiento para la estimación inicial de **PPaa**, se describe mediante un ejemplo, empleando los datos de la localidad de Villa Mercedes, cuyo valor inicial de **PPaa** es igual a -105 mm.

Se efectúa la suma de los negativos $P-EVT_p$ (-157 mm), y a este valor de deficiencia potencial de agua se lo convierte en un valor de retención de humedad de suelo, empleando las tablas para tal fin, correspondientes a 100 mm de retención máxima. Dichas tablas, dan los valores del espesor de lámina de agua retenida en el suelo sometido a diferentes evapotranspiraciones potenciales. El valor hallado es equivalente a 20 mm. Este valor representa el almacenaje de agua al final del período seco, si la humedad del suelo al inicio del mismo, hubiera sido de 100 mm (máxima capacidad de retención). En realidad, el contenido de humedad es menor de 20 mm, porque el suelo no se encontraba en su máxima capacidad, ya que las precipitaciones no han sido suficiente para que ello ocurra (la suma anual de $P-EVT_p$ es negativa).

Luego, se añade al valor 20 la suma de los valores positivos $P-EVT_p$ (27); se obtiene un nuevo valor estimado de retención de 47 al final del período húmedo. Se busca este valor en el cuerpo de la tabla específica y se obtiene sobre el margen de la misma el valor que da la cantidad de pérdida potencial de agua que corresponde para ese valor de retención (47); en este caso es 73.

Luego, sumar a este último valor (73) los totales negativos de $P-EVT_p$ (157), que da 230, y encontrar un nuevo valor de retención de humedad al final del período seco en el cuerpo

de la tabla; el nuevo valor es 9. Nuevamente agregar a esta última cantidad (9) los valores positivos de $P-EVT_p$ (27); este valor (36) buscarlo en el cuerpo de la tabla y leer en el borde la correspondiente deficiencia potencial de agua (99); la cantidad 36, es otro valor de retención al final del período húmedo.

Sumar otra vez los valores negativos de $P-EVT_p$ (157) y con el valor obtenido (256), encontrar una nueva cifra de retención (7). Sumando esta cantidad a los valores positivos de $P-EVT_p$ y convirtiendo en pérdida potencial, se obtiene 105. Agregándole el total negativo $P-EVT_p$, da un valor de 262 y el valor de retención correspondiente es 7. Sumándole los positivos $P-EVT_p$ y convirtiéndolo en pérdida potencial, da nuevamente 105. Sumando a este valor los totales negativos de $P-EVT_p$ se logra 262, y se encuentra que la retención para una pérdida potencial de 262 es aún de 7; El mismo valor encontrado en la última iteración, cuando los valores negativos de $P-EVT_p$ fueron agregados a la pérdida potencial de agua (-105) al final de la estación húmeda.

De esta forma se da por terminado el proceso de aproximaciones sucesivas, ya que sucesivas adiciones no cambiarán la cifra de 105. De esta forma, se ha determinado el valor de **PPaa** (-105) para comenzar la acumulación de los valores negativos de $P-EVT_p$, que está incluido en el último mes, Marzo, del período húmedo.

Con las mismas tablas empleadas anteriormente, se calcula el valor de humedad retenida por el suelo o humedad almacenada, **almacenaje A**, después que ha ocurrido una pérdida de determinada cantidad de agua potencial acumulada, **PPaa**. Los valores positivos de $P-EVT_p$ representan incrementos de la humedad del suelo, que deben ser sumados mes a mes. Cuando esta acumulación, lleva el almacenaje a valores superiores de 100 mm, se mantendrá este valor (100) hasta que ocurra el primer mes negativo de $P-EVT_p$.

Como complemento para el cálculo anterior, es conveniente obtener la diferencia entre la cantidad de humedad almacenada mes a mes; se denomina: **variación de almacenaje, VA**. Cuando no hay cambios en el almacenaje del suelo, se representa por 0; ello no significa que pueda apreciarse un almacenamiento en la superficie.

La **evapotranspiración real, EVT_r** , se

relaciona con el volumen de las precipitaciones; por lo tanto, se deben considerar dos casos. Primero, si $P > EVT_p$, el suelo permanece saturado de agua, $EVT_r = EVT_p$. Luego, si $P < EVT_p$, él comienza a secarse y $EVT_r < EVT_p$. En estos meses, la EVT_r es igual a la precipitación más la cantidad de agua cedida por la humedad almacenada en el suelo, que es **VA** sin considerar su signo.

La **deficiencia de humedad D**, es la diferencia entre la evapotranspiración potencial y real en cualquier mes. Después que el almacenaje de humedad alcanza los 100 mm (para los ejemplos considerados), es decir la máxima capacidad de retención, cualquier excedente de precipitación es considerado **exceso de humedad Ex**. El **escurrimiento del agua E**, del exceso que puede ocurrir durante un mes es en promedio el 50 % de **Ex**, el resto se acumula para el mes siguiente.

Para la estación Castelar-INTA (**FIG. VI-1**), la curva de precipitaciones está siempre por encima de la curva de evapotranspiración potencial, excepto hacia finales del mes de octubre y mediados de enero. Fuera de ese período, las precipitaciones son suficientes para satisfacer las necesidades de agua, por lo tanto $EVT_p = EVT_r$, genera un exceso que puede escurrir por la superficie o infiltrarse en profundidad.

Para el período restante, las aportaciones son inferiores a las necesidades. Estas sin poder ser satisfechas en su totalidad, donde la $EVT_r < EVT_p$, pero superior a las precipitaciones. La evapotranspiración real utiliza no solo el agua de las lluvias, sino también parte del agua almacenada en el suelo en el período anterior. Finalizado este intervalo, $P > EVT_p$, y la diferencia entre ambas, recarga al suelo hasta que alcanza su capacidad de campo, lo que tiene lugar a mediados de enero; a partir de ese punto, $EVT_r = EVT_p$.

Para la estación Villa Mercedes-INTA (**FIG. VI-2**), las necesidades de agua de la vegetación son siempre inferiores a la fuente de abastecimiento de las lluvias. La evapotranspiración real se produce a expensas de la lluvia y la humedad almacenada en el suelo, por ello $EVT_r > P$. Únicamente, en el período comprendido desde mediados de enero a mediados de marzo, el almacenamiento del suelo se recupera parcialmente porque existe un exceso de precipitación. Durante el resto del año, se pro-

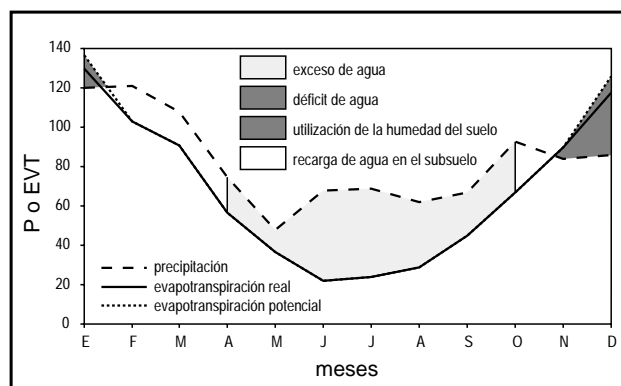


FIG. VI-1: Balance hídrico por el método de Thornthwaite. Localidad: Castelar (INTA), serie: 1971-80. Capacidad máxima de retención del suelo: 100 mm.

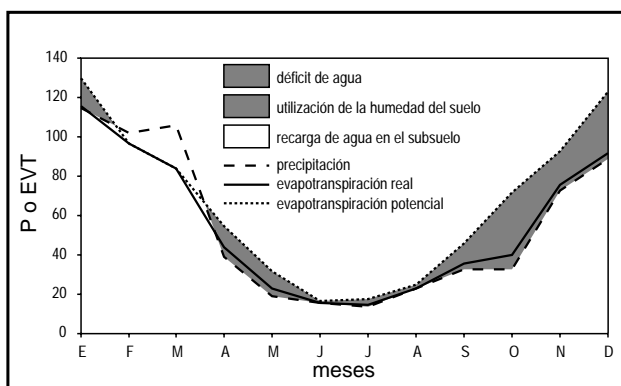


FIG. VI-2: Balance hídrico por el método de Thornthwaite. Localidad: Villa Mercedes (INTA), serie: 1971-80. Capacidad máxima de retención del suelo: 100 mm.

duce una utilización de la humedad del suelo y desde abril a enero se mantiene parcialmente húmedo.

EL BALANCE HIDRICO DE LOS CONTINENTES

Las aguas superficiales y subterráneas, como componentes principales del medio natural, desempeñan un papel vital en la vida y en la actividad del hombre, cuya importancia irá en aumento con el desarrollo de la sociedad. Es por ello, que estudios sobre la determinación del balance hídrico a escala mundial, no puede ser ajeno a estudiantes de Geografía y geógrafos. Por lo tanto se ha extractado de una monografía muy completa, *Balance Hídrico Mundial y Recursos Hidráulicos de la Tierra*, que refleja los resultados de las investigaciones sobre el balance y los

recursos hídricos del Globo, realizado por científicos del Comité Ruso del Programa Hidrológico Internacional (1974), bajo el patrocinio de UNESCO.

El principio que rige la variación de las reservas hídricas, se expresa generalmente, por la ecuación del balance hídrico. Para períodos largos, y simplificada a los fines prácticos, la ecuación se puede expresar de la siguiente forma:

$$P - Q - E - U = 0$$

Donde: **P**, precipitación total sobre el continente, que incluye la condensación de la humedad, que en algunas regiones puede ser de considerable importancia (desiertos y zonas de congelación continua), esta fracción es comparable con los errores de medición de las precipitaciones; **Q**, aportación superficial y subterránea; **E**, evaporación total; **U**, aguas subterráneas no drenadas por los ríos, que fluyen directamente al océano.

En general, las distintas componentes del balance, se han evaluado en base a mapas anuales elaborados para tal fin. Los valores medios de precipitación, evaporación y escorrentía, se han obtenido de ellos, realizando un estudio detallado de grado en grado de latitud y longitud, e incluso, cada 30' o menor cuando el gradiente es elevado. La diferencia del balance de los continentes se incluye, además, en el componente **U** no estimado.

Balance hídrico de Europa

Europa ocupa una superficie, incluyendo las islas adyacentes, de $10,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Habitualmente se la considera como parte del continente euroasiático, pero por sus características físico-geográficas y condiciones climáticas, Europa y Asia son muy diferentes. Europa está formada por 34 países, 654 millones de habitantes aproximadamente, con una densidad poblacional de 62 hab.km^{-2} ; sus habitantes gozan de un gran bienestar económico y cultural.

La gran penetración de los mares (Mediterráneo, Báltico y Negro), y lo accidentado de sus costas de una longitud de unos 38000 km, es una de sus características peculiares. También, la disposición de sus sistemas montañosos, casi según los paralelos, favorecen el libre paso de las masas húmedas hacia todo el

continente.

Europa se divide en dos vertientes (**FIG. VI-3**). Una, de escorrentía al Océano Glacial Ártico, cuya superficie es de $1,4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ y otra al Océano Atlántico, con una superficie de $6,2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$; además, existe una zona de escorrentía interna o endorreica del Mar Caspio, que es la mayor masa de agua sin desagüe del Planeta.

Los componentes que intervienen en el balance, se han determinado por métodos independientes. Los mapas de precipitación, evaporación y caudal, se han elaborado a escala 1:10.000.000. Las aportaciones de aguas subterránea (**U**), se han calculado de modo aproximado, como término de cierre de la ecuación de balance. Al mismo tiempo, dicho término es indicativo del error de cierre, producido por la indeterminación en las principales componentes. Los resultados en su conjunto y por vertiente, se muestran en el **CUADRO VI-4**.

El balance de Europa, es condicionado por la cantidad de humedad procedente de los océanos Atlántico y Glacial Ártico, y de su transformación, 50 % aproximadamente, en precipitación. Sin embargo, la suma del caudal y evaporación, supera a las precipitaciones de origen oceánico, lo que explica, que un porcentaje importante de la lluvia, proviene de la condensación de la humedad, que se evapora en el propio continente.

La mayor parte de las precipitaciones, independientemente de su origen, se producen sobre la vertiente del Océano Atlántico, con un 71 %, a la vertiente del Océano Glacial Ártico le corresponde un 14 %, y a la zona de escorrentía interna, 15 %. La misma secuencia se puede establecer para las aportaciones, con un 67 %, 23 % y 10 %, respectivamente. La mayor parte de la evaporación corresponde a la vertiente atlántica (71 %). De este modo, del total de precipitaciones en Europa e islas, el 62 % se evapora y el 38 % fluye a los océanos y Mar Caspio.

La aportación de agua subterránea, no drenada por los ríos, determinada como término remanente en la ecuación de balance, representa el 2 % de las precipitaciones. Por otra parte, se ha determinado que la cantidad de agua que discurre a los océanos, es de $3,65 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ al año por kilómetro de costa. Considerando que la

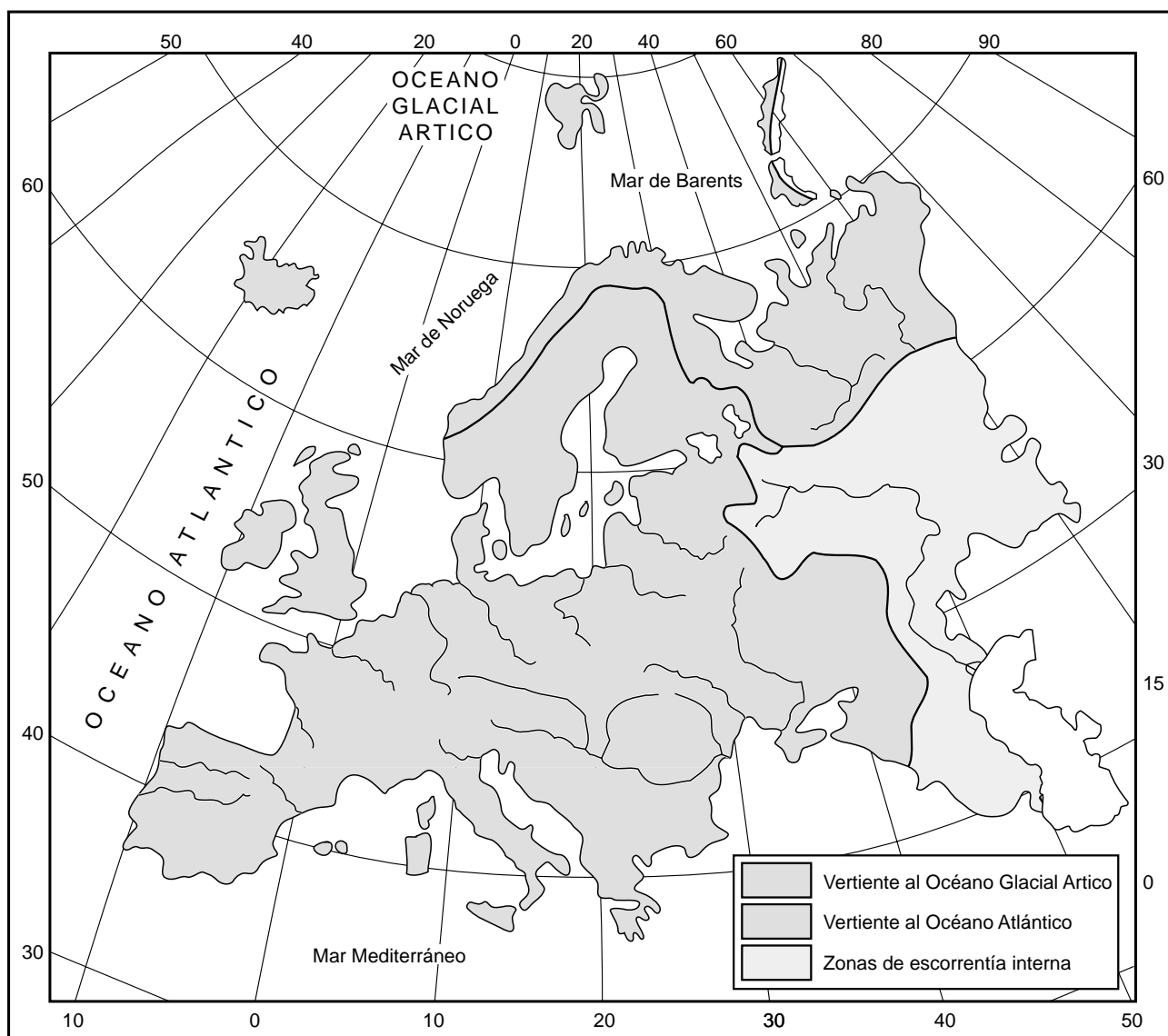


FIG. VI-3: Distribución de Europa por vertientes a los océanos.

longitud de las costas es de 38000 km, la aportación de agua subterránea del continente, da un resultado análogo al hallado, que confirma la precisión del cálculo. Los valores mayores se dan en la costa atlántica de Noruega, y los valores menores en el SE de Europa, en las llanuras del Mar Caspio.

Europa es una región bastante húmeda, con una tendencia general, marcada, de variación de los componentes de balance, que se manifiesta en la disminución de las precipitaciones de NO-SE, y en el aumento de la evaporación en la misma dirección. Por otra parte, la existencia de montañas y llanuras, hace variar considerablemente el carácter general de distribución de los componentes; la precipitación y caudal aumentan en función de la altitud y la evaporación

disminuye.

Una característica del balance hídrico de Europa, es que el 11 % del caudal del continente, no produce aportación a los océanos; pasa a la zona sin desagüe del Mar Caspio o discurren por regiones meridionales áridas. Los valores del coeficiente de escorrentía poseen un rango muy amplio de variación, con una tendencia general a la disminución de NO a SE.

Balance hídrico de Asia continental e insular

Asia es una parte del continente euroasiático, separado de Europa por la cadena montañosa de los Urales. Posee un área, incluyendo el gran grupo de islas que le

CUADRO VI-4
Balance hídrico de las vertientes oceánicas (incluye islas adyacentes) y de la zona de
escorrentía interna de Europa

Territorio	A [10³.km²]	P [mm]	Q_T [mm]	Q [mm]	E [mm]	U [%]	CE
Vertiente al océano Glacial Artico							
Parte continental	1400	788	475	475	334	2.7	0.60
Islas del Artico	130	590	532	532	58	0.0	0.90
Total	1530	771	480	480	311	2.6	0.62
Vertiente al océano Atlántico							
Parte continental	6200	835	282	274	531	2.6	0.33
Islas Atlántico	570	1175	726	726	442	0.6	0.62
Total	6770	864	319	312	523	2.5	0.36
Zona de escorrentía interna							
	2200	571	143	0	419	1.6	-
Todo el continente (incluye las islas)							
Parte continental	9800	769	278	241	478	1.7	0.31
Islas	700	1070	691	691	370	0.8	0.65
Total	10500	789	306	271	470	1.6	0.34

Donde: **A**, superficie; **P**, precipitación; **Q_T**, escurrimiento total; **Q**, aportaciones al océano; **E**, evaporación, que no incluye las pérdidas de caudal de los ríos; **U**, diferencia del balance, porcentaje con respecto a la precipitación; **CE**, coeficiente de escurrimiento, calculado como el cociente entre la aportación al océano y la precipitación.

pertenecen, de $43,475 \cdot 10^6$ km², correspondiéndole a las islas el 6 % de la superficie. Asia tiene 43 países, con algunos de gran extensión (URSS, India, China). Tiene el 58 % de la población mundial. Las zonas más pobladas son las tropicales y ecuatoriales, cuya densidad de población supera los 500 hab.km⁻².

Se destaca por sus grandes dimensiones con relación a los demás continentes. Dentro de su territorio se encuentran grandes desiertos y las zonas más húmedas del Planeta. El contraste de las condiciones naturales, está relacionado en gran parte con la compleja configuración de su territorio, ocupado esencialmente por grandes elevaciones montañosas; al mismo tiempo, se encuentra la depresión más profunda del Globo (Mar Muerto, -392 msm). Posee grandes masas de agua (Mar Caspio, lagos Baikal, Aral y otros) y muchos de sus ríos pertenecen a los mayores del mundo.

Está bañada por las aguas de cuatro océanos, aunque una gran parte es zona de escorrentía interna, siendo la más extensa, la región central (Asia Central, Kazajstan, depresión

de Seitan y áreas adyacentes, meseta de Irán, depresión del mar Caspio) con un 21.8 % de la superficie total. La distribución de la superficie por vertientes a los océanos, incluyendo algunas zonas de escorrentía interna, es la siguiente: Océano Glacial Artico (26.9 %), Océano Pacífico (27.4 %), Océano Indico (incluyendo el desierto de Thar y península arábiga, 22.2 %), y Océano Atlántico (Incluyendo cuenca del Mar Muerto y Anatolia interior, 1.7 %) (**FIG. VI-4**).

El balance hídrico de Asia, dada la estabilidad de sus reservas de agua, está determinado por la cantidad de las precipitaciones y su relación entre la evaporación y el caudal aportado al océano; únicamente del 40 a 45 % alcanzan el océano y el resto se pierde por evaporación. Las variaciones observadas en las reservas de agua (retroceso de los glaciales en los últimos decenios), no se refleja en el régimen hídrico del territorio; o bien son de carácter local (aumento de las reservas de aguas subterráneas en áreas bajo riego, o disminución por excesivo bombeo).

El rasgo característico del balance de Asia,

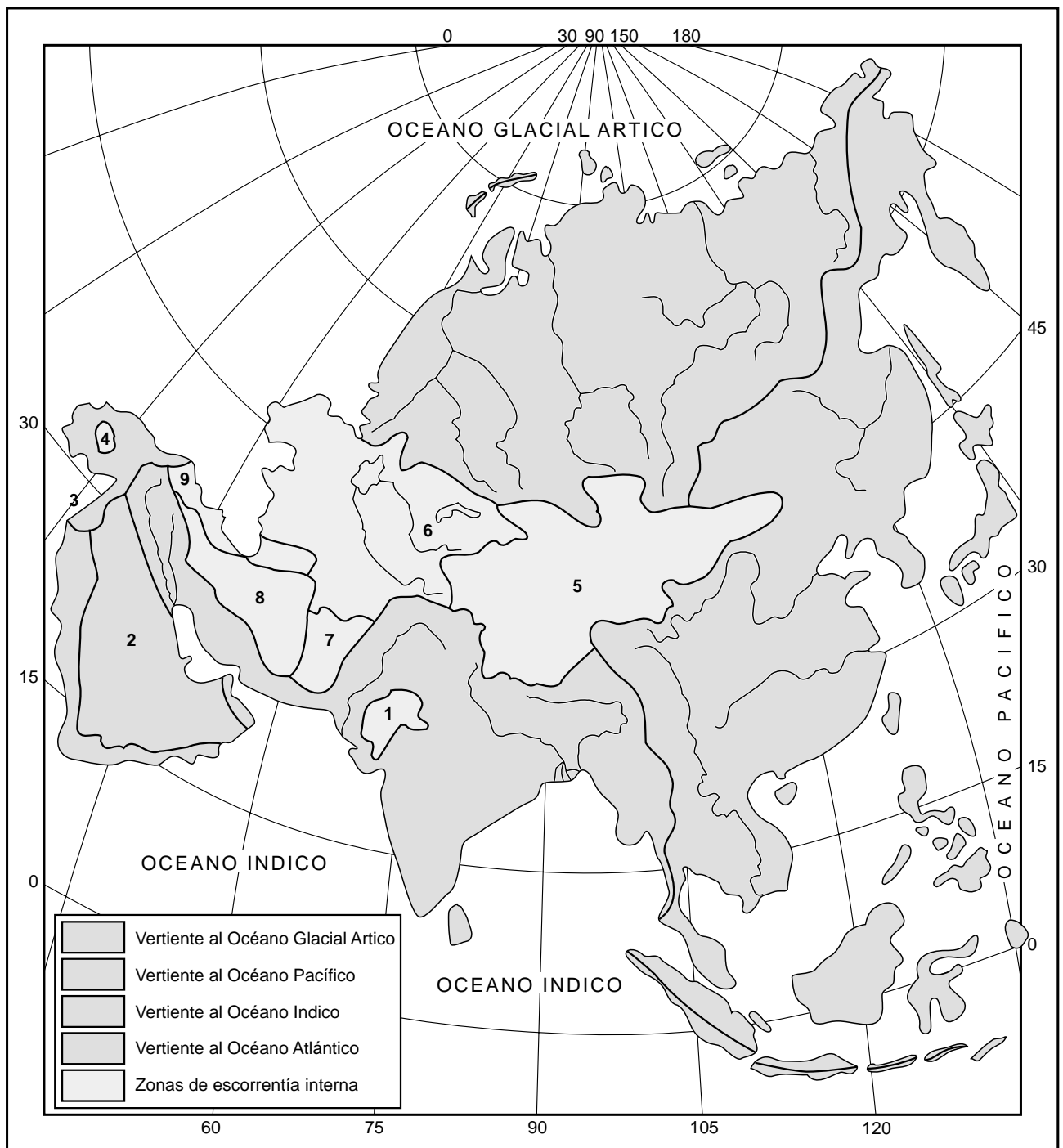


FIG. VI-4: Distribución de Asia por vertientes a los océanos.

consiste en la notable diferencia existente entre el caudal que se origina y el caudal que afluye a los océanos. Ello es debido a la presencia de extensas zonas cerradas de escorrentía interna y a la pérdida de los ríos que atraviesan zonas áridas. El proceso natural de pérdidas se da por evaporación. Ello se agrava por las extracciones de agua para el riego, ya que posee, desde la antigüedad, el 80 % de la superficie de las tierras irrigadas del mundo, lo que resulta difícil separar

la evaporación natural de las pérdidas por riego.

Las componentes del balance hídrico se han determinado por procedimientos independientes, en base a mapas de precipitación, aportación y evaporación, a escala 1: 2 500 000 y 1:10.000.000. El flujo subterráneo al océano, se estimó aproximadamente como término residual de la ecuación de balance, y es del orden de 1.8 % de las precipitaciones. En su formación,

además de la infiltración profunda, tienen cierta importancia las pérdidas en las llanuras aluviales, constituidas por una potente capa de sedimentos permeables. La aportación de aguas fluviales al mar, es menor al escurrimiento total en un 10 %, aproximadamente. El coeficiente de escorrentía medio de la parte continental, calculado a partir de la aportación al océano es de 0.39.

Las condiciones de humedad de Asia insular, son mejores que las del continente. La mayor precipitación, genera un coeficiente de escurrimiento más alto, de 0.56, con una altura media de aportación específica 5 veces superior a la del continente. A pesar de la pequeña superficie de las islas, juegan un rol esencial en el balance hídrico de toda Asia.

Los cálculos se han realizado para las 4 vertientes oceánicas del continente con sus islas y para la zona de escorrentía interna central, dividida por regiones (**CUADRO VI-5**). Lo errores globales de cálculo, por lo general no sobrepasan el 6 %.

A pesar de la gran variedad de condiciones naturales, la relación entre las componentes del balance, de la parte periférica del continente, es bastante estable, con valores medios del coeficiente de escorrentía de 0.36 a 0.41. En las zonas interiores sin desagüe, se produce una brusca discrepancia entre las precipitaciones y la evaporación potencial. En la zona central, únicamente un 17 % de las precipitaciones se transforma en flujo superficial y el resto, se pierde por evaporación; el coeficiente de escorrentía

medio es 2.5 veces inferior a la media del continente; además, el escurrimiento se produce casi exclusivamente en las zonas montañosas, y en las llanuras, dicho coeficiente se reduce a valores muy bajos de 0.01 a 0.03.

Las precipitaciones mayores se producen en la vertiente del Pacífico; las menores, en la vertiente del Océano Glacial Ártico. En esta última región, la aportación que se origina, vierte casi totalmente al océano, puesto que las pérdidas son muy pequeñas, del orden del 1% de la precipitación, causadas principalmente por evaporación o, retenida en los numerosos lagos y pantanos existentes. En la vertiente del Índico, la característica más importante, es la decisiva influencia en el balance de las zonas áridas. De las pérdidas totales de la aportación fluvial, el 75 % corresponde a la evaporación y el resto se infiltra y produce flujo subterráneo al océano.

El rasgo característico del balance hídrico en la zona central de escorrentía interna, es la fuerte diferenciación entre el grado de humedad de las montañas y las extensas llanuras de sus inmediaciones. Por la aridez de la llanura, el caudal que se forma en la montaña, se consumen en su totalidad por evaporación. La mayoría de los ríos, desaparecen al abandonar la montaña; los más grandes, circulan a través de los desiertos, finalizando en masas cerradas de agua. La aportación específica de toda el área, es 7 veces menor, que de la parte periférica del continente. Es de destacar, que esta región no es homogénea, ya que existen áreas de relativamente alta precipitación (zona del Caspio), y otras de muy baja precipitación (Irán).

CUADRO VI-5
Balance hídrico de Asia

Territorio	A [10³.km²]	P [mm]	Q_T [mm]	Q [mm]	E [mm]	U [%]	CE
Parte continental	40775	631	265	244	373	2.2	0.39
Parte insular	2700	2410	1340	1340	1020	2.1	0.56
Total	43475	742	332	312	414	2.1	0.42
Zona esc. externa	28500	800	362	349	435	2.0	0.44
Zona esc. interna	12275	239	37	0	228	4.6	-

La zona de escorrentía externa no incluye el territorio de las islas. Donde: **A**, superficie; **P**, precipitación; **Q_T**, escurrimiento total; **Q**, aportaciones al océano; **E**, evaporación, que incluye las pérdidas en los ríos; **U**, diferencia del balance, porcentaje con respecto a la precipitación; **CE**, coeficiente de escurrimiento, calculado como el cociente entre la aportación al océano y la precipitación.

Balance hídrico de Africa continental e insular

El continente africano y sus islas ($30.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) ocupan una quinta parte de la superficie total de las tierras emergidas. Su superficie en el hemisferio norte es casi dos veces mayor al del hemisferio sur. En el continente hay 48 países, que difieren considerablemente en superficie. El número de habitantes es de $290 \cdot 10^6$ (año 1971). La densidad de población es 10 hab.km^{-2} , aproximadamente dos veces menor a la densidad media mundial. El terreno es poco accidentado, en relación a los demás continentes; en su parte central predominan extensas llanuras y mesetas. Gran parte de Africa, es ocupada por el desierto más extenso del Planeta, el Sahara ($7.0 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) y el Kalahari ($0.9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$), sin ríos permanentes. También, posee grandes sistemas fluviales como el Congo, Nilo y Zambeze; la densidad de drenaje es elevada en la región central del continente. Los ríos de las zonas de escorrentía interna, permanente o temporales, desembocan en lagos o se pierden en los arenales. Se encuentran lagos importantes como el Victoria, Tanganica y Nyasa.

La superficie de Africa se distribuye desigualmente entre las vertientes de los océanos que la circundan; la vertiente atlántica es 1.5 veces mayor que la vertiente del Indico. La zona

de escorrentía externa ocupa 66 % de la superficie de Africa, el resto del continente, casi igual a Europa, corresponda a zonas de escorrentía interna (desierto del Sahara con la cuenca del Lago Chad, cuenca del lago Rodolfo, cuenca del lago Eyasi, desierto de Kalahari con la cuenca del río Okorongo). La isla de Madagascar y una serie de islas pequeñas, alejadas del continente, pertenecen geográficamente a Africa (**FIG. VI-5**).

El balance hídrico de Africa se determina a partir de las precipitaciones originadas en el continente, las pérdidas por evaporación y aportación al océano por vía superficial y subterránea. Al continente llega desde el océano una gran cantidad de humedad, de la cual más del 25 % se desplaza fuera de él; el resto se transforma en precipitación, al que debe sumarse un 42 % aproximadamente, de origen local, precipitaciones originadas por el proceso del ciclo interno. También, una fracción importante de la humedad producida por la evaporación en el continente, se desplaza fuera de sus límites. Por lo tanto, la característica más peculiar del balance, es la gran cantidad de precipitaciones que se pierden por evaporación; el coeficiente de escorrentía medio es de 0.17.

Los resultados del cálculo del balance hídrico, se muestran en el **CUADRO VI-6**. La valoración de

CUADRO VI-6
Balance hídrico de las vertientes oceánicas de Africa (con las islas adyacentes) y de las zonas de escorrentía interna

Territorio	A [$10^3 \cdot \text{km}^2$]	P [mm]	Q_T [mm]	Q [mm]	E [mm]	U [%]	CE
Vertiente al océano Atlántico							
Zona esc. externa	14930	1020	241	225	690	10.3	0.24
Zona esc. interna	8180	196	11	0	167	14.8	-
Total	23110	728	160	145	505	10.7	0.20
Vertiente al océano Indico							
Zona esc. externa	5020	730	84	72	600	7.9	0.10
Zona esc. interna	1400	648	46	0	593	8.3	-
Isla Madagascar	590	1600	652	652	881	4.2	0.41
Total	7010	787	124	107	622	7.4	0.14
Continente + islas	30120	742	151	136	533	9.8	0.18

Donde: **A**, superficie; **P**, precipitación; **Q_T** , escurrimiento total; **Q**, aportaciones al océano; **E**, evaporación, que incluye las pérdidas de caudal de los ríos; **U**, diferencia del balance, porcentaje con respecto a la precipitación; **CE**, coeficiente de escurrimiento, calculado como el cociente entre la aportación al océano y la precipitación.

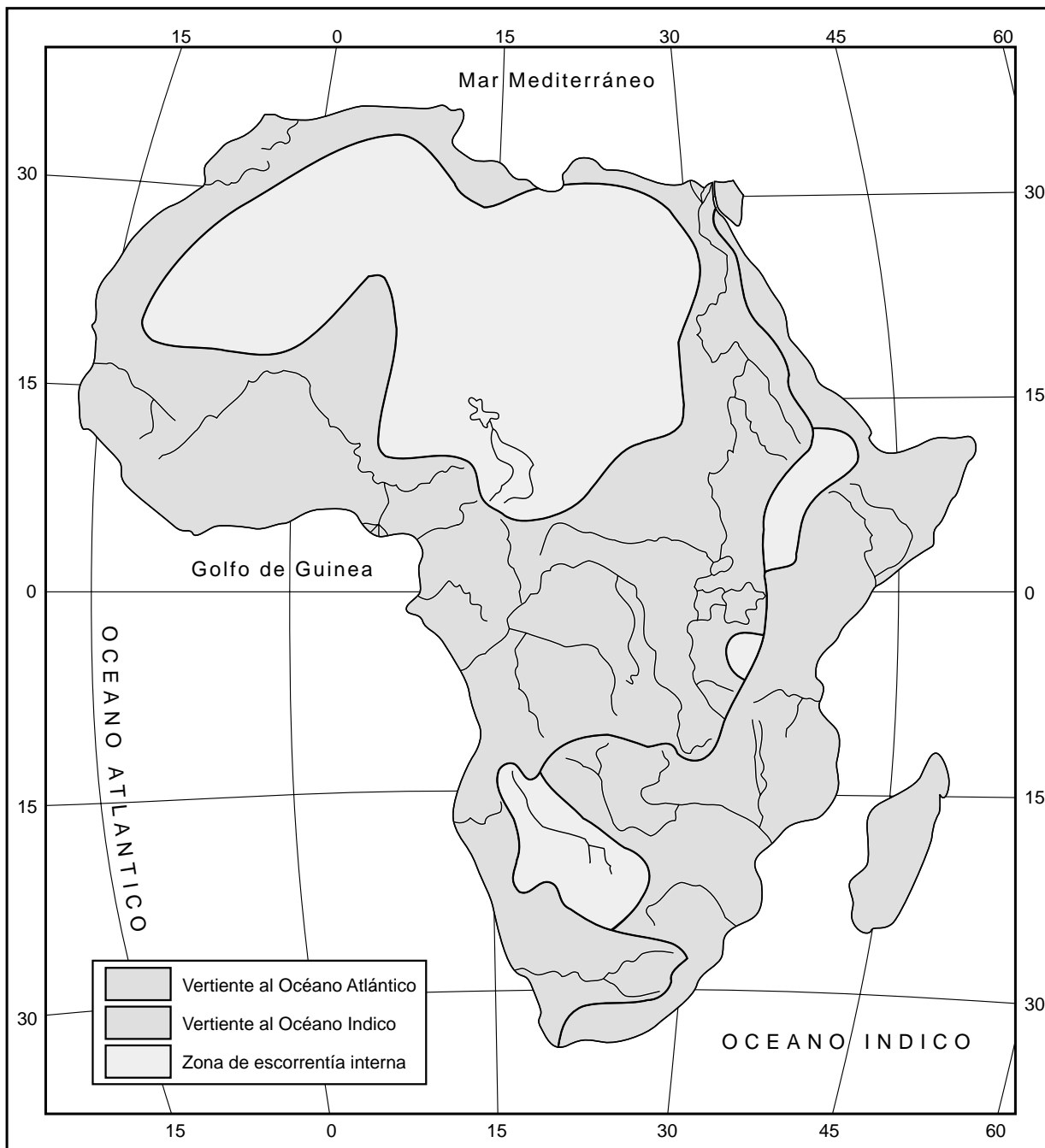


FIG. VI-5: Distribución de África por vertientes a los océanos.

las distintas componentes, se ha realizado con mapas de precipitación (escala 1:20.000.000), evaporación (escala 1:10.000.000) y aportaciones (escala 1:7.500.000). La diferencia en el balance, 10 %, puede ser atribuida a errores en el cálculo de la evaporación y aportación, al no considerar las aguas subterráneas no drenadas por los ríos e infiltración de las aguas fluviales en los depósitos aluviales de las llanuras costeras. Tomando en cuenta los errores de cálculo, se puede decir que prácticamente un 20 % de las

precipitaciones escurren superficial y subterráneamente; el resto, se evapora.

En general, la variación de los valores de precipitación y escorrentía específica, se verifica desde el ecuador a los trópicos; en el mismo sentido la evaporación aumenta. Los máximos coeficientes de escorrentía se dan en la zona ecuatorial, con valores de 0.70 a 0.75, siendo aún mayor en la isla de Madagascar; los menores valores, próximo a cero, se dan en las zonas de

escorrentía interna. Las zonas áridas del continente (aproximadamente un 30 % de su superficie total), condicionan notablemente los valores de las componentes del balance. En las zonas de escorrentía externa, las aportaciones superan en más del 40 % a la media continental; del mismo modo, la precipitación y evaporación es un 13 % mayor. También, Madagascar, pese a su reducida superficie en relación al continente, aumentan considerablemente los valores totales de las componentes del balance.

La vertiente al Atlántico (78 % de la superficie total, incluyendo las zonas de escorrentía interna), es la de mayor importancia en el balance; concentra el 80 % de las precipitaciones, el 90 % de las aportaciones y el 76 % de la evaporación. Dicha vertiente, difiere notablemente de la del Indico por su humedad; en la primera, las precipitaciones tienen lugar durante la mayor parte del año; mientras que en la otra, es de carácter estacional; el coeficiente de escorrentía es prácticamente el doble en la vertiente atlántica con respecto a la del Indico.

Balance hídrico de América del Norte y Central

América del Norte y Central, incluyendo las islas, posee una superficie de $24.2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Entre sus islas se encuentran Groenlandia, archipiélago Artico Canadiense, grandes Antillas y otras; la superficie total de las islas es de $4.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. El número de habitantes es de $327.0 \cdot 10^6$ (1971), que representa una densidad poblacional media de 135 hab.km^{-2} . La mayor parte de la población se encuentra concentrada en la zona meridional, de clima más benigno.

Debido a su situación geográfica, configuración y compleja estructura de superficie, presenta condiciones naturales muy diversas. Dos golfos, Hudson y México, se adentran profundamente en el continente, ejerciendo gran influencia en sus condiciones naturales, ya sea enfriando o calentando el territorio, respectivamente.

América del Norte y Central, abarca todas las zonas climáticas: ártica, subártica, templada, subtropical y tropical. El norte ártico, ocupa el 12 % de toda la superficie englazada del Planeta. El macizo glacial ejerce una notable influencia en la circulación atmosférica y en el ciclo hidrológico, no solo de América, sino también de todo el hemisferio norte. Las principales fuentes

de humedad, del continente, son las masas de aire que provienen del Pacífico, Caribe y golfo de México, pero su influencia depende considerablemente de las características orográficas. Atenua la penetración de las masas de aire húmedo procedentes del Pacífico; al mismo tiempo, el aire cálido y húmedo del Caribe, juega un papel importante en las regiones orientales de EE.UU. y Canadá; la masa de aire del Artico, pobres en humedad, penetran profundamente en el interior del continente, y favorecen la caída de precipitaciones en las llanuras interiores.

La existencia de barreras montañosas altas en la circulación de las masas de aire es la causa de la variación en las zonas naturales del continente: de norte a sur y de las costas a las llanuras interiores. De este mismo modo varían las características del balance. También, la estructura geológica, el carácter de los suelos y la existencia de glaciación, ejercen una considerable influencia. En la zona norte, la amplia extensión de suelos congelados y la proximidad a la superficie del escudo cristalino canadiense, en combinación con la suficiencia de humedad, favorecen el intenso desarrollo de las aguas superficiales (ríos, lagos y pantanos) y la escasez de agua subterránea. En las regiones de desarrollo de karst. (golfo de México e islas del Caribe, es característico el predominio de la aportación subterránea sobre la superficial.

La mayor parte del territorio, a excepción de las mesetas interiores, regiones karstificadas y cubiertas por glaciales, la red de drenaje es bien desarrollada. En ella, se destaca el sistema fluvial Mississippi-Misouri, tercera cuenca en superficie del Planeta. Posee un gran número de lagos, siendo en su mayoría de origen glacial o glacio-tectónico y se encuentran en la parte septentrional del continente.

América del Norte, posee tres vertientes oceánicas: al Océano Pacífico, con una aportación media específica de 507 mm, al Océano Atlántico, con 356 mm, y al Glacial Artico, con 221 mm (**FIG. VI-6**). La diversidad de las condiciones naturales se refleja en la gran variación de las aportaciones en cada vertiente. Así se tiene gran disponibilidad de agua en la franja costera del SE de Alaska y costa del mar Caribe en Costa Rica, con una aportación media de 4000 a 4500 mm, hasta llegar de 100 hasta 300 mm, en la franja costera de las cordilleras de la costa del Pacífico. En las zonas de escorrentía interna, regiones áridas, se encuentran valores muy bajo de aportaciones, donde incluso no existe durante

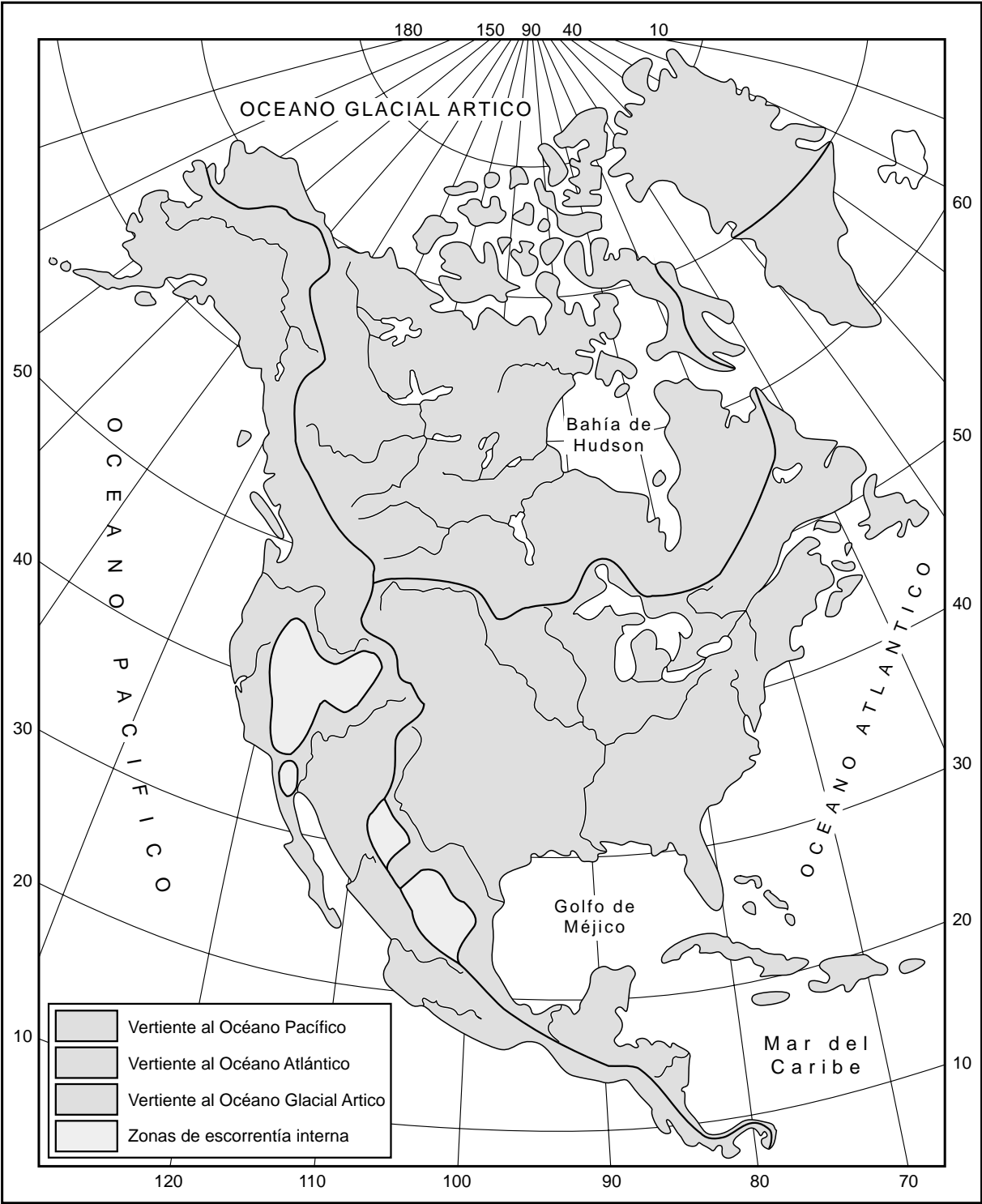


FIG. VI-6: Distribución de América del Norte por vertientes a los océanos.

meses.

El balance hídrico de América del Norte, se compone de las precipitaciones que caen sobre su superficie, de la aportación de origen fluvial, glacial, y subterráneas no drenadas por los ríos y variaciones de las reservas glaciares y acuíferos profundos (**CUADRO VI-7**). Las variaciones en

las reservas de agua subterránea han experimentado un fuerte impacto negativo, principalmente en el sur, donde se utilizan para riego, industria y abastecimiento poblacional. Las extracciones superan varias veces a la recarga; sin embargo, la intensa explotación de los acuíferos es de carácter local, y su influencia en el balance hídrico global es insignificante. Por otra

CUADRO VI-7
Balance hídrico de las vertientes oceánicas de América del Norte (con las islas adyacentes)

Territorio	A [10³.km²]	P [mm]	Q_T [mm]	Q [mm]	E [mm]	U [%]	CE
Vertiente al océano Pacífico							
Zona esc. externa	4800	890	511	463	392	3.9	0.52
Zona esc. interna	521	324	22	0	287	11.4	-
Parte continental	5320	834	463	418	381	4.2	0.50
Parte insular	150	2460	2100	2100	358	0.1	0.85
Total	5470	880	509	465	381	3.9	0.53
Vertiente al océano Atlántico							
Zona esc. externa	7960	1020	341	328	676	1.6	0.32
Zona esc. interna	280	386	11	0	370	4.1	-
Parte continental	8240	999	330	317	665	1.7	0.32
Parte insular	1250	840	524	524	302	1.6	0.62
Total	9490	978	356	344	617	1.7	0.35
Vertiente al océano Glacial Artico							
Parte continental	6500	536	223	223	310	0.6	0.42
Parte insular	2740	268	215	215	53	0.0	0.80
Total	9240	457	221	221	235	0.2	0.48

Donde: **A**, superficie; **P**, precipitación; **Q_T**, escurrimiento total; **Q**, aportaciones al océano; **E**, evaporación, que no incluye las pérdidas de caudal de los ríos; **U**, diferencia del balance, porcentaje con respecto a la precipitación; **CE**, coeficiente de escurrimiento, calculado como el cociente entre la aportación al océano y la precipitación.

parte, la información existente con respecto a las variaciones en las reservas glaciares es contradictoria, por lo que estas no han sido tomadas en cuenta en el balance.

Las componentes del balance se han determinado independientemente, el flujo subterráneo al océano fue calculado por diferencias, incluyendo en él los errores. El continente junto con las islas recibe una precipitación promedio de 756 mm; de ellos, el 43 % llega a los océanos y el resto se evapora. La diferencia de aportación entre la generada y la que alcanza el mar es pequeña, 4 %, y es debido a pérdidas naturales.

Las condiciones naturales de las islas son muy diversas. Al norte (Groenlandia, archipiélago canadiense, etc.), las precipitaciones son bajas, pero la escorrentía es muy alta (80 %), debido a que el suelo se encuentra la mayor parte del año cubierto de nieve o hielo. En cambio, en las islas del Caribe, la precipitación es muy alta, pero por evaporación o infiltración en los terrenos kársticos, se pierden del 70 al 80 % de la precipitación.

La vertiente al Océano Glacial Artico es menos húmeda que las demás; el caudal que vierte es prácticamente igual al que se genera en su territorio. La del Pacífico, constituida por estrecha franja de norte a sur, es la de mayores contrastes, posee la región más húmeda y la más árida del continente. La vertiente atlántica, húmeda, con amplia profusión de rocas sedimentarias e intenso desarrollo del karst, da lugar a un bajo coeficiente de escorrentía y a una considerable aportación subterránea.

Las menores pérdidas por evaporación corresponden al sur de Alaska, sobre la costa del Pacífico. Los cortos pero caudalosos ríos de la región desaguan al océano del 70 al 80 % de la precipitación caída en sus cuencas. En las cuencas muy húmedas del sur del continente, el balance es muy distinto. La intensa radiación solar, origina grandes pérdidas por evaporación, con coeficientes de escorrentía del orden de 0.54. En las regiones meridionales áridas, la evaporación supera considerablemente a la precipitación, siendo la aportación muy pequeña, con coeficientes de escorrentía de 0.10 a 0.15. Las cuencas de los ríos de la vertiente atlántica,

se caracterizan por sus condiciones moderadas de precipitación, evaporación y aportación, con coeficientes de escorrentía entre 0.30 a 0.70.

Balance hídrico de América del Sur

América del Sur, junto con las islas adyacentes, ocupa una superficie de $17.8 \cdot 10^6$ km²; en él viven más de $185.0 \cdot 10^6$ habitantes. La mayor parte del territorio, más del 80 %, se encuentra en las zonas ecuatorial y tropical. Rodeada de agua, presenta una costa poco recortada. A lo largo de todo el contorno septentrional y occidental, se extiende el sistema montañoso de Los Andes, con la particularidad, que las cadenas montañosas paralelas están separadas por profundos valles o altas mesetas, que forman una extensa zona de escorrentía interna. A las montañas, le siguen grandes llanuras y depresiones con declive hacia el Atlántico.

Los principales factores que condicionan el clima y la circulación de la humedad son: situación geográfica, la parte más ancha se encuentra en las latitudes ecuatoriales; configuración orográfica, que actúa de barrera al paso de las corrientes húmedas; existencia de corrientes frías oceánicas que discurren a lo largo de sus costas occidental y oriental. En función de la distribución de la temperatura y humedad, en el continente se destacan distintas zonas naturales: selvas y bosques (47 %), sabanas (37 %), desiertos y semidesiertos (10 %), praderas (4%) y estepas (2%). La glaciación actual, es

insignificante; los territorios cubiertos por nieves y glaciales, representan 0.14 % de la superficie total del continente.

Los suelos lateríticos, son ampliamente extendidos en América; tienen una gran capacidad de infiltración, que aumentan las reservas de agua subterránea y proporcionan una alimentación estable a los ríos. La mayor aportación se produce al Océano Atlántico (85 % de la superficie total) y, en menor medida, al Pacífico (7 % de la superficie). Una aportación superficial insignificante, menos del 1 %, corresponde a las zonas de escorrentía interna (meseta centro-andina, Patagonia, etc.; representan el 8 % de la superficie) (**FIG. VI-7**).

El balance hídrico de América del Sur, tiene como principales componentes, la precipitación, evaporación total, aportación superficial y la infiltración profunda, que determina el flujo subterráneo al mar. Cada uno de las componentes se ha determinado independientemente; las precipitaciones se han obtenido de un mapa de isohietas a escala 1:7 500 000; la evaporación de un mapa a la misma escala que de la lluvia; las aportaciones por mediciones directas en la desembocadura de los ríos; la componente restante, por diferencia, que incluye además del aporte de agua subterránea, los errores de cierre y otros tipos de pérdidas como riego y abastecimiento.

Los resultados del balance en su conjunto se muestran en el **CUADRO VI-8**. Su principal característica, consiste en la sustancial diferencia

CUADRO VI-8
Balance hídrico de las vertientes oceánicas y de las zonas de escorrentía interna en América del Sur

Territorio	A [10³.km²]	P [mm]	Q_T [mm]	Q [mm]	E [mm]	U [%]	CE
Vertiente Atlántico	15150	1710	685	685	934	5.3	0.40
Vertiente Pacífico	1240	1509	1076	1076	355	5.2	0.71
Zona esc. interna	1410	460	42	0	376	9.2	-
Continente	17800	1597	661	658	850	5.4	0.41

La vertiente al océano Atlántico incluye la isla de Tierra del Fuego. Donde: **A**, superficie; **P**, precipitación; **Q_T**, escurrimiento total; **Q**, aportaciones al océano; **E**, evaporación, que no incluye las pérdidas de caudal de los ríos; **U**, diferencia del balance, porcentaje con respecto a la precipitación; **CE**, coeficiente de escurrimiento, calculado como el cociente entre la aportación al océano y la precipitación.



FIG. VI-7: Distribución de América del Sur por vertientes a los océanos.

en volumen de sus elementos, en las distintas vertientes. La diferencia, se produce por la posición que ocupan Los Andes, de allí que la mayor parte de la precipitación, evaporación y aportación correspondan a la vertiente atlántica. En ella caen el 91 % de la precipitación y su aportación es casi 8 veces mayor. El coeficiente de escorrentía medio de la vertiente del Pacífico, por el contrario, es 1,8 veces superior al del Atlántico. En las zonas de escorrentía interna, se presentan escasas lluvias, en su gran mayoría de origen oceánico, pero menos de la décima parte

de las mismas, va a los pocos ríos que discurren por ella, perdiéndose en su mayor parte por evaporación.

Las tres cuencas fluviales más grandes del continente: Amazonas, Plata y Orinoco, ocupan cerca del 65 % del territorio, y llevan al océano el 74 % de la aportación total. El Amazonas (38 % de la superficie del continente), tiene más del 52 % de la precipitación total, gran parte provienen del Atlántico, y el 23 % se forma por evaporación local. La mitad de las

precipitaciones se pierde por evaporación y el resto, escurre al océano. En la cuenca del Plata las precipitaciones son en su gran mayoría de origen oceánico; las salidas de agua del sistemas son por evaporación (72 %) y escurrimiento (20 %); la diferencia se explica por las pérdidas de infiltración profunda en la región chaqueña. La cuenca del Orinoco, posee precipitaciones de origen oceánico, y las precipitaciones de origen

local son insignificantes; la evaporación y aportación prácticamente se distribuyen por igual.

Balance hídrico de Australia y Oceanía

El continente australiano posee una superficie de $7.615 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, incluido las islas

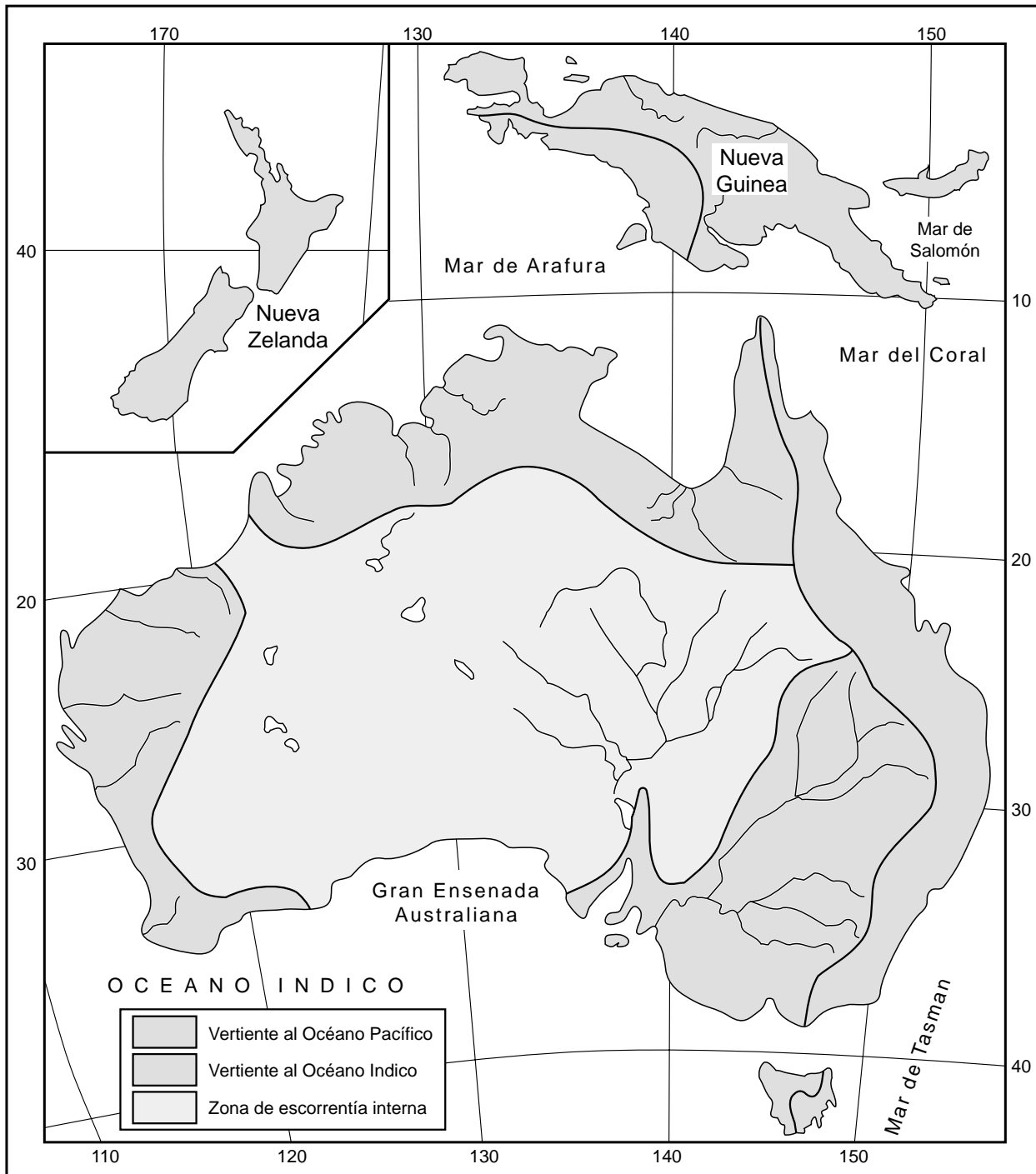


FIG. VI-8: Distribución de Australia e islas mayores de Oceanía por vertientes a los océanos.

adyacentes (Tasmania es la más grande). Se encuentra bañado por las aguas de los océanos Pacífico e Indico, que le corresponden el 8 % y 40.5 % respectivamente y, a la zona de escorrentía interna, el resto, es decir el 51.5 % (**FIG. VI-8**). Australia es un continente llano, con algunos sistemas montañosos de baja altura. Posee $12.7 \cdot 10^6$ de habitantes; es uno de los menos poblados del mundo, con una densidad de 1.6 hab.km^{-2} . Al norte y este de Australia se encuentran situadas un grupo de grandes islas y numerosas pequeñas, denominado genéricamente Oceanía; posee una superficie de $1.27 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, correspondiéndole el 83 % a las islas de Nueva Guinea y Nueva Zelanda.

Las condiciones climáticas están determinadas por su proximidad al Ecuador y a los cálidos mares y océanos que los circundan. En la mayor parte del territorio, dominan las masas de aire tropical y ecuatorial. Cerca de $5.0 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ son tierras áridas y semiáridas, y

$2.6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ son más o menos húmedas. En los desiertos, se presentan largos períodos secos, con lluvias de carácter torrencial. En la parte norte de Australia y Nueva Guinea, se manifiesta claramente el clima monzónico.

En los elementos del balance ejerce gran influencia el tipo de suelo. En las regiones donde abundan calizas fisuradas, no hay aportación superficial. Las aguas subterráneas kársticas surgen en manantiales a lo largo de la costa y en el fondo del mar. En los desiertos de arena, no se produce aportación, ni siquiera durante los aguaceros debido a la gran permeabilidad de los estratos; por esta causa, en muchas regiones áridas de Australia existen grandes reservas de aguas subterráneas. En las regiones predominantemente agrícolas, gran parte de las aguas subterráneas se consumen en regadíos, lo que influye decisivamente en el balance.

El origen de las precipitaciones en Aus-

CUADRO VI-9
Balance hídrico de las vertientes oceánicas de Australia (con las islas adyacentes), de la zona de escorrentía interna y del continente Oceanía

Territorio	A [10³.km²]	P [mm]	Q_T [mm]	Q [mm]	E [mm]	U [%]	CE
Vertiente al océano Pacífico							
Parte continental	613	925	184	184	733	0.9	0.20
Parte insular	1108	2650	1520	1520	1050	3.0	0.57
Total	1721	2040	1050	1050	1360	2.5	0.51
Vertiente al océano Indico							
Parte continental	3078	598	58	54	489	9.2	0.09
Parte insular	227	2970	1770	1770	1100	3.4	0.60
Total	3305	760	176	172	531	7.5	0.23
Zona de escorrentía interna							
Toda la zona	3924	270	2	0	263	2.6	-
Oceanía							
Australia:							
Zona esc. externa	3691	653	79	75	530	7.3	0.12
Zona esc. interna	3924	270	2	0	263	2.6	-
Todas las islas	1335	2700	1560	1560	1060	3.0	0.58
Total continente	8950	791	267	265	491	4.4	0.34

Donde: **A**, superficie; **P**, precipitación; **Q_T**, escurrimiento total; **Q**, aportaciones al océano; **E**, evaporación, que incluye las pérdidas de caudal de los ríos; **U**, diferencia del balance, porcentaje con respecto a la precipitación; **CE**, coeficiente de escurrimiento, calculado como el cociente entre la aportación al océano y la precipitación.

tralia es la humedad que proviene de los océanos, descargando solamente el 24 % de su humedad en el continente y el resto pasa transitoriamente, y las precipitaciones de origen local son muy escasas. En las islas únicamente el 35 % de las lluvias son de origen oceánico. Los elementos que constituyen el balance hídrico, se han calculado separadamente y los resultados se muestran en el **CUADRO VI-9** y **CUADRO VI-10**.

De todas las precipitaciones que se producen en Australia, el 86 % se evapora y el 8 % escurre a los océanos, a masas de agua sin desagüe o se infiltra en las arenas. La diferencia de cierre corresponde, una parte, a la aportación de las aguas subterráneas, no drenadas por los ríos, y el resto se debe a la imprecisión en las medidas de las componentes. Debido a su fuerte aridez, son característicos los coeficientes de escurrimientos muy bajos, menor a 0.01 en los desiertos, hasta el 0.30 a 0.50 en las regiones húmedas montañosas. En las islas, la precipitación es 6 veces mayor a la de Australia, y la aportación específica es 40 veces superior a la del continente. El error de cierre, se debe en parte a la indeterminación de la aportación no drenada por los ríos.

Balance hídrico del continente antártico

Las características geográficas de la Antártida se determinan por su situación en altas latitudes. Casi todo el continente se encuentra cubierto por un potente escudo glacial, sobre el que se elevan algunos macizos montañosos y

picos aislados. Únicamente, en las proximidades de la costa, una parte de la superficie, 0.20 a 0.30 % no se encuentra cubierta de hielo.

La superficie de la Antártida, incluyendo la barrera de hielos en la plataforma continental, posee una superficie de $13.98 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. En ella, se almacena el 62 % de las aguas dulces del Planeta. Se encuentra rodeada por los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, que constituyen sus vertientes (**FIG. VI-9**); sus costas están cubiertas de hielo marino, que se dilata bruscamente en invierno, y contrae en verano hasta quedar la costa libre de hielos.

La conservación del hielo antártico, producido como consecuencia del enfriamiento en el pasado, es favorecida por las condiciones climáticas actuales. Debido a la larga duración del día polar y la transparencia de la atmósfera en verano, es el continente que mayor radiación solar recibe, pero no es calentado por la alta reflectividad (albedo) del hielo; es decir, no absorbe calor.

En el 90 % de su territorio, no se produce deshielo. En el resto, el agua de deshielo vuelve a congelarse, por lo que solo el 1 % de su superficie, produce aportación líquida. La red fluvial no está desarrollada; la mayor longitud de las corrientes suele ser de 30 km, y actúan durante un período muy corto del verano. No existen prácticamente aguas subterráneas; existen aguas subglaciares, que se forman como consecuencia del deshielo de la cubierta glacial. Su volumen todavía no se ha determinado, y la

CUADRO VI-10
Balance hídrico de las grandes islas de Oceanía

Territorio	A [10³.km²]	P [mm]	Q [mm]	E [mm]	U [%]	CE
Nueva Guinea	785	3080	1730	1210	4.5	0.56
Nueva Zelanda	265	1900	1180	710	0.5	0.62
Nueva Caledonia y Otras	217	2780	1700	1100	0.7	0.61
Tasmania	68	1290	690	550	3.9	0.53
Todas las islas	1335	2700	1560	1410	3.0	0.58

Donde: **A**, superficie; **P**, precipitación; **Q**, aportaciones al océano; **E**, evaporación; **U**, diferencia del balance, porcentaje con respecto a la precipitación; **CE**, coeficiente de escurrimiento, calculado como el cociente entre la aportación al océano y la precipitación.

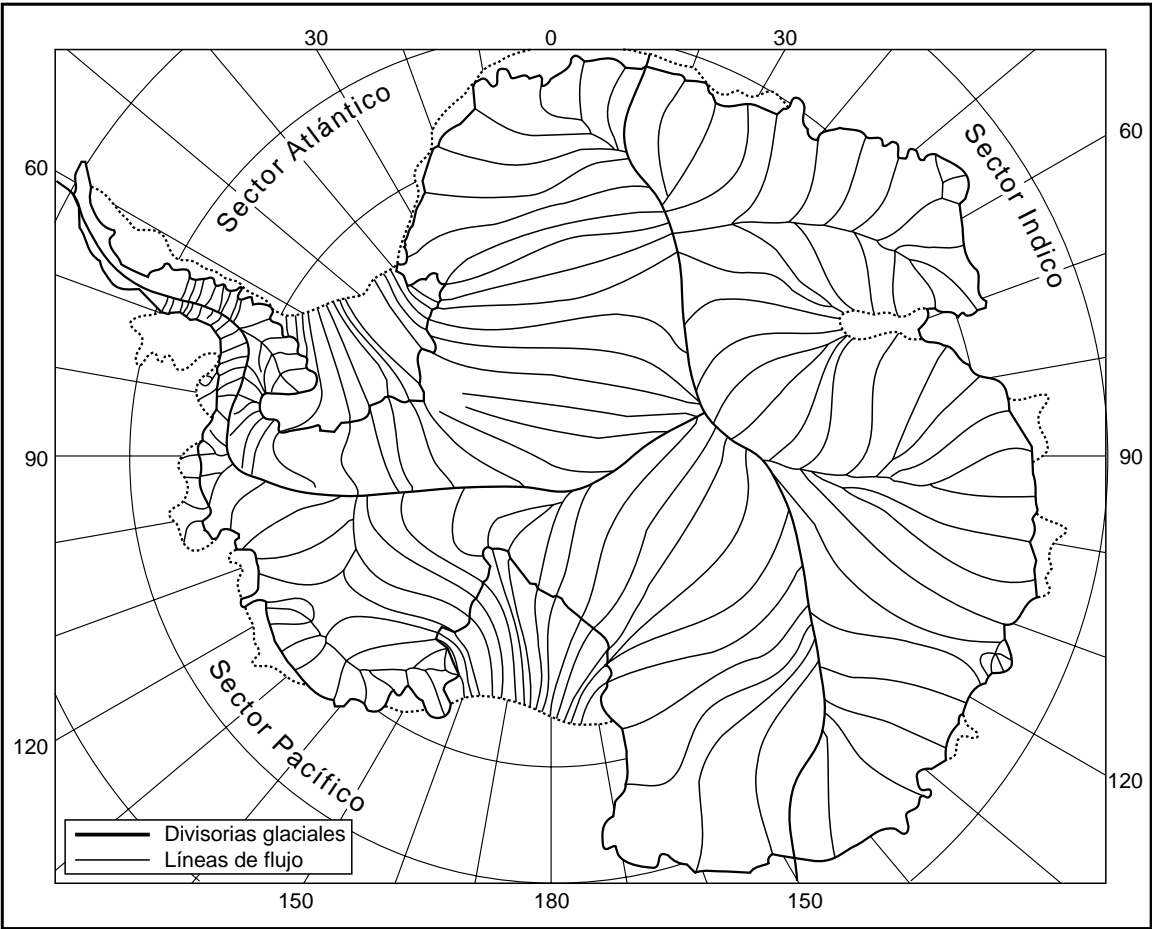


FIG. VI-9: Distribución de la Antártida por vertientes a los océanos.

aportación al océano se produce casi exclusivamente bajo el hielo.

El cálculo del balance hídrico, es muy complicado debido a la deficiencia de observaciones y a sus características específicas (CUADRO VI-11). Las entradas de humedad se

componen de precipitaciones, la condensación, la recongelación del agua en el fondo de los glaciares y las adherencias de los icebergs desprendidos en el borde de la barrera de hielo. Los tres primeros, han sido estimados confiablemente, en cuanto al segundo, no ha sido posible su cálculo por falta de datos, pero se

CUADRO VI-11
Balance hídrico de la Antártida

Vertiente al océano	A [10 ³ .km ²]	P [mm]	Q [mm]	E [mm]	U [%]
Atlántico	3970	166	144	0	14.0
Índico	4960	173	154	0	11.0
Pacífico	5050	190	193	0	2.0
Total	13980	177	165	0	7.0

Donde: **A**, superficie; **P**, precipitación; **Q**, aportaciones al océano; **E**, evaporación; **U**, diferencia del balance, porcentaje con respecto a la precipitación.

estima insignificante.

Las salidas tienen lugar por desprendimiento de icebergs, deshielo en el fondo de los glaciares, aportación subglacial, aportación superficial, evaporación y pérdida de nieve por el viento en el borde del escudo glacial. La evaporación se compensa con la condensación, mientras que los desplazamiento de nieve a los océanos, al parecer son poco importantes. El error en el balance, considerable, es debido al deficiente conocimiento de la mayor parte de las componentes del balance.

Balance hídrico de los continentes. Síntesis

Las zonas de escorrentía externa constituyen el 80 % de las tierras continentales, que se distribuyen entre las distintas vertientes (Atlántico y Pacífico, 59 %; Glaciar Artico e Indico, 29 %, con respecto al total). Esta desigualdad, se debe al relieve de los continentes. La humedad de los océanos Glaciar Artico y Atlántico, penetra profundamente en Eurasia, casi hasta el lago Baikal, debido a la ausencia de barreras montañosas que la retengan; también, llega una parte considerable a América. Las costas de los océanos Pacífico e Indico, están bordeadas por altas montañas que retienen la mayor parte de la humedad. Ello supone, una franja estrecha del litoral oriental de Asia, Africa, Australia y litoral occidental de América.

Las regiones de escorrentía interna, representan el 20 % de todos los continentes; las más significativas son las de Asia, Africa y Australia. Su origen está relacionado con el ciclo de la atmósfera, que determina la distribución de las precipitaciones y evaporación sobre la superficie del Planeta. Todas las zonas de escorrentía interna están situadas en regiones áridas, semiáridas y esteparias, con precipitaciones escasas y evaporación intensa. La escasa humedad, es consecuencia del poco contenido de vapor de agua de las masas de aire que llegan del océano o de la gran distancia a ellos. En general, tiene especial importancia la situación de la región respecto de las cadenas montañosas, ya que retienen la humedad oceánica.

La zona de escorrentía externa, donde se produce la transformación de las precipitaciones en aportaciones superficiales y subterráneas, posee el 93 % de las precipitaciones totales, un 98 % del total de escorrentía y un 88 % de la

evaporación total. Aproximadamente el 75 % del vapor de agua proveniente de los océanos se convierten en precipitación; el resto, se desplaza sin intervenir en los procesos del ciclo. Algo más del 41 % de las precipitaciones se consumen en la formación de escurrimiento fluvial, un 56 % en evaporación y el 2% en formación de la aportación subterránea a los océanos (**CUADRO VI-12**). Una parte de las aguas fluviales no llega al océano, o se emplea en regadíos.

La relación entre las componentes del balance hídrico, en las distintas vertientes de las zonas de escorrentía externa es distinta. En la vertiente del Pacífico, es característico un valor alto de aportación fluvial, superior en 1.5 veces a los valores medios; la evaporación es relativamente baja, y el coeficiente de escorrentía medio, es del orden de 0.54. Los valores más bajos de dicho coeficiente se encuentran en la vertiente atlántica, de 0.35, donde existe una intensa evaporación, que supera a los valores medios en 1.3 veces, con una escorrentía y precipitación próxima a la media. Sin embargo, influye en forma decisiva en el balance hídrico global, a causa de su superficie 43 % del total de tierras emergidas. Posee el 52 % de las precipitaciones, 44 % de las aportaciones y el 56 % de la evaporación total.

El papel que desempeñan los distintos continentes en el balance hídrico, se muestran en el **CUADRO VI-13**; siendo el más importante Asia, seguido por América del Sur, pese a su menor tamaño. Los valores de aportaciones totales (superficiales y subterráneas), es equivalente al 50% de la humedad aportada en forma de vapor de agua por el océano. La transformación de la humedad oceánica en aportaciones varía de un continente a otro, desde el 60 a 65 % en Eurasia a 2 al 3 % en Australia

Los resultados del balance hídrico de la zona de escorrentía interna, se encuentran representados en el **CUADRO VI-14**. El mayor volumen de aportación corresponde a Europa (31%) y Asia (45 %), ya que los ríos que desaguan en el Caspio y Aral, poseen sus nacientes en zonas húmedas; además, de su gran extensión, cerca del 50 % de todas las regiones de escorrentía interna. Las aportaciones más pobres corresponden a Africa y Australia, donde se encuentran las grandes regiones áridas del Planeta. Los errores del balance, se explican por la falta de precisión en la determinación de la evaporación, o por no considerar las aguas subterráneas que fluyen a los océanos.

CUADRO VI-12
Balance hídrico de las zonas de escorrentía externa de los continentes (incluyendo las islas)

Territorio	A [10³.km²]	P [mm]	Q_T [mm]	Q [mm]	E [mm]	U [%]	CE
Europa	8300	847	349	343	489	1.8	0.40
Asia	31200	939	449	436	487	1.7	0.46
Africa	20540	964	215	200	672	9.5	0.21
América del Norte	23400	769	350	335	421	1.7	0.44
América del Sur	16390	1700	714	714	891	5.6	0.42
Oceanía	5030	1200	474	471	670	4.9	0.39
Antártida	13980	177	165	165	0	7.0	0.93
Total	119000	924	385	376	512	3.9	0.41

El total incluye únicamente la parte continental de la zona de escorrentía externa. Donde: **A**, superficie; **P**, precipitación; **Q_T**, escurrimiento total; **Q**, aportaciones al océano; **E**, evaporación, que incluye las pérdidas de caudal de los ríos; **U**, diferencia del balance, porcentaje con respecto a la precipitación; **CE**, coeficiente de escurrimiento, calculado como el cociente entre la aportación al océano y la precipitación.

CUADRO VI-13
Influencia de las vertientes oceánicas continentales en el balance hídrico de las zonas de escorrentía externa

Vertiente al océano	A [%]	P [%]	Q [%]	E [%]
Pacífico	21	24	32	19
Atlántico	43	52	44	56
Indico	17	14	13	15
Glacial Artico	19	10	11	10

Donde: **A**, superficie del total de la zona de escorrentía externa; **P**, precipitación; **Q**, aportaciones al océano; **E**, evaporación

CUADRO VI-14
Balance hídrico de las zonas de escorrentía interna de los continentes

Continente	A [10³.km²]	P [mm]	Q [mm]	E [mm]	U [%]
Europa	2200	571	143	419	1.6
Asia	12275	236	37	190	3.8
Africa	9600	262	16	213	12.6
América del Norte	799	345	19	298	8.1
América del Sur	1410	460	42	376	9.1
Australia	3924	270	2	261	2.6
Total	30208	288	33	235	6.9

Donde: **A**, superficie; **P**, precipitación; **Q**, escurrimiento; **E**, evaporación, que no incluye las pérdidas de caudal de los ríos; **U**, diferencia del balance, porcentaje con respecto a la precipitación.

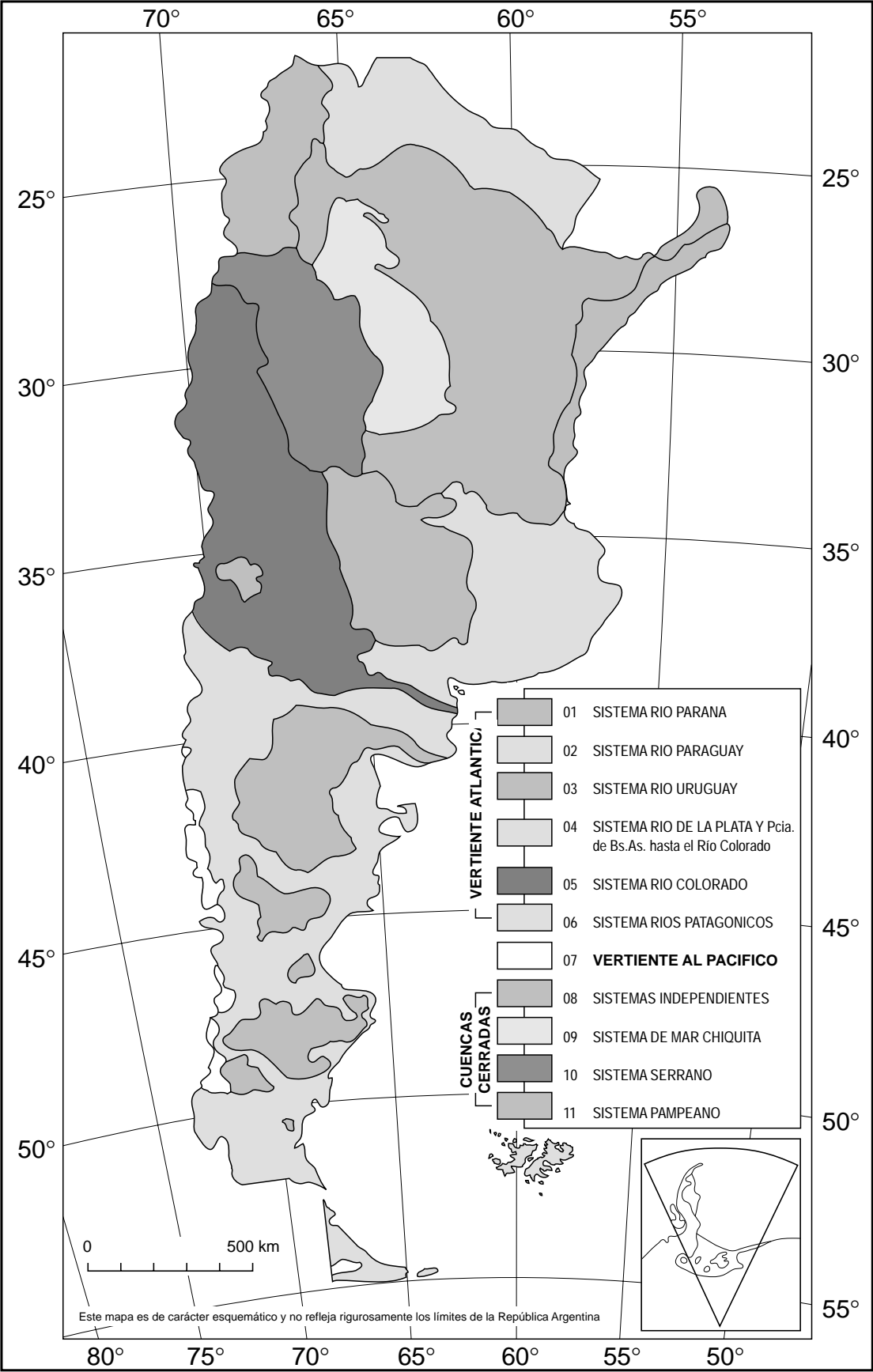


FIG. VI-10: Vertientes hidrográficas de la República Argentina (según INCYTH).

BALANCE HIDRICO DE LA REPUBLICA ARGENTINA

La ejecución del balance hídrico de Argentina, comenzó en 1987 y fue realizado por Centro de Investigaciones Hidrológicas de Ezeiza (CIHE-INCYTH). Su objetivo fue cuantificar las componentes del mismo, en función de la información existente, en las principales regiones hídricas del País. Se empleó una ecuación simplificada, cuya expresión es:

$$P = Q + EVT + n$$

Donde: **P**, precipitación media; **EVT**, evapotranspiración media; **n**, discrepancia u error. Los valores medios de **P**, **EVT** y **Q**, implican promedios temporales y espaciales. La ecuación es válida, si los cambios en los almacenamientos pueden suponerse nulos.

El período considerado para la realización del balance, fue el intervalo calendario de 1962-82. La escala de trabajo fue 1: 2 500 000, excepto en la región noroeste, que se trabajó a escala 1: 250 000 y 1:500 000, debido a que se contaba con mayor información. El sistema hidrográfico de Argentina, se ha subdividido en 100 cuencas, que fueron agrupadas en tres grandes vertientes: Atlántica, Pacífica y Endorreica. (FIG. VI-10)

El análisis del campo pluviométrico se realizó en general cada 100 mm, sobre mapas a escala 1:2 500 000, sobre la base de un gradiente ascendente hacia el este, modificado por la presencia de cordones montañosos. La complejidad de la orografía de algunas regiones, impide el trazado exacto de las isohietas; por tal razón, se utilizó un menor espaciamiento en las isolíneas. La evapotranspiración fue estimada por el método de Turc para superficies naturales, y el método de Blaney-Criddle para superficies regadas. Los mapas de escorrentía, se establecieron en base a valores medidos en distintas secciones de aforo.

Los mapas de precipitación anual media, presentan isohietas casi meridionales en la zona llana y con distorsiones y mayor gradientes en los contrafuertes andinos. Debido a la falta de información en cordillera y salares, los resultados en estas regiones tiene carácter referencial. En casi todo el país, la discrepancia del balance fue inferior a 100 mm, considerándose válidos. Las **figuras VI-11, VI-12 y VI-13** muestran los mapas de precipitación, evaporación y disponibilidad hídrica del país.

Los recursos hídricos superficiales, superan los $25000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ de escurrimiento medio anual, siendo en un 92 % medidos y el resto estimado por métodos indirectos. La riqueza hídrica promedio del país, es de $6.4 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Se nota gran diferencia en la disponibilidad de los recursos hídricos, ya que el 85 % del total, corresponde a la cuenca del Plata ($22031 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), con un rendimiento de $7.0 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. La vertiente del Pacífico, solo dispone del 5 % del total de la riqueza hídrica, pero con el mayor rendimiento del país, de $36.0 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

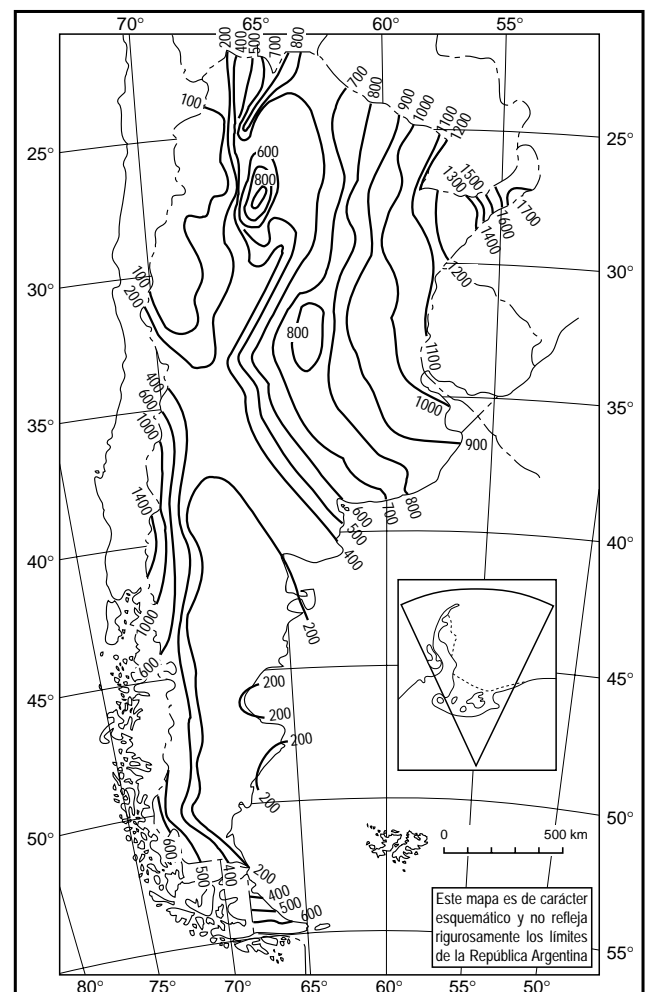


FIG. VI-11: Precipitación media anual de la República Argentina (según INCYTH). Las unidades están expresadas en mm.

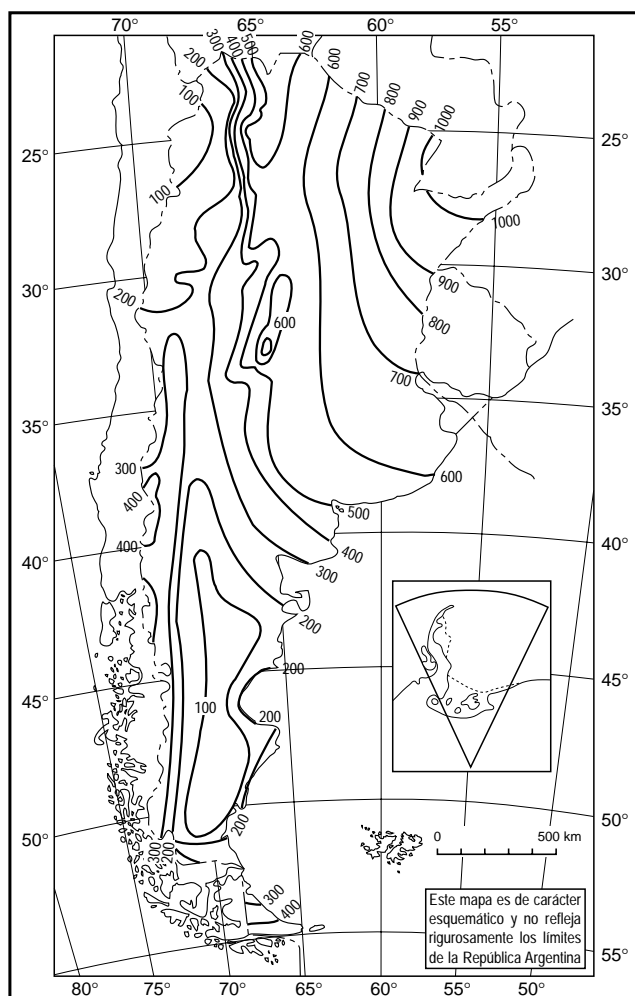


FIG. VI-12: Evapotranspiración media anual de la República Argentina (según INCYTH). Las unidades están expresadas en mm.

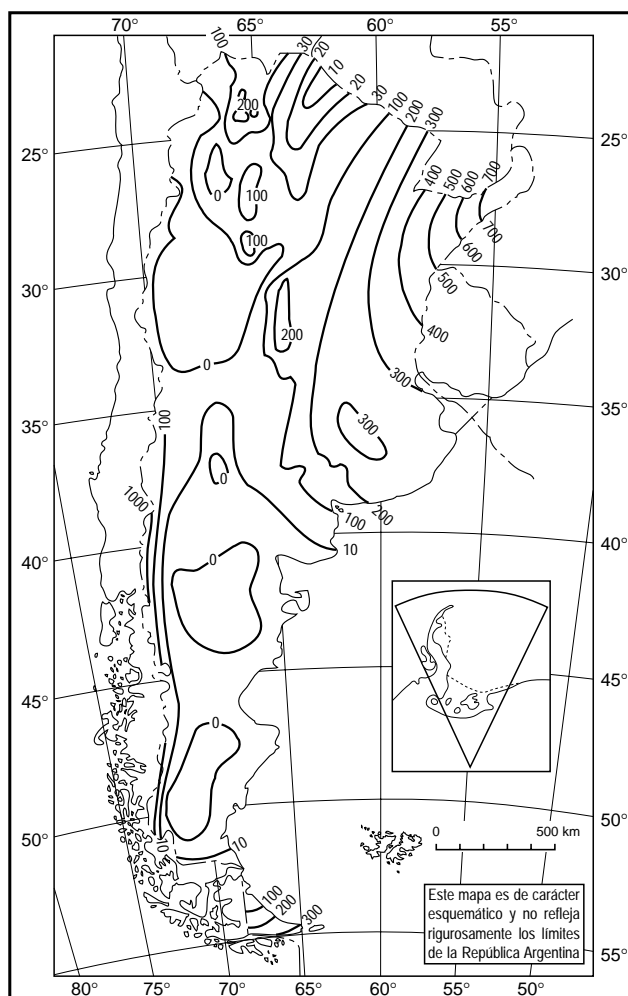


FIG. VI-13: Disponibilidad hídrica media anual de la República Argentina (según INCYTH). Las unidades están expresadas en mm.

CAPITULO VII

MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO

EL SUELO

El suelo es un cuerpo *complejo y dinámico*, que se encuentra sobre la superficie de la corteza terrestre; contiene materia viva y capaz de soportar vida. Está limitado en su parte superior por la atmósfera, y en algunos casos por aguas someras; hacia los lados por otros suelos, por aguas profundas, o hielos perpetuos; su límite inferior está determinado por la profundidad de las raíces de las plantas perennes nativas (ORTIZ SOLORIO y CUANALO de la CERDA, 1981).

Es un *medio complejo* caracterizado por una atmósfera interna, elementos minerales, flora y fauna determinados y un régimen particular de aguas. Simultáneamente, es un *medio dinámico*, porque adquiere progresivamente sus propiedades de la acción combinada de los factores del medio; nace y evoluciona.

El material primigenio, *roca madre*, se altera por influencia del clima y de la vegetación; se establecen uniones entre los minerales procedentes de la alteración de la roca madre y la materia orgánica aportada por la biósfera. Cuando la evolución termina, genera un medio equilibrado y estable, donde los complejos organominerales, dotados de propiedades física, químicas y biológica bien definidas, le confieren al suelo su individualidad (DOCHAUFOR, 1978).

Como todo sistema natural, el suelo es *polifásico* y heterogéneo, cuyas propiedades no sólo difieren entre fases, sino también entre los linderos o interfases. Las fases del suelo son: *fase sólida*, consiste en partículas orgánicas y

minerales de diferentes formas y tamaños, que pueden encontrarse en forma individual o agrupadas (*agregados*); *fase líquida*, es el agua del suelo, que presenta sustancias en solución, y llena una parte o la totalidad de los espacios vacíos entre partículas sólidas; y *fase gaseosa*, es el aire del suelo con una composición similar a la atmósfera, pero con menor contenido de oxígeno y mayor de dióxido de carbono, y ocupa aquella parte del espacio poroso entre las partículas que no está lleno de agua (BAVER et al, 1972).

También el suelo es un *sistema disperso*, pues la fase sólida se encuentra finamente dividida, la que le confiere un área superficial muy grande; se encuentra totalmente dispersa y el medio de dispersión es el agua del suelo que proporciona las películas acuosas que envuelven dichas unidades y tienden a llenar los poros. La disposición de las partículas determina las características del espacio poroso, por donde se transmite o retiene el agua y el aire. Las fases líquidas y gaseosas son variables en el espacio y el tiempo. Las partículas son productos de la intemperización de la roca madre y de los minerales que esta contiene. Existen dos clases de partículas: individuales o primarias que se denominan *unidades texturales* y, las agrupadas o partículas secundarias, que se forman por agrupación de elementos mecánicos separados y se llaman *unidades estructurales* (FIGUEROA SANDOVAL, 1981).

El estudio de la fase sólida se realiza desde dos puntos de vistas. Uno, desde el punto de vista físico donde la más importante es la granulometría de las partículas; es decir, su

tamaño. Otro, es la determinación de las características del complejo en sí mismo donde se destaca la determinación de la porosidad. El volumen total de vacíos, porosidad, está íntimamente ligada a la forma, dimensiones y disposición de las partículas.

La formación del suelo se realiza poco a poco, a expensas de una roca desnuda por erosión, o un depósito reciente. Al descomponerse, por acción de los factores climáticos y biológicos, suministra los elementos minerales que se disponen en estratos sucesivos, de escasa profundidad, pobre en materia orgánica y contiene numerosos fragmentos de roca inalterados, que dan origen a un suelo joven. La acción continua de los factores provoca una transformación y mezcla más o menos completa de dichos elementos, con desplazamiento de sustancias solubles y coloidales entre los estratos, donde unos se empobrecen y otros se enriquecen. Estos procesos conducen a la diferenciación de los estratos, llamados *horizontes*, y al desarrollo del *perfil del suelo*, que es el conjunto de horizontes (FOTH, 1985).

Los horizontes se encuentran más diferenciados, cuanto más evolucionado sea su perfil, para su designación se utilizan las letras A, B y C. El *horizonte A*, superficial, se caracteriza por la acumulación de materia orgánica, es la zona de máxima actividad biológica y remoción de materiales finos y coloidales. El *horizonte B*, en el subsuelo, es el sitio de acumulación de los elementos provenientes desde los horizontes superior e inferior y el *horizonte C*, generalmente se distingue por la alteración del material de la roca madre subyacente.

El suelo es un *sistema abierto* hacia la atmósfera y hacia los estratos litológicos subyacentes o adyacentes. El agua afluye hacia él y efluye de él continuamente en un movimiento incesante, a veces muy rápido y claramente perceptible a los sentidos; otras veces muy lentamente, dando la impresión de encontrarse detenida. El suelo como medio de abastecimiento de agua a la vegetación, depende, no tanto del volumen de agua disponible en él, sino de la rapidez con que estas se movilizan hacia la raíz, en comparación con la rapidez con que el agua escapa a los estratos subyacentes o se pierde por la superficie hacia la atmósfera.

Si el movimiento del agua dentro del suelo es mucho más lento que la velocidad de absorción del agua por las plantas, existe el peligro que los

poros permanezcan demasiado llenos y se impida la oxigenación del suelo. Si el movimiento del agua es demasiado rápido comparado con la absorción radicular, se corre el riesgo de un limitado suministro a la vegetación. Si la penetración del agua al suelo es muy lenta comparada con el escurrimiento superficial, se agravará el proceso erosivo. Si la velocidad con que asciende el agua desde un nivel freático no es mucho menor que la velocidad de absorción del agua por las plantas, o que la evaporación, el suelo tenderá a salinizarse.

TIPOS DE AGUA EN EL SUELO

El suelo contiene agua en distintas formas; se pueden agrupar en tres grandes categorías: *agua de retención*, *agua capilar* y *agua gravífica o de gravedad*. Además, el suelo contiene vapor de agua, que al igual que el líquido, se localiza en los poros. También, existe el *agua de constitución*, que es integrante de la molécula química de las partículas orgánicas e inorgánicas del suelo.

La molécula de agua se asemeja a un diminuto imán; por ello, es atraída y fijada electrónicamente en la superficie de los cristales que integran las partículas de la fase sólida, y una fracción es adsorbida por ellas. Se denomina *agua de retención* o *agua de imbibición*, llamada también a menudo, *agua ligada* (CASTAGNY, 1971). Posee propiedades físicas muy diferentes a las del agua libre, en particular la densidad. Es representada esencialmente por dos tipos: *agua higroscópica* y *agua pelicular*.

Las partículas del suelo se encuentran recubiertas de agua, *agua higroscópica*, que impregna los microporos o penetra por finos canalículos. Se mantiene unida a los granos del suelo por *fuerzas de adsorción* o *adhesión*; por este motivo, se la designa a menudo con el término de *agua adsorbida*. El agua higroscópica no está disponible para las plantas, se la encuentra en el suelo, e inclusive en el polvo presente en el aire; solo puede removerse por calor, en estado de vapor de agua. Su cantidad es variable, en función de la porosidad, humedad, temperatura y presión del aire; pero, es sobre todo la porosidad, y por lo tanto la granulometría, la que determina la cantidad de agua higroscópica. Su monto, oscila entre un 15.0 % a 18.0 % en las arenas de grano fino o medio, a una proporción de 0.2 % a 0.5 % en las arenas de grano grueso.

El *agua pelicular*, rodea las partículas del suelo y su agua higroscópica con una delgada película, de espesor variable, del orden de algunas fracciones de micrones. Se desplaza en estado líquido, por atracción molecular de partículas próximas. El agua pelicular no se mueve por acción de la gravedad; consecuentemente, no transmite la presión hidrostática. Se extrae únicamente por centrifugación. El tenor en agua pelicular del suelo, varía entre 40.0 % a 50.0 % en las arcillas, y del 3.0 % al 1.5 % en las arenas.

El *agua capilar* (también llamada film capilar) rellena los poros, y es retenida en ellos por *fuerzas de capilaridad*. Puede elevarse por encima de la superficie piezométrica de las aguas subterráneas y mantenerse en equilibrio en los intersticios de las rocas y poros del suelo, por la acción de fuerzas de tensión superficial; transmite la presión hidrostática. Según la relación con la superficie piezométrica (límite superior de un acuífero libre) y la acción de la fuerza de gravedad, se pueden distinguir dos tipos: *agua capilar aislada* y *agua capilar continua*.

El *agua capilar aislada* o *agua capilar colgada*, se encuentra por encima del manto acuífero; ocupa una fracción del espacio poroso completándose el resto, con aire y vapor de agua. No se desplaza bajo la acción de la fuerza de gravedad y se clasifica dentro de la categoría del agua de retención. El *agua capilar continua* o *sostenida*, localizada en la franja capilar, rellena la totalidad de los poros e intersticios capilares, y está sometida a la acción de la gravedad.

El *agua gravífica* o *de gravedad* rellena el espacio poroso del suelo. Se llama también *agua libre* o *de percolación*. Obedece exclusivamente a la gravedad; puede ser extraída mediante procedimientos mecánicos. Transmite la presión hidrostática. Bajo la acción de las diferencias piezométricas, el agua gravífica circula por el interior del acuífero.

Los tipos de agua del suelo se pueden relacionar con los medios utilizados para su extracción. Una porción de terreno saturado de agua deja escapar el agua gravífica, y el agua capilar continúa por drenaje. La centrifugación permite extraer el resto de agua capilar y el agua pelicular. Para eliminar el agua higroscópica sólo puede recurrirse a la desecación, porque la atracción molecular que ejercen las partículas del suelo sobre ella, es muy grande.

En el pasado, ha sido habitual clasificar

el agua según las “formas” en que se suponía que estaba en el suelo: agua gravitacional, capilar, higroscópica, etc.; sin embargo, estos términos no son adecuados. No sólo una parte, sino todo el agua del suelo, se encuentra siempre bajo la atracción gravitacional; el fenómeno de capilaridad no comienza o cesa a determinado tamaño de poro, ni las fuerzas de atracción coloidal responsables de la hidratación terminan a una determinada distancia intermicelar.

El diferente comportamiento del agua en el suelo, que se ha pretendido describir con los términos mencionados, no se debe a las distintas “formas” que adopta el agua, sino a diferentes estados de energía. El agua en el suelo, al igual que cualquier otro cuerpo natural, posee cierto grado de energía, cinética o potencial. El agua se mueve con mucha lentitud en el suelo, y por lo tanto su energía cinética, que es proporcional al cuadrado de la velocidad, es insignificante. Debido a cambios de posición y a condiciones internas, la energía potencial del agua varía de un lugar a otro del suelo, o en el mismo punto en el transcurso del tiempo; lo hace en forma gradual, sin discontinuidades o cambios abruptos, como lo sugiere la antigua clasificación. Por lo tanto, es más correcto y práctico caracterizar la condición del agua en el suelo en base a su energía potencial, que pretender clasificarla de acuerdo a estados arbitrarios.

REPARTICION DEL AGUA EN EL SUELO

El estudio de la sucesión vertical de las zonas de humedad en el suelo, en un caso teórico ideal, permite describir la repartición de las aguas del suelo en su interior. Dicho estudio, se realiza sobre un macizo de terreno que reposa sobre un sustrato horizontal impermeable, cuyas características son: *homogéneo* (granulometría uniforme), *isótropo* (sin estratificación), y permeabilidad uniforme, tanto vertical como horizontalmente. Sobre él, se hace caer agua en forma de lluvia uniforme sobre toda la superficie, de manera tal que se infiltre en su totalidad. El agua penetra en el macizo, alcanza el fondo impermeable y satura el medio de abajo a arriba hasta alcanzar un nivel determinado (indicado con **AB**, en la **FIG. VII-1**). Cesa la lluvia y la superficie queda sometida a la evaporación.

La superficie **AB** permite distinguir dos zonas, de abajo a arriba: la *zona de saturación* y la *zona de aereación*. En la zona inferior saturada, el espacio poroso está ocupado enteramente por

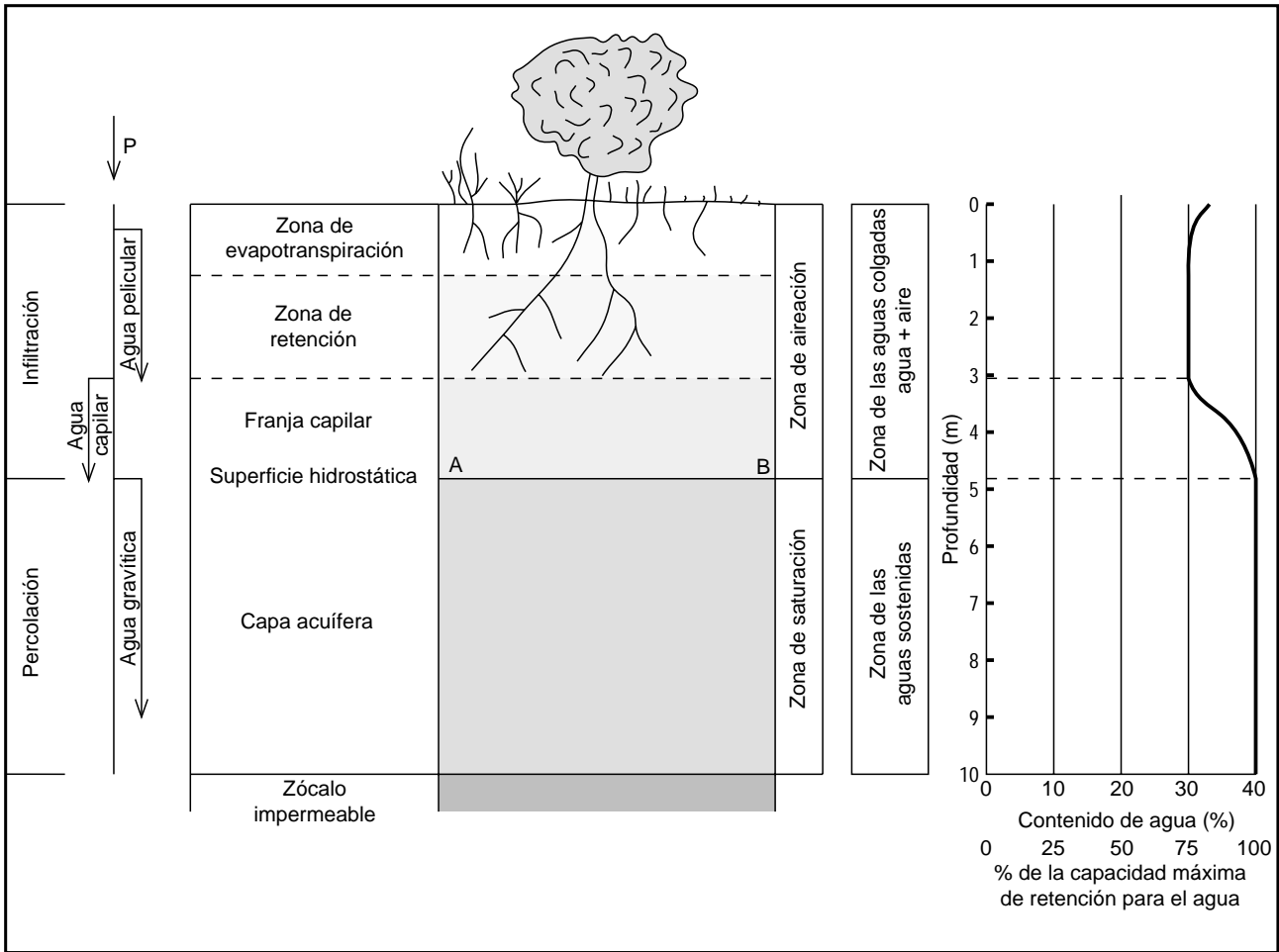


FIG. VII-1: Repartición del agua en el suelo. Caso teórico.

el agua; el tenor en agua, es igual al volumen de espacios vacíos y por ende a la porosidad total. El *coeficiente de saturación* (proporción de vacíos ocupados por agua), alcanza el 100 %. La zona de saturación es la *zona de agua sostenida*. Las aguas producto de la percolación, están localizadas allí; es el dominio de las aguas subterráneas que pueden alimentar los pozos y fuentes. En el caso particular que nos ocupa, esta región se denomina *manto freático*. La superficie superior de la zona de saturación, es una superficie de equilibrio, el agua se encuentra sometida a la presión atmosférica, en todos sus puntos; es la superficie libre de las aguas subterráneas o *nivel freático*.

En la zona superior, llamada zona de aereación, se distinguen de abajo a arriba, en función del coeficiente de saturación, tres capas bien diferenciadas: la *franja capilar*, la *zona de retención* y la *zona de evapotranspiración*. El coeficiente de saturación disminuye gradualmente de abajo a arriba, desde la saturación hacia

un valor límite condicionado por el del nivel superior.

La humedad en la zona de aereación, se debe fundamentalmente a la presencia de agua capilar. Es la zona de ascensión capilar, y se encuentran los dos tipos de agua capilar: el agua capilar aislada y el agua capilar continua. El agua capilar aislada es común a toda la zona y se incluye en la categoría del *agua suspendida*. El agua capilar continua, pertenece al agua sostenida y caracteriza la *franja capilar*; es capaz de fluir libremente si desciende el nivel hidrostático al que está ligada hidráulicamente; el espesor de la franja capilar varía en razón inversa de la granulometría.

La *zona de retención* es la zona intermedia; el espacio poroso está ocupado por agua, aire y vapor de agua. El agua de esta zona no presenta ningún vínculo hidráulico con las capas inferiores; es el dominio exclusivo de las *aguas suspendidas*. La zona limitada por la

superficie del suelo, está sometida a la evapotranspiración; de ahí, su denominación de *zona de evapotranspiración*. Es por excelencia, la zona de alteración de los suelos. En el caso de aportes deficitarios, la evapotranspiración, por la acción de las raíces de las plantas, elimina progresivamente el agua de retención y hace descender la tasa de humedad hasta un límite mínimo, denominado el *punto de marchitez*; por el contrario, cuando hay precipitaciones, el volumen de agua en el suelo aumenta hasta un máximo, y está determinado por la velocidad del flujo de percolación. El espesor de esta zona varía en función del clima y del tipo de cobertura vegetal.

La zona de saturación engloba al agua higroscópica, agua pelicular, y agua capilar aislada, agua capilar continua y el agua gravífica. La franja capilar encierra al agua higroscópica, agua pelicular, agua capilar aislada y continua. La zona de retención es el dominio del agua de retención. En la zona de evapotranspiración, el coeficiente de saturación es variable, a consecuencia de la doble acción de succión de las raíces y de aporte de las aguas de infiltración.

Agua subterránea

Como ya se mencionara, el agua que por acción de la gravedad alcanza un estrato impermeable o una zona ya saturada, satura a su vez completamente la zona suprayacente. Se le conoce como *agua gravífica* y mas comúnmente como *agua subterránea* propiamente dicha. Está contenida en el subsuelo, pero no retenida en él, circula libremente y solo se mueve horizontalmente hacia los puntos de menor nivel piezométrico.

La formación geológica que contiene y suministra agua se denomina *acuífero*; la profundidad que alcanza el agua en cada punto del mismo es el *nivel piezométrico*. El agua de un acuífero puede estar en contacto con la atmósfera a través de los poros de la roca que la contiene y se denomina *agua no confinada* en un *acuífero libre* o *freático*, o bien estar separada de la atmósfera por una capa impermeable, y se llama *agua confinada* en un *acuífero artesiano*.

Una formación geológica puede contener agua hasta la saturación, pero si no la transmite no es posible su explotación, y se denomina *acuicludo*, ejemplo de ello son algunas arcillas de origen deltáico y/o estuario, con enormes

cantidades de agua en su seno, pero no aptos para la explotación de captaciones de agua subterránea. Existen numerosas formaciones que, conteniendo apreciables cantidades de agua la transmiten muy lentamente, por lo que tampoco son aptos para la instalación de captaciones, y se denominan *acuitardos*. Finalmente, se denomina *acuífugo* a aquellas formaciones que no contienen agua ni la pueden transmitir, como por ejemplo un macizo granítico no alterado.

En el agua subterránea se encuentran disueltas gran cantidad de sustancias en estado iónico. Los iones que están presentes casi siempre son: cloruros, sulfatos, bicarbonatos, sodio, calcio y magnesio; existen otros pero en una proporción poco significativa. Los gases disueltos mas comunes son anhídrido carbónico y oxígeno. Las aguas subterráneas llamadas *dulces* contienen menos de 2000 ppm de sustancias disueltas; las *aguas salobres* hasta 5000 ppm, las *aguas saladas* hasta 40000 ppm y las *salmueras*, mayor de 40000 ppm, asociadas frecuentemente a depósitos salinos, yacimientos petrolíferos o aguas muy antiguas situadas a gran profundidad.

La utilización de ellas data de varios miles A.C., la construcción de pozos excavados en Oriente Medio fue muy extendida. Los sistemas de perforación no fueron conocidos hasta la Edad Media, con la excepción de China donde hace 1500 años se realizaron perforaciones mediante un sistema a percusión, basadas en los mismos principios que se utilizan en la actualidad.

FORMAS EN QUE SE MUEVE EL AGUA EN EL SUELO

En condiciones naturales el agua del suelo, se encuentra en continuo movimiento. Cuando el agua de lluvia o de riego moja el suelo, ella penetra (infiltración) y se distribuye inicialmente con cierta rapidez; después, lo hace cada vez con mayor lentitud sin detenerse, aún cuando el abastecimiento en superficie halla cesado. El agua continúa desplazándose gradualmente hacia estratos inferiores (percolación), hacia la superficie del suelo (evaporación), o hacia las raíces de las plantas y absorbidas por ellas (transpiración).

La representación del suelo como un mero reservorio de agua es simplista. Existen dos razones que lo sustentan, primero el agua en el

suelo posee una determinada condición energética, y por ello, es necesario un trabajo para su extracción; su estado energético varía notoriamente según sea la cantidad y el lugar del suelo en que esté presente. Segundo, es que el agua está en permanente movimiento, desplazándose en distintas direcciones. El hecho de que el suelo “almacene” agua, se debe a la diferencia relativa entre la velocidad de entrada y salida del agua del suelo.

Infiltración

La *infiltración*, es el paso del agua a través de la superficie del suelo hacia su interior, y la *percolación*, que es el movimiento del agua dentro del suelo. Ambos fenómenos, están relacionados íntimamente, puesto que la infiltración no puede continuar libremente sin que previamente, la percolación halla removido el agua de las capas superiores del suelo. El drenaje se realiza a través de canales no capilares, donde fluye el agua por gravedad desde la superficie hasta el nivel del agua subterránea, siguiendo la trayectoria de menor resistencia.

La infiltración se inicia tan pronto el agua entra en contacto con el suelo. Si el suministro inicial de agua es lento, ella penetra tan rápidamente como llega; si el aporte aumenta, llega un momento en que excede la capacidad del suelo de absorber el agua y comienza a acumularse y escurrir sobre la superficie. Si el suministro se mantiene por debajo de la velocidad de infiltración del suelo, la penetración depende de la velocidad con que el agua superficial fluye hacia él; de lo contrario, el ingreso al suelo es determinado por las características físicas del perfil (**FIG. VII- 2**).

La infiltración disminuye gradualmente con el tiempo. Es máxima al comienzo del proceso, particularmente si el suelo está bastante seco, y tiende luego progresivamente hacia un valor mínimo, a veces impropriamente llamado infiltración final. El término “final” es equívoco, porque esta condición se refiere en realidad a una velocidad constante de penetración y no a una culminación del proceso.

El perfil de un suelo inundado, sujeto al proceso de infiltración en un instante particular, revela las siguientes características (**FIG. VII-3**): **a)** la porción superior del suelo es saturada hasta una profundidad de algunos milímetros a varios centímetros; **b)** bajo la zona saturada, se extiende

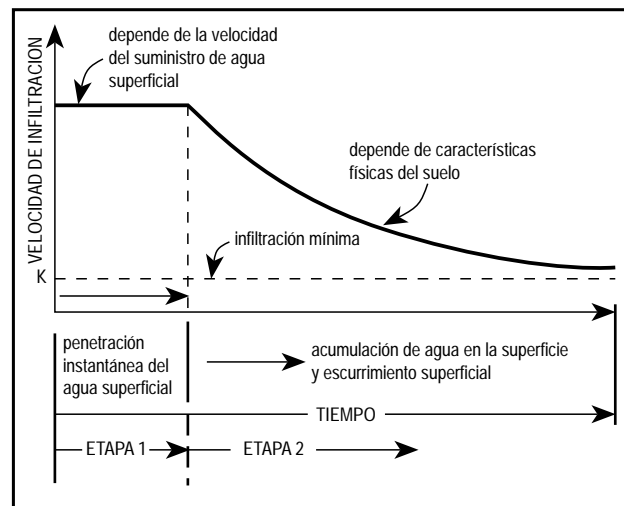


FIG. VII-2: Velocidad de infiltración del agua al suelo en función del tiempo.

una zona de humedad uniformemente constante y casi saturada, llamada *zona de transmisión*; **c)** más abajo de ésta, se encuentra la *zona de humedecimiento*, en la cual la humedad varía abruptamente desde el contenido casi saturado de la zona de transmisión hasta el contenido de humedad inicial del suelo. Durante la infiltración, la zona casi saturada se extiende en profundidad continuamente, siempre precedida por un *frente de humedecimiento* (HILLEL, 1971).

La capacidad de infiltración depende de muchos factores tales como: tipo de suelo, contenido de humedad, contenido de materia orgánica, cobertura vegetal y la estación del año. De las características del suelo que más afectan la infiltración, la porosidad no-capilar es posiblemente la más importante. Determina la capacidad de almacenamiento y la resistencia al flujo; la infiltración tiende a aumentar con el aumento de la porosidad. El mayor contenido de materia orgánica, también tiende a incrementar la capacidad de infiltración, debido en gran parte, al aumento correspondiente en la porosidad.

El efecto de la vegetación sobre la capacidad de infiltración, es de difícil evaluación cuantitativa. La vegetación aumenta la infiltración en comparación con la de un suelo desnudo dado que: **a)** retarda el flujo de superficie dando al agua tiempo adicional para penetrar al suelo; **b)** el sistema radicular, hace al suelo más permeable; **c)** el follaje protege el suelo de la erosión causada por el impacto de las gotas de agua, y reduce la compactación de la superficie.

Existen distintos métodos para la

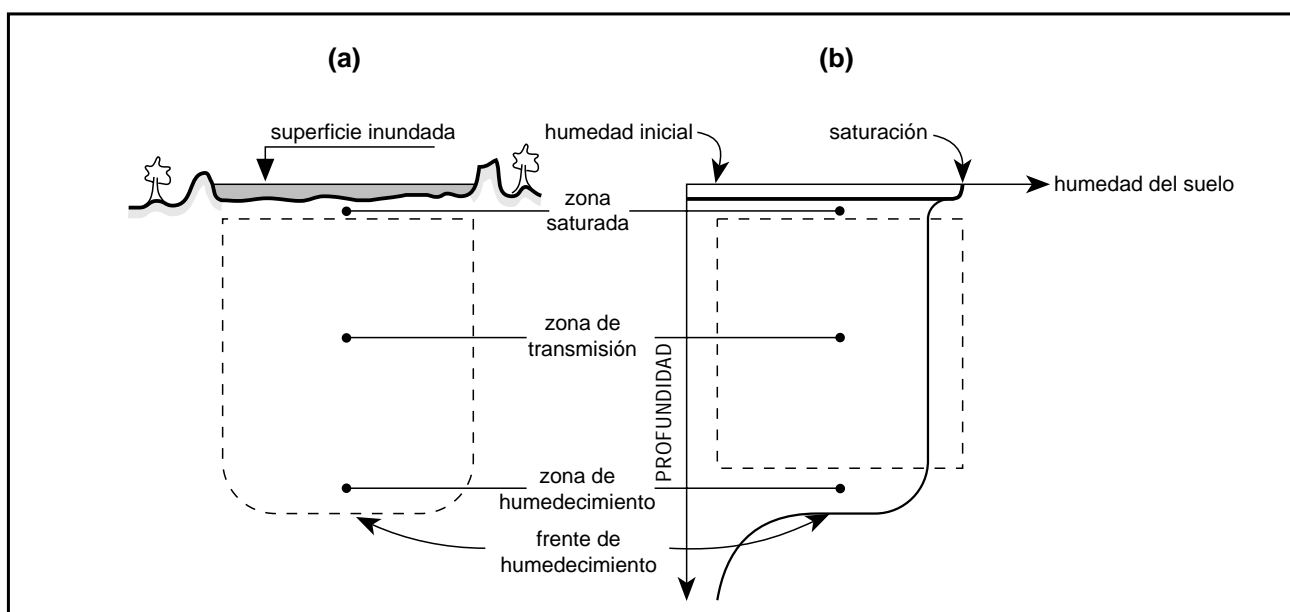


FIG. VII-3: Perfil de humedecimiento del suelo durante la infiltración. **(a)** corte de suelo; **(b)** distribución de la humedad en función de la profundidad.

medición del proceso de infiltración. El cilindro infiltrómetro, provee una estimación de la capacidad de infiltración del suelo, bajo condiciones de encharcamiento. También del análisis de hidrogramas de crecidas, se puede hacer una estimación cuantitativa de la infiltración resultante de una precipitación natural sobre la cuenca. En general, el proceso se estudia a partir de la información generada en un simulador de lluvias, donde la infiltración se calcula como la diferencia entre el agua aplicada y la escorrentía superficial medida.

Modelos de infiltración

La caracterización del proceso de infiltración, a partir de modelos u ecuaciones aproximadas para aplicaciones prácticas, involucran conceptos simplificados. Permiten el cálculo de la tasa de infiltración o volumen de infiltración acumulado, en función del tiempo y algunos parámetros de suelo. Los parámetros pueden ser determinados a partir de las propiedades del suelo, cuando ellos poseen significación física; otros, son estrictamente empíricos y resultan de procesos matemáticos de calibración y optimización.

Los modelos de infiltración se pueden agrupar en cuatro grupos (SKAGGS y KHALEEL, 1982): **a)** modelos empíricos, se basan en conceptos simplificados que permiten expresar

la capacidad de infiltración, como una función del tiempo y constantes empíricas, que no siempre tiene interpretación física, las ecuaciones de Kostiakov (1932), Horton (1939), Holtan (1961) representan este tipo de modelos; **b)** modelos basados en la ecuación de Richards, ecuación de flujo en medios porosos no saturados, es una ecuación diferencial parcial de segundo orden, y no se explicita por su alto grado de complejidad; **c)** modelos sintetizados a partir de soluciones numéricas a la ecuación de Richards, se destacan las ecuaciones de Philip (1957), Smith (1972) y Smith-Parlange (1978), estiman el proceso de infiltración en forma muy aceptable, su uso es restringido en modelos hidrológicos debido a la falta de estudios profundos relacionados con los parámetros involucrados en ellos; **d)** modelos basados en el potencial del frente húmedo, se ubican en un punto intermedio entre la teoría pura y el empirismo, el modelo más importante es el propuesto por Green-Ampt (1911, redescubierto en 1972), y posee parámetros con interpretación física.

Las expresiones analíticas de algunos modelos representativos de las categorías citadas son:

HORTON: $f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-Bt}$

KOSTIAKOV: $f = KK t^{-ALF}$

PHILIP: $f = (S/2) t^{1/2} + C_a$

SMITH-PARLANGE: $f = K_s [C_o / (K_s F) + 1]$

GREEN-AMPTD: $f = K_s + K_s M S_f / F$

Donde: **f**, tasa o velocidad de infiltración, en mm.h⁻¹; **f_c**, tasa de infiltración constante o básica, en mm.h⁻¹; **f_o**, tasa de infiltración inicial, en mm.h⁻¹; **B**, parámetro que controla la relación de decrecimiento de la tasa de infiltración, adimensional; **KK**, constante, adimensional; **ALF**, exponente, que establece el decrecimiento de la velocidad de infiltración, adimensional; **C_a**, constante equivalente a la conductividad hidráulica saturada, en mm.h⁻¹; **S**, sortividad, en mm.h^{-0.5} e igual a $(2 M K_s S_f)^{1/2}$; **C_o**, parámetro aproximadamente igual a $S^2/2$; **K_s**, conductividad hidráulica saturada, en mm.h⁻¹; **F**, infiltración acumulada, en mm; **S_f** succión en el frente húmedo, en mm; **M**, porosidad reducida por el contenido de humedad inicial, adimensional.

La infiltración, es una componente fundamental del proceso lluvia-escorrentía. Adquiere especial significación en la definición de pautas de manejo de cuencas, principalmente, en el control de avenidas y en la disponibilidad de agua para la vegetación natural, máxime en regiones áridas. También, es un proceso de importancia técnica para el manejo eficiente de los recursos de agua y suelo en áreas bajo riego. A modo de ejemplo, se muestran los parámetros particulares de cada uno de los modelos citados, determinados para el piedemonte mendocino (VICH et al, 1996), **CUADRO VII-1.**

CUADRO VII-1
Parámetros óptimos de los distintos modelo para distintas formaciones geológicas del piedemonte mendocino

SMITH y	K _s [mm.h ⁻¹]	29.0	42.0	42.0
PARLANGE	S _f [mm]	89.0	67.0	110.0
GREEN y	K _s [mm.h ⁻¹]	29.0	42.0	42.0
AMPTD	S _f [mm]	89.0	67.0	110.0
PHILIP	K _s [mm.h ⁻¹]	29.0	42.0	42.0
	S _f [mm]	89.0	67.0	110.0
HORTON	f _o [mm.h ⁻¹]	250.0	140.0	115.0
	f _c [mm.h ⁻¹]	29.0	42.0	42.0
	B	12.0	5.4	2.3
KOSTIAKOV	KK	42.4	52.0	65.4
	ALF	-0.3	-0.2	-0.2

PROBLEMAS PARTICULARES: REVENICION Y SALINIZACION

En un macizo terroso, con características similares al citado anteriormente, se pueden identificar cuatro subsistemas o zonas bien definidas: la atmósfera, superficie del suelo, la zona de agua suspendida y zona de agua sostenida o agua freática (**FIG. VII-4**).

La *superficie del suelo* recibe agua de lluvia o de riego, y descarga los excesos por escorrentía superficial hacia un curso de agua, infiltración y evapotranspiración. La *zona de agua suspendida* recibe el agua infiltrada, la que se eleva por capilaridad desde la zona saturada o de agua sostenida y descarga por percolación el exceso de su capacidad de retención. La *zona saturada* se recarga por la percolación procedente de la zona no saturada, y por filtraciones laterales aportadas de otros sitios (recarga lateral) y se descarga por drenaje natural, hasta que aflora en el curso de agua.

El balance hídrico de la zona de agua suspendida, sumando las ganancias y pérdidas es:

$$P + I + G = EVT + R + \Delta W$$

Donde: **P**, precipitación efectiva; **I**, riego efectivo; **G**, ascenso capilar; **EVT**, evapotranspiración; **R**,

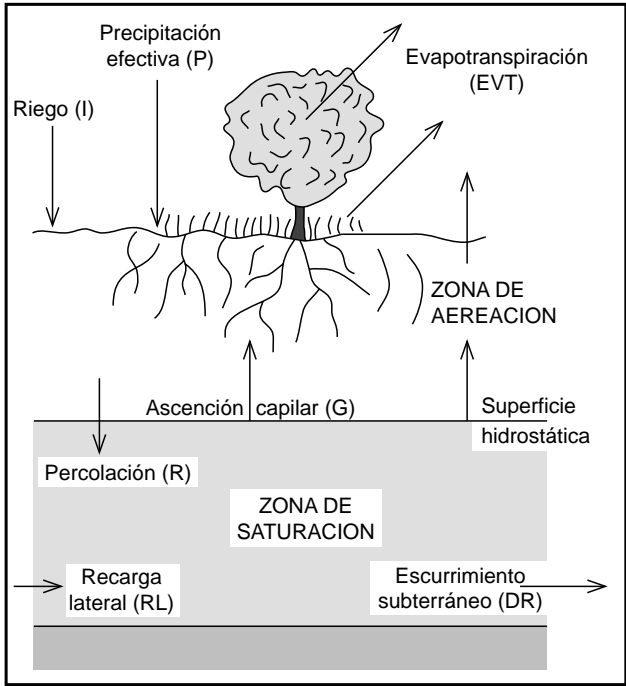


FIG. VII-4: Balance hídrico de un macizo de suelo homogéneo e isótropo.

percolación; ΔW , variación de la humedad almacenada en el suelo. Si las entradas exceden a las pérdidas, el ΔW aumenta hasta un cierto punto, percolando el exceso a las capas profundas; de lo contrario, la zona pierde humedad, básicamente por evapotranspiración.

En la zona saturada el balance hídrico es el siguiente:

$$R + RL = G + DR + \Delta H$$

Donde: **R**, percolación; **RL**, recarga lateral; **G**, pérdida por ascenso capilar; **DR**, escurrimiento subterráneo; ΔH , variación en el nivel de la freática. Si la recarga procedente de la percolación y recarga lateral excede a la descarga, la capa freática se eleva; de lo contrario, la capa freática desciende.

En las zonas áridas, generalmente los problemas de exceso de agua vienen acompañados de procesos de salinización. Se explican fácilmente con los balances de sales que se deducen de los balances hídricos, multiplicando cada componente del mismo por su respectiva concentración de sales y estableciendo algunas simplificaciones. Se supone que las sales presentes en el suelo son solubles y no precipitan, y se desprecia la salinidad del agua de lluvia.

El balance salino de la zona de agua suspendida es:

$$I \cdot C_i + G \cdot C_g = R \cdot C_r + \Delta z$$

Donde: **C_i**, concentración salina del agua de riego; **C_g**, concentración salina del agua de capilaridad; **C_r**, concentración salina del agua de percolación; Δz , variación del contenido de sales de la zona. Se observa, que los aporte de sales se deben al riego y a la elevación capilar del agua freática, y la única salida es por percolación. Si en el balance las entradas superan a las salidas, el contenido de sales aumenta, originándose un proceso de salinización.

El balance de sales en la zona saturada, también se deduce del respectivo balance hídrico:

$$R \cdot C_r + RL \cdot C_{rl} = G \cdot C_g + DR \cdot C_{dr} + \Delta H \cdot C_{dr}$$

Donde: **C_{rl}**, concentración salina del agua de aportes laterales; **C_{dr}**, concentración salina del agua de drenaje freático o escurrimiento subterráneo. La recarga salina de la freática

procede del lavado de la capa superficial y recarga lateral. Las pérdidas de sales son exclusivamente por elevación capilar.

Desde el punto de vista del contenido salino, se llega a las mismas conclusiones que en los balances de agua. El drenaje interno del suelo (percolación) es esencial para eliminar por lavado las sales aportadas con el agua de riego; además, se necesita mantener bajo control el nivel de la freática para evitar la salinización por elevación capilar y dar salida por drenaje subterráneo al agua cargada de sales.

Se pueden presentar diferentes tipos de problemas y es importante su diferenciación, ya que poseen diferentes soluciones:

- a) La velocidad de infiltración es menor que la intensidad de lluvia. Rápido encharcamiento de la superficie.
- b) Nivel freático muy próximo a la superficie. Encharcamiento en la superficie por exceso de agua; limita el crecimiento de los cultivos e impiden el manejo de la tierra.
- c) Lenta redistribución del agua en el suelo después de la infiltración; se pueden presentar dos casos. La presencia de capas con marcado contraste de conductividad hidráulica, forma una capa freática colgada; generalmente de carácter efímero, que puede provocar asfixia radicular. Drenaje interno insuficiente; puede ocasionar problemas de salinización, ya que la percolación es insuficiente para eliminar por lavado las sales aportadas con el agua.
- d) Presencia de una capa freática cercana a la superficie. Ella se debe a que el drenaje subterráneo es inferior a la recarga, lo que crea condiciones de aereación insuficiente y balance de sales negativo por elevación capilar.

Esto es lo que vulgarmente se conoce por *revenición*; científicamente se trata exclusivamente de un problema de drenaje y fluctuaciones del nivel freático. Ello es debido en gran medida a un mal manejo del agua. El drenaje desde el punto de vista agrícola, tiene como objeto la remoción de sales del suelo y mantenimiento de su balance salino. Dicha actividad, que no solo se trata de la *lixiviación* (lavado) de sales que originalmente contiene el suelo, sino también el abatimiento de los niveles freáticos para evitar

que las sales disueltas en el agua del suelo asciendan por capilaridad, que luego de ser evaporadas, depositen las sales en el perfil del suelo.

Numerosas pueden ser las causas que provocan la elevación de los niveles freáticos, y generalmente responden a problemas de manejo sobre suelos impedidos por la presencia de capas de materiales de diferente permeabilidad. Durante los últimos años los suelos agrícolas de la provincia de Mendoza, se han visto afectados por el ascenso de los niveles freáticos con el consecuente deterioro de los mismos y daños a los cultivos. En la zona Norte de la Provincia, debido al mal manejo del agua de riego, los niveles freáticos se encuentran a menos de 2.0 m de profundidad, en el 60 % del área total bajo riego. El problema de revenición, constituye un **problema ambiental severo**, porque hace perder sustentabilidad al sistema natural.

ALGUNAS FORMAS FISIOGRAFICAS CON PROBLEMAS DE DRENAJE

En el apartado anterior, se han explicado conceptualmente los problemas de drenaje, en base a balances de aguas y sales en el perfil del suelo. Ahora, se describen las unidades terrestres con problemas de drenaje, a partir de la estrecha relación que existe entre las formaciones fisiográficas y las condiciones de drenaje. Las tierras con drenaje natural insuficiente

generalmente están situadas en formaciones llanas aluviales, fluvio-marinas y coluviales. A continuación, se describen brevemente aquellas formas que frecuentemente presentan problemas de drenaje y además riesgo de salinización en zonas áridas (MARTINEZ BELTRAN, 1984).

Abanicos aluviales

Generalmente, los abanicos están situados en la transición de un área montañosa y la llanura; los forma un curso de agua que cambia brúscamente de pendiente (**FIG. VII-5**). Se distinguen tres tramos en el abanico: una parte alta con suelos de textura más gruesa, una baja con textura fina y una intermedia. Hidrológicamente, el tramo alto es una zona de recarga, donde el nivel freático está profundo; la parte media, es una zona de transmisión de agua y el tramo bajo, posee una freática superficial, que ocasiona problemas de drenaje y de salinidad. En esta última, puede presentar acuíferos semiconfinados. La misma figura, muestra una sección transversal de un abanico en el que el tramo superior tiene suelos de textura gruesa y el inferior suelos arcillosos poco permeables afectados por salinidad.

En una formación de piedemonte, los tramos más bajos de varios abanicos pueden unirse, formando una *llanura aluvial de coalescencia*. Los suelos ubicados aguas abajo, generalmente son de textura muy fina y salinos

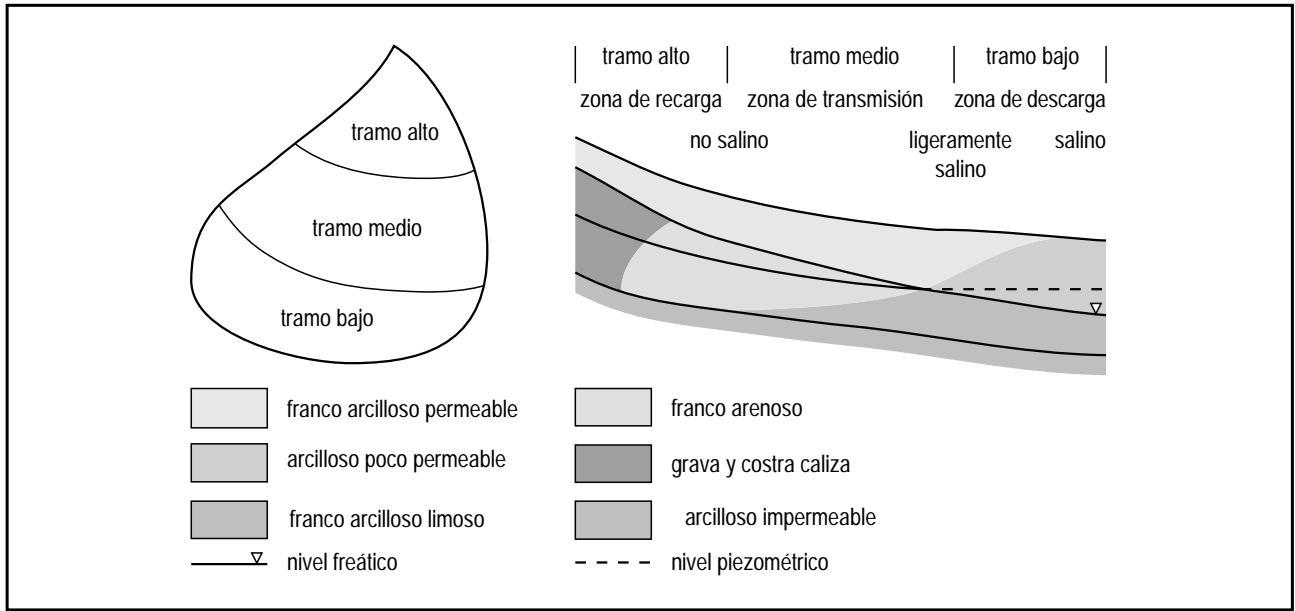


FIG. VII-5: Planta y sección transversal de un abanico aluvial (según MARTINEZ BELTRAN, 1984).

en zonas áridas. En estas llanuras el nivel piezométrico está situado generalmente por encima del freático.

Llanuras aluviales

Las llanuras aluviales las forma un río que desborda cuando el caudal que transporta, supera la capacidad del cauce. Si la formación es próxima al mar, se llama *llanura de estuario* (**FIG. VII-6A**). En una llanura de inundación se distinguen diferentes formas de terreno con distintas condiciones de drenaje; las formas, son más desarrolladas en llanuras donde las inundaciones no son frecuentes, pero las crecidas son fuertes.

En la ribera del río y en las márgenes de los cursos de agua secundarios se forman *bancos* o *albardones*, que tienen suelos de textura más gruesa que el resto de la llanura. Entre los bancos de los cauces de agua, existen depresiones con

suelos de textura fina. La transición entre los bancos y depresiones, constituyen las *llanuras de desborde*, que suelen tener suelos con texturas intermedias (**FIG. VII- 6B**).

En las depresiones, la capa freática está próxima a la superficie y suele ser salina; como además la permeabilidad de los suelos es baja, el drenaje natural es insuficiente. En los bancos la capa freática está más profunda y tiene menos salinidad. Las condiciones de drenaje y salinidad de la transición, es intermedia.

Terrazas fluviales

En las terrazas fluviales solamente suelen presentarse problemas de drenaje en los tramos bajos del río. A veces, existen filtraciones laterales en el contacto entre el escarpe de una terraza y la inmediatamente inferior. Las condiciones de drenaje de la terraza más baja, dependen de la transmisividad del acuífero freático, y de la

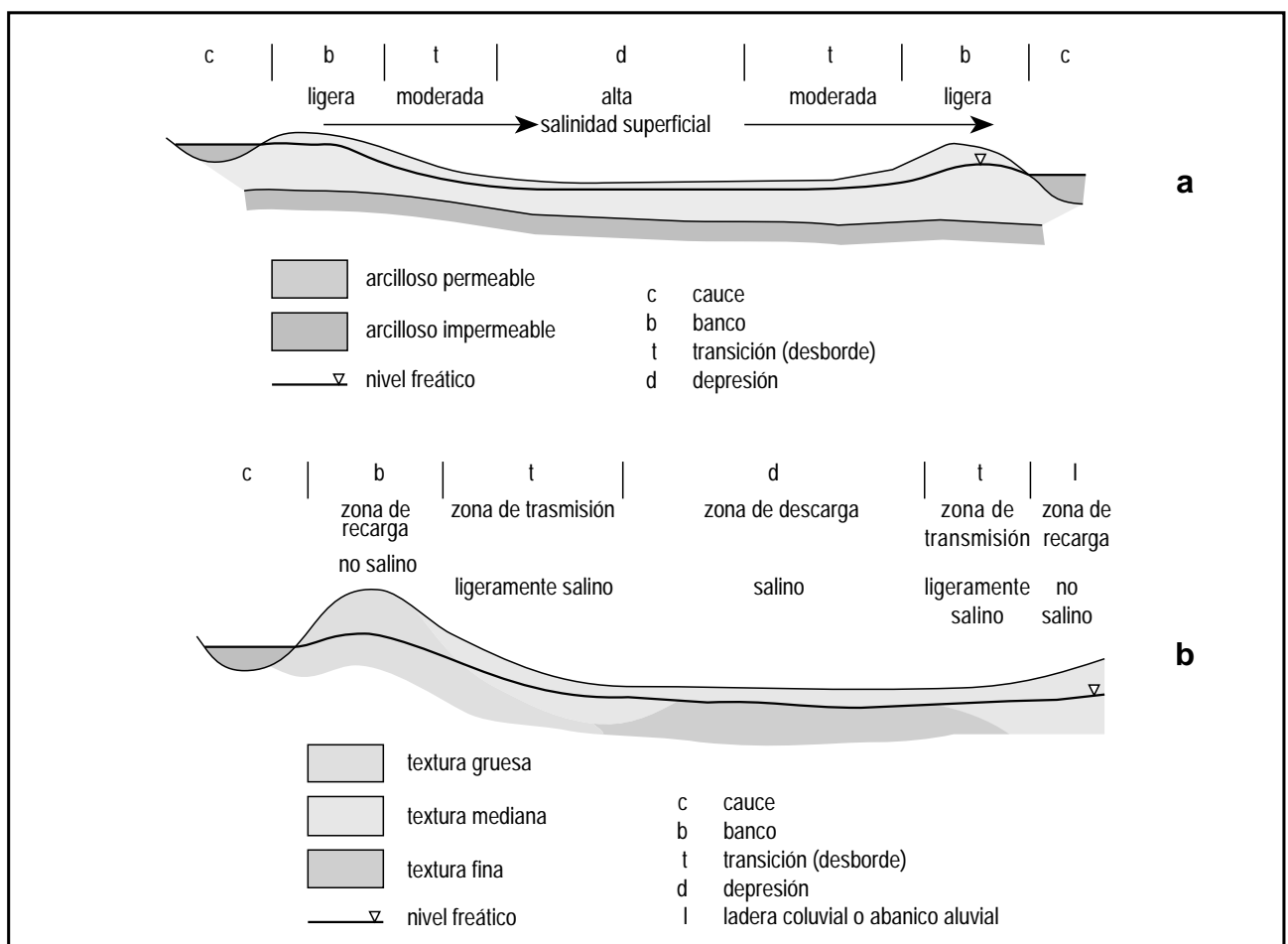


FIG. VII-6: Sección transversal: (a) llanura de estuario; (b) llanura de inundación (según MARTINEZ BELTRAN, 1984).

posición relativa del nivel del agua en el río respecto al nivel freático; ello hace que el río drene (**FIG. VII-7A**) o recargue al acuífero (**FIG. VII-7B**).

Glacis

El glacis es una forma en el piedemonte, originado por erosión de una ladera residual, y sedimentación al pie de la misma (*ladera coluvial*) y en la *ladera explayamiento* (**FIG. VII-8**). La

profundidad del suelo sobre la roca residual, aumenta desde la parte alta de la ladera a la más baja; según la misma secuencia, la textura del suelo se hace más fina.

El tramo alto de la formación, es hidrológicamente una zona de recarga por escorrentía superficial o flujo de agua, procedente de lluvia y de posibles filtraciones de las zonas más altas. La ladera coluvial, es zona de transporte de agua, originado por la pendiente y la permeabilidad del suelo. El tramo bajo de la

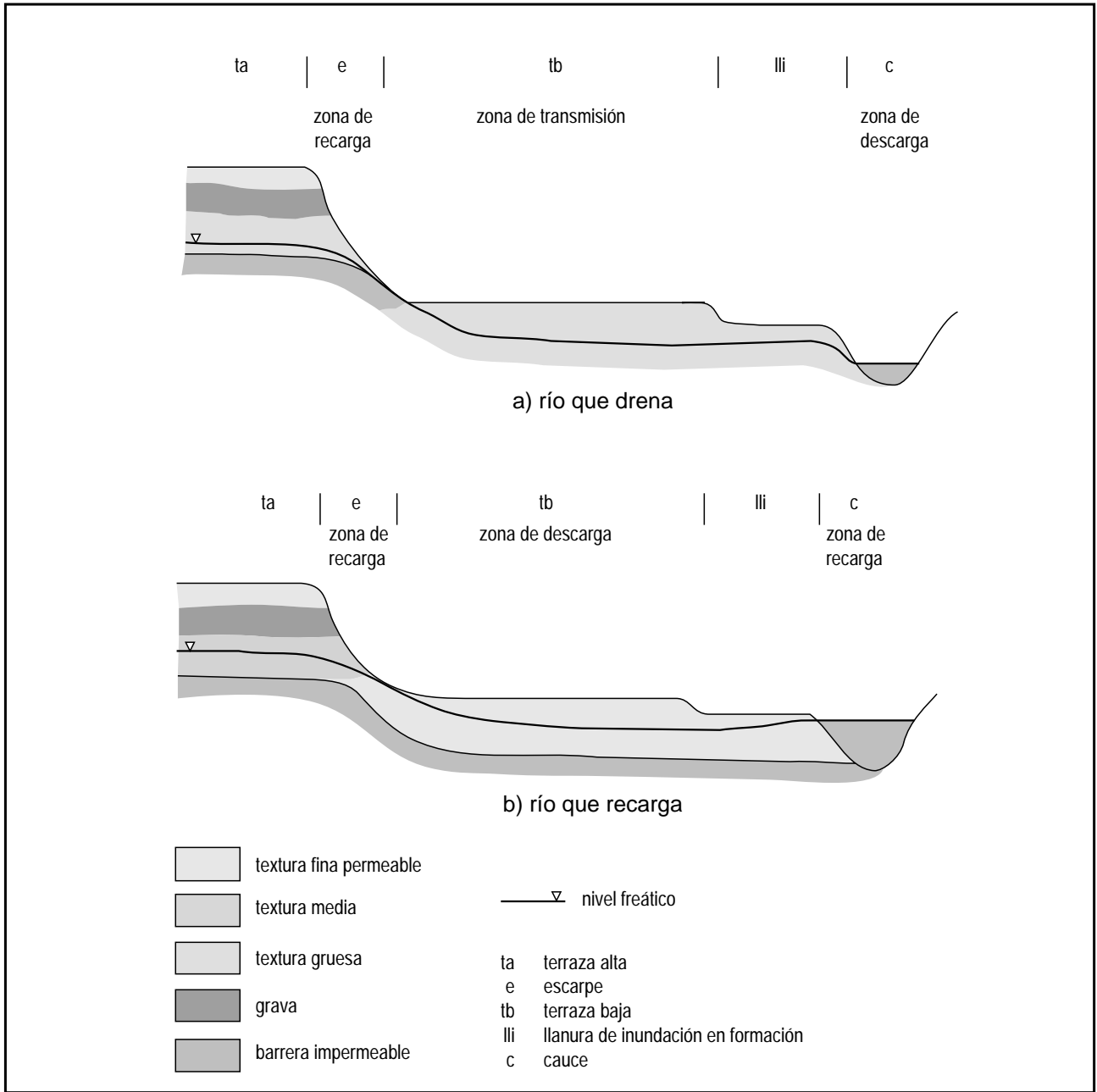


FIG. VII-7: Sección transversal de una terraza fluvial: **(a)** acuífero que drena en la corriente; **(b)** río que recarga el acuífero (según MARTINEZ BELTRAN, 1984).

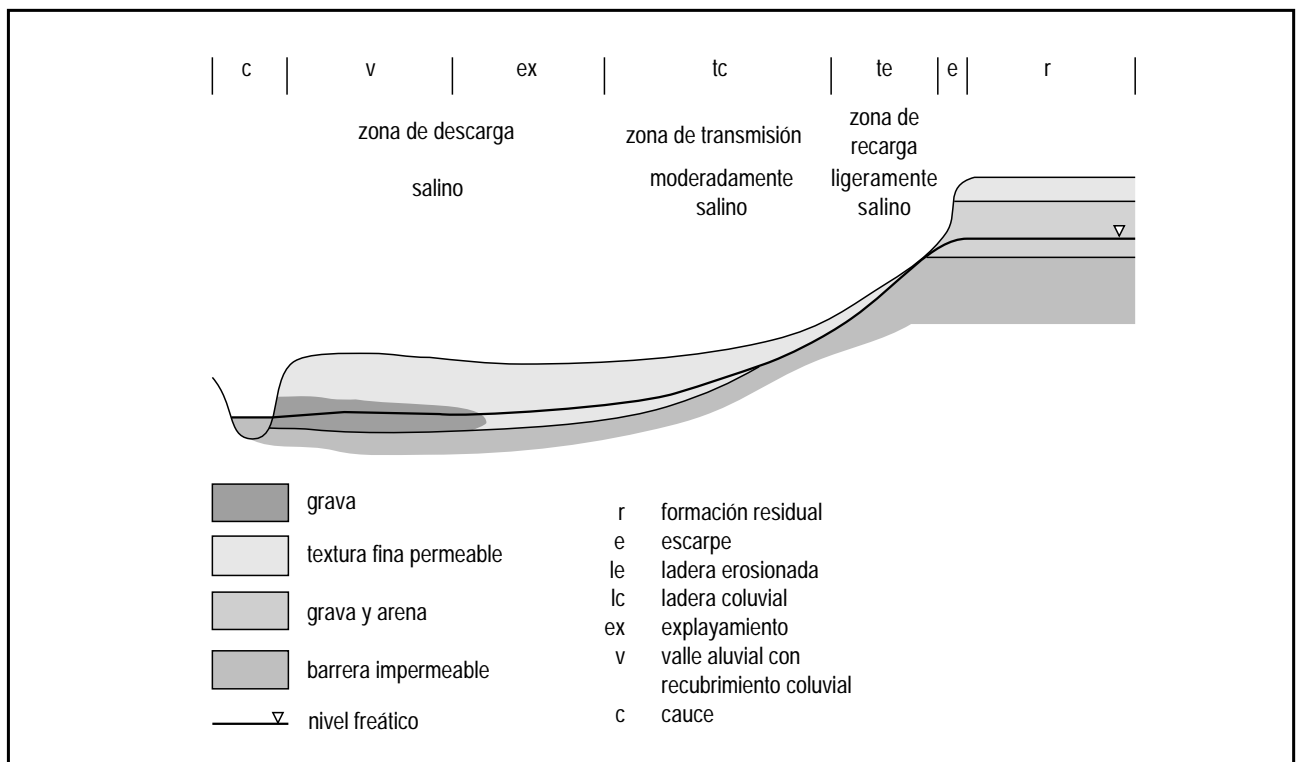


FIG. VII-8: Sección transversal de una formación de piedemonte, que termina en un valle fluvial (según MARTINEZ BELTRAN, 1984).

ladera de explayamiento, es una zona de descarga, donde la capa freática aparece más próxima a la superficie del terreno y en zonas áridas es más salinas, debido a una reducción de la pendiente y a una disminución de la transmisividad del acuífero libre.

El explayamiento puede limitar con un

valle aluvial o no. En el primer caso, las condiciones de drenaje del valle dependen de la transmisividad de sus sedimentos y de la posición relativa del agua libre en el curso de agua. En el segundo caso, se forma un valle o *llanura coluvial* por coalescencia con otras laderas de explayamiento; estas últimas, suelen tener drenaje natural insuficiente.

CAPITULO VIII

EL PROCESO LLUVIA - ESCORRENTIA

EL FENOMENO DE ESCORRENTIA

La escorrentía superficial es aquella parte de la lluvia, despreciando la intercepción, que no es absorbida por el suelo mediante el proceso de infiltración (según HORTON, 1933; cit. VEN TE CHOW, et al, 1992). El agua superficial es la que se almacena o fluye sobre la superficie e interactúa en forma continua con los sistemas de agua atmosférica y subsuperficial descriptos con anterioridad.

Antes de proceder a la formulación de las funciones matemáticas que explican el proceso lluvia-escorrentía, es conveniente una reseña conceptual de los subprocesos involucrados. Los diferentes flujos y almacenamiento de agua superficial durante el transcurso de una tormenta, se muestran en la **FIG. VIII-1** medido en el punto de salida de la cuenca, producto de una lluvia de intensidad constante y de larga duración, que precipita uniformemente sobre toda la extensión de la cuenca (VICH, 1985). En abscisas, figura el tiempo y en ordenadas, la intensidad de los distintos subprocesos.

Al comienzo de la precipitación, una porción de agua es interceptada por la vegetación. La cantidad de agua retenida en ella, es alta al principio, especialmente durante el verano, donde la cobertura es más densa. La capacidad de almacenamiento disponible en la vegetación se agota rápidamente; decrece hasta una magnitud equivalente al agua evaporada durante el evento, que es satisfecha continuamente por la lluvia. El volumen de almacenamiento por intercepción, depende de la cobertura y tipo de vegetación, estación del año, velocidad del viento e intensidad

de la lluvia.

El agua que alcanza la superficie (*lluvia efectiva*), se infiltra. La tasa de infiltración puede ser igual a la precipitación, si su intensidad no excede la máxima capacidad de infiltración; de lo contrario, el exceso se acumula en superficie. Además, la infiltración decrece con el tiempo y el exceso de agua también se acumula en ella. El proceso de infiltración es un fenómeno complejo, y es la componente fundamental en la definición del escurrimiento. Es función del tipo de suelo, humedad antecedente, intensidad y distribución

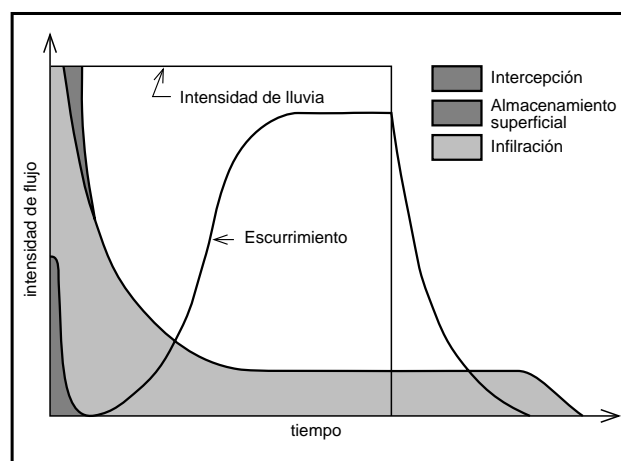


FIG. VIII-1: Ilustración esquemática de la distribución temporal de las componentes del proceso lluvia-escorrimiento sobre una cuenca, generado por una precipitación de intensidad homogénea.

de la lluvia, cobertura vegetal, prácticas culturales, erosión y deposición de sedimentos durante el evento.

El exceso de lluvia acumulado en superficie, antes de la iniciación del movimiento por gravedad, debe satisfacer el volumen de almacenamiento en el microrelieve y depresiones del terreno. La tasa de reducción del agua almacenada en las depresiones, disminuye rápidamente, desde un valor inicial alto, hasta un valor cercano a cero. La cantidad de agua retenida en superficie, importante en algunos casos, es devuelta a la atmósfera por evaporación o se infiltra en el terreno, lentamente durante el evento y rápidamente después de la finalización del mismo. Depende básicamente de la vegetación, y del tipo y uso del suelo (cultivos, barbecho, labranza, etc.). Durante el transcurso de la lluvia, después de satisfacer el almacenamiento en depresiones, el exceso se incrementa hasta un cierto espesor de lámina, a partir del cual, puede fluir libremente (*escurrimiento superficial*), previo de vencer las fuerzas de fricción generadas por la rugosidad del terreno. Se denomina *detección superficial* y eventualmente, satisface la descarga después que la lluvia ha cesado. Depende de la pendiente, rugosidad superficial y grado de turbulencia del flujo.

El agua infiltrada que no es retenida como humedad del suelo, se mueve hacia los cauces o puntos más bajos del terreno como *escurrimiento subsuperficial*, apareciendo en superficie o cauce e integrándose al flujo superficial. Otra fracción, alcanza el acuífero y eventualmente la salida. Debido a su baja velocidad, el escurrimiento subterráneo aparece mucho tiempo después de haber finalizado la lluvia. La tasa de flujo superficial, comienza en cero, aumenta lentamente al principio, para luego elevarse hasta un valor máximo. A la cantidad de agua que alcanza la salida únicamente por vía escurrimiento superficial y subsuperficial la denomina *lluvia neta*.

Una lluvia uniforme y de larga duración que permita el establecimiento de una descarga constante, raramente se presenta en la realidad; las lluvias, se caracterizan por una alta variabilidad en su distribución espacial y temporal. Los subprocesos descriptos pueden variar considerablemente de un sector a otro de la cuenca. El escurrimiento total, es la resultante de complejas interacciones entre las relaciones no lineales de las distintas subáreas homogéneas que integran el conjunto total de la cuenca.

EL HIDROGRAMA DE CRECIENTES. FORMA Y COMPONENTES

Que es una creciente o avenida?

Una *creciente o avenida*, es una elevación rápida, breve o no, del nivel de las aguas de una corriente hasta un máximo, las que descienden a menor velocidad (HERAS, 1979). También, es cualquier caudal alto que desborde los terraplenes (naturales o artificiales) a lo largo de la corriente, que exceda la capacidad de conducción del cauce, y la aguas inunden la planicie fluvial o las tierras aledañas fuera de los límites usuales del mismo. Se debe aclarar que algunos hidrólogos, consideran como crecida a los caudales iguales o superiores a cierto múltiplo del promedio anual por ejemplo, 3 a 5 veces el valor anual (SHUH-SHIAW LO, 1992).

Generalmente se asocia la creciente con catástrofe, o en menor medida, con daños provocados sobre la infraestructura social. En algunos casos, posee un efecto positivo al proveer nutrientes y humedad a las tierras adyacentes a la corriente.

Como se puede deducir, el concepto de crecida da lugar a algunas ambigüedades; por ello, conviene caracterizar cada evento por: el caudal máximo instantáneo, duración de la crecida, volumen total escurrido, distribución de los caudales en el tiempo (*hidrograma*) y área inundada (REMENIERAS, 1974). Cada uno de estos aspectos, son fundamentales en el diseño hidrológico de diferentes estructuras para el control del flujo y mitigación de sus efectos adversos.

El estudio de crecientes sirve para establecer la *creciente de diseño*, necesaria para la construcción de estructuras de regulación (presas de embalse, presas de derivación, presas de retención, etc.), estructuras de conducción (canales, alcantarillados, aliviaderos, etc.), e indirectamente para la implementación de programas de conservación y manejo de cuencas, cuyos fines son: atenuar los caudales pico, haciendo decrecer de esta manera los niveles de la creciente aguas abajo, llevando en forma segura el flujo hacia puntos donde los efectos adversos se controlen o minimicen y además, retardar y retener los escurrimientos para que se infiltren en el terreno para su posterior aprovechamiento por parte de la vegetación.

La creciente de diseño corresponde a la máxima creciente que puede esperarse con una

probabilidad de ocurrencia determinada (VEN TE CHOW et al, 1992). La selección de este caudal máximo a admitir en un proyecto, implica un balance de costos (inmediatos y ciertos) para dicho máximo y de la reducción correlativa de los daños (difícil de evaluar) que eventualmente produciría la ocurrencia de un caudal superior al establecido.

El origen de la crecida puede ser un aguacero excepcional por su intensidad, duración, extensión y la ocurrencia previa de lluvias. También en algunas cuencas montañosas, cubiertas de nieve al comienzo de un otoño frío, donde un aumento súbito de la temperatura puede dar como resultado la fusión rápida de la nieve y grandes crecidas subsecuentes; si en forma simultánea se producen lluvias, éstas juntamente con el escurrimiento superficial, generan una acción mecánica de disgregación del manto níveo, que puede potenciar la creciente producida por fusión. En regiones frías, donde los cursos de agua se congelan en invierno, las lluvias y el deshielo primaveral generan crecidas que arrastran consigo bloques de hielo, que pueden ser detenidos por la presencia de obstáculos y acumularse bloqueando el curso de agua; forman diques, que inundan aguas arriba, y a veces, son bruscamente arrastrado por la corriente, produciendo aguas abajo crecidas muy violentas, que se agotan rápidamente y por esa razón afectan tramos cortos del cauce.

En zonas áridas las crecientes son originadas por intensas tormentas de verano, generalmente de corta duración, y traen como consecuencia la generación casi inmediata, de un considerable volumen de agua que circula por los cauces evacuadores que permanecen seco durante todo el año y únicamente acarrean agua durante el episodio lluvioso; se denominan *aluviones* y ocurren en cuencas de tamaño moderado a pequeño, donde las características físicas (especialmente la pendiente) y biológicas (tipo y cobertura de vegetación) poseen gran influencia. Son difíciles de pronosticar (IAHS, 1974). También suele ocurrir que este tipo de aluviones sea provocado por el colapso de diques o la operación de centrales hidroeléctricas.

Características del hidrograma

Se llama *hidrograma* a la curva de variación del caudal (descarga en volumen por unidad de tiempo) (Q), en función del tiempo (t);

se expresa como $Q = f(t)$. El escurrimiento de una cuenca, representado por el hidrograma, integra todos los efectos de los factores topográficos, geológicos, biológicos y climáticos, sobre el traslado y almacenamiento del exceso de agua de lluvia

La descarga líquida de una corriente, medida en un punto del cauce o estación de aforo, se encuentra conformada por agua proveniente de distintas fuentes. Ellas son: **a)** agua superficial, fracción de agua meteórica remanente de la infiltración, evaporación y almacenamiento superficial; es el flujo por gravedad sobre el terreno; **b)** lluvia precipitada directamente sobre un cuerpo de agua o en la corriente; **c)** agua del escurrimiento subsuperficial o *hipodérmico*, que corresponde a una fracción de la lluvia efectiva, que penetra en el suelo, y fluye casi horizontalmente por las capas superiores del suelo, para luego alumbrar en un cauce, talud o en la superficie, en una cota inferior al de su punto de infiltración; **d)** agua subterránea proveniente de la infiltración profunda y almacenada en los acuíferos; es de circulación lenta y alimentan a la corriente en el largo plazo.

En la **FIG. VIII-2**, se representa un esquema del hidrograma total de creciente, producido en una cuenca y medido en un punto determinado; además, figura el hidrograma estimado de aguas subterráneas. Si se integran ambas curvas, se obtienen el volumen total de escorrentía y escurrimiento subterráneo; la diferencia, representa el volumen de escurrimiento superficial y subsuperficial. Por lo

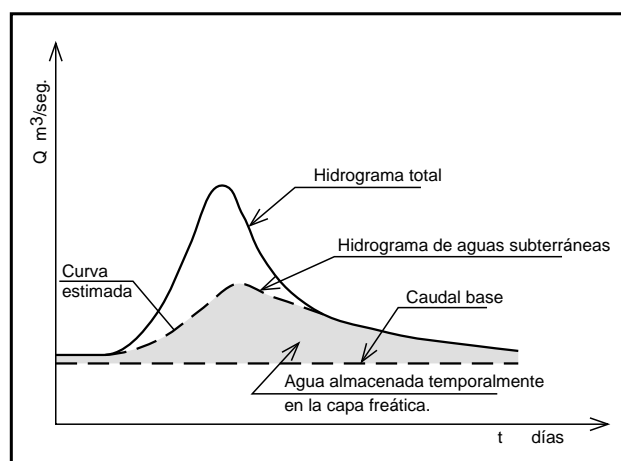


FIG. VIII-2: Esquema del hidrograma total de salida en una cuenca hipotética; incluye, el hidrograma de agua subterránea estimado.

general, la contribución de las aguas subterráneas al caudal total, es gradual, y representa una fracción pequeña de los caudales máximos de una creciente. El flujo subterráneo, suministra la casi totalidad del caudal de la corriente durante el período de tiempo que media entre dos episodios lluviosos, en ausencia de fusión nívea o glacial.

La forma general de un hidrograma tipo y sus características, se observa en la **FIG. VIII-3**. En ella, se diferencian distintos sectores. *Curva de subida o concentración*, corresponde al segmento del hidrograma comprendida entre los puntos **A** y **C**; en esta parte, los caudales son crecientes hasta un máximo. *Caudal de punta o pico* del hidrograma, es el valor máximo de caudal de la curva de crecida; corresponde al punto **C**. *Segmento de cresta*, es el segmento de curva que contiene al caudal de punta; la curva de subida es cóncava hasta un cierto tiempo, equivalente a un valor muy cercano al tiempo de concentración de la cuenca, donde se produce una inflexión, y la curva de ascenso cambia de curvatura (punto **B**); allí, es donde se inicia el segmento de cresta, y se extiende hasta otro punto de inflexión **D**, presente en la rama descendente del hidrograma. *Curva de bajante*, corresponde al segmento de curva de descenso; es la comprendida entre los puntos **D** y **E**. *Curva*

de agotamiento, es representada por el segmento que se inicia en **E**; en este sector, los caudales proceden exclusivamente de aportes subterráneos.

La determinación de los puntos de comienzo (**A**) y máximo (**C**), son simples de precisar. La forma de la curva de subida, depende de las características físicas y biológicas de la cuenca, variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones y condiciones iniciales de humedad del suelo.

Supóngase una pequeña cuenca impermeable sin vegetación, y sobre ella precipita una lluvia de intensidad uniforme; el hidrograma resultante, se asemejará mucho al de la **FIG. VIII-4**. El escurrimiento se inicia cuando comienza la lluvia, y es creciente hasta un tiempo equivalente al de concentración de la cuenca. El área limitada por la curva de ascenso y como límite superior, al valor del pico del hidrograma, representa un volumen de almacenamiento temporal en la cuenca o *detención superficial*. Si la lluvia continúa, el escurrimiento es igual a la precipitación; cuando la lluvia cesa, se produce la descarga de lo almacenado (LINSLEY et al, 1977).

Los puntos de inflexión **B** y **D**, en las ramas ascendente y descendente del hidrograma,

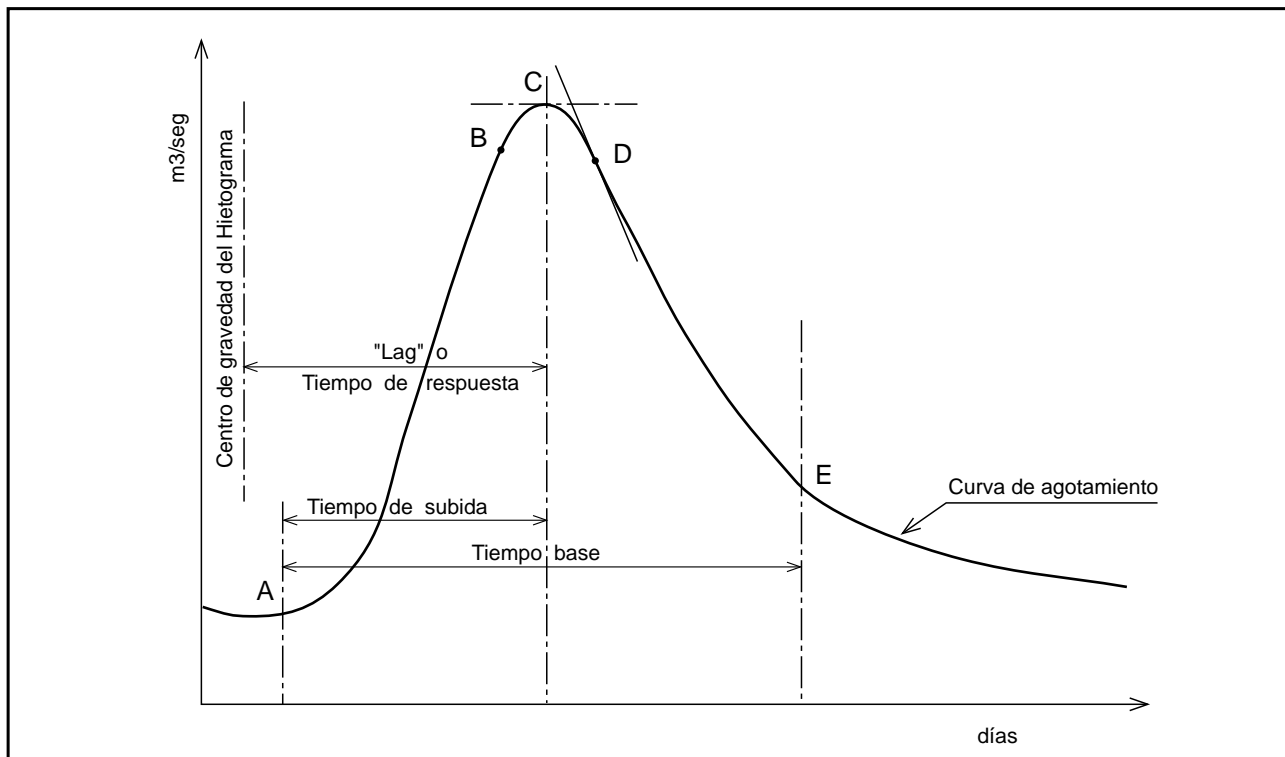


FIG. VIII-3: Forma general de un hidrograma tipo de creciente y sus características sobresalientes.

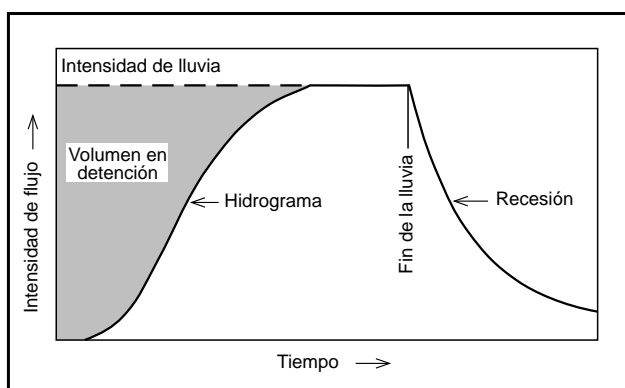


FIG. VIII-4: Hidrograma elemental.

son de difícil determinación. La curva de bajada, representa el escurrimiento del agua acumulada en la cuenca, después de la cesación de todo aporte de agua meteórica. Es independiente de la lluvia que ha generado la crecida, y es función exclusiva de las características hidráulicas de la red de drenaje y el volumen de agua retenido en la cuenca. La curva de agotamiento, que representa el escurrimiento de las aguas subterráneas en la corriente, es más notable, cuando mayor es el período sin precipitación. Cuando no existe agotamiento total en estiaje, es asintótica a un valor de caudal mínimo, que se denomina *caudal de base*. El segmento correspondiente a la curva de acotamiento, puede ser aproximada por una ecuación general, aplicable a todos los hidrogramas de una misma cuenca.

Análisis de hidrogramas

La separación de los diferentes componentes del hidrograma es aproximada, puesto que no existe método experimental simple que permita identificar el origen del agua que conforma la corriente. Todos los métodos poseen una cierta arbitrariedad, especialmente en la separación del escurrimiento subterráneo, aspecto que no incide demasiado, dado que se trata de un flujo relativamente pequeño en comparación con el *escurrimiento directo* (flujo superficial, subsuperficial y precipitación directa sobre los cuerpos de agua libre y corriente). En la práctica, el hidrograma se divide en: **a)** escurrimiento directo; **b)** escurrimiento subterráneo.

El método más expeditivo, consiste en admitir como límite del flujo subterráneo, a la línea horizontal que pasa por el punto **A** de inicio

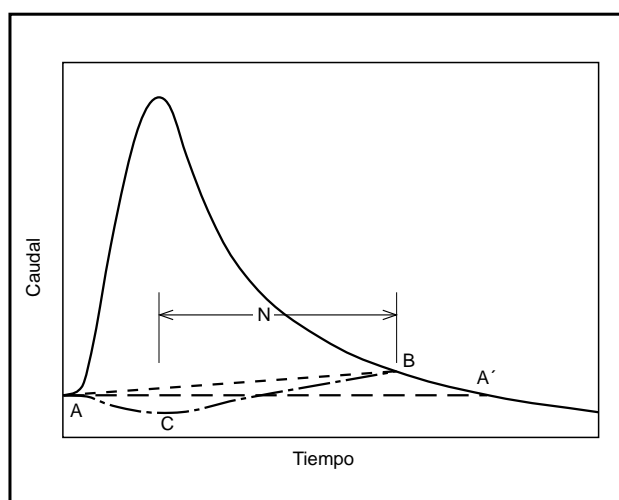


FIG. VIII-5: Distintos métodos de separación de las componentes del escurrimiento en el hidrograma total.

del hidrograma de creciente (línea **A-A'** en **FIG. VIII-5**). El método posee el inconveniente de producir un *tiempo base* demasiado importante y variable, según sea el caudal inicial del hidrograma (valor en **A**) (REMENIERAS, 1974). Como variante, el método de separación debe ser tal, que el tiempo base de la escorrentía directa permanezca relativamente constante de tormenta a tormenta; para ello, se establece la finalización del escurrimiento directo a un tiempo **N** prefijado, a partir del pico del hidrograma (línea **A-B** en **FIG. VIII-5**) (SOUZA PINTO et al, 1976; LINSLEY et al, 1977).

Como regla práctica, el tiempo **N**, en días, puede aproximarse por medio de la siguiente expresión (LINSLEY et al, 1977):

$$N = 0.8 A^{0.2}$$

Donde: **A**, área de la cuenca en km². Sin embargo, el valor de **N**, puede estimarse mejor, observando un cierto número de hidrogramas; la **FIG. VIII-6**, muestra algunas suposiciones razonable e irrazonables con respecto a **N**.

El procedimiento comúnmente usado para la separación del hidrograma por los hidrólogos, consiste en prolongar la recesión anterior a la tormenta hasta un punto bajo el pico del hidrograma, y conectarlo por medio de una recta, con un punto sobre el hidrograma localizado un tiempo **N** después del pico (línea **A-B-C** en la **FIG. VIII-5**). El principio que sustenta el método, es que a medida que el nivel de la corriente asciende, ocurre un flujo desde ella a

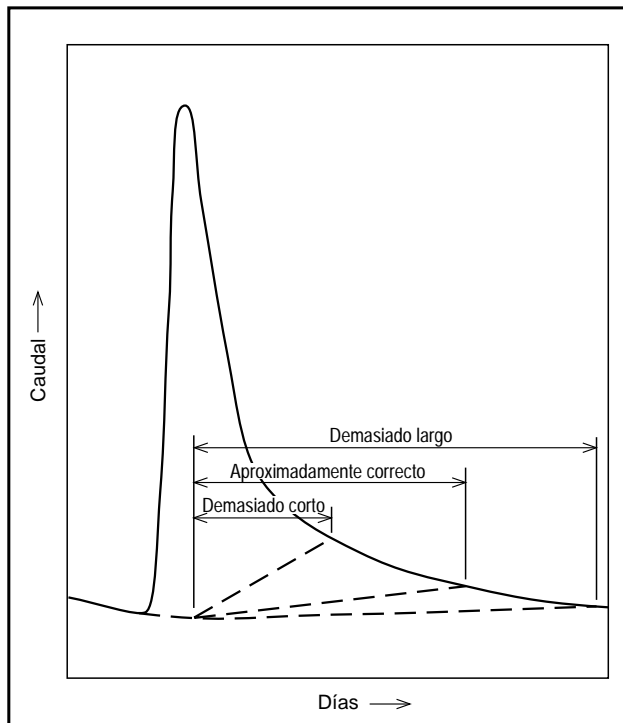


FIG. VIII-6: Selección del tiempo base para el hidrograma de escorrentía directa (según LINSLEY et al, 1977).

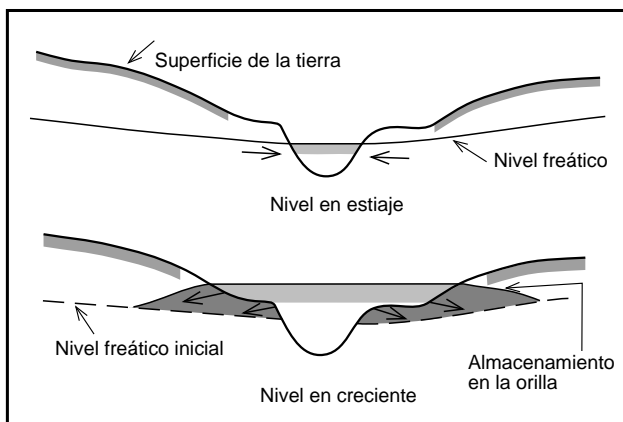


FIG. VIII-7: Sentido del flujo y variación en el almacenamiento subterráneo en la vecindad del cauce, durante una creciente.

las márgenes, alimentando el acuífero e impidiendo la salida de agua, al invertir el gradiente de la superficie piezométrica; es por ello, que el flujo subterráneo disminuye, hasta que el nivel en la corriente comienza a descender, cambie el sentido del gradiente y el agua almacenada en las proximidades de las orillas regrese al canal (**FIG. VIII-7**).

El procedimiento mencionado posee

limitaciones, y es el hecho de que no existe justificación para suponer que la disminución del flujo subterráneo siga la recesión normal; además, si la tasa de incremento del almacenamiento en las orillas es mayor que el aporte a la corriente de agua subterránea, el flujo base es negativo. Por lo tanto, pese a sustentarse en principios ciertos, el procedimiento posee un cierto grado de arbitrariedad y no puede decirse que sea el mejor. La diferencia en el flujo base, calculado con los dos últimos métodos es pequeña, probablemente sin importancia, siempre y cuando se utilice consistentemente uno solo.

Existen otros métodos, que permiten la separación de las tres componentes de escurrimiento: superficial, subsuperficial y subterráneo; poseen un alto grado de refinamiento, raramente utilizado en problemas prácticos.

EL HIDROGRAMA UNITARIO. CONCEPTO

El hidrograma de salida de una cuenca, es la suma de los hidrogramas elementales de todas las subcuenclas que la conforman, modificados por el efecto del tiempo de viaje a través de ella y del almacenamiento en los cauce. Representa la *función de repuesta* del sistema cuenca frente a un estímulo (precipitación), que es transformado internamente para producir dicha repuesta. Es por ello, que si las condiciones del sistema cuenca (forma, tamaño, pendiente, cobertura, etc.) permanecen constante, podría esperarse una similitud en la repuesta de la cuenca. Dicha similitud, se expresa en la forma de los hidrogramas de salida, resultantes de tormentas con características similares (cantidad, intensidad, distribución temporal y espacial).

La función de repuesta del sistema cuenca, haciendo algunas suposiciones y simplificaciones, se puede encontrar en base al concepto del *hidrograma unitario*. Propuesto por primera vez por Sherman (1932, cit. VEN TE CHOW et al, 1992), es una *función de repuesta de pulso unitario (H.U.)*; es decir, un hidrograma de escorrentía directa resultante de una cantidad unitaria (1.0 mm, 1 pulg, 1 cm, etc.) de exceso de lluvia (*entrada de pulso unitario*), distribuido uniformemente sobre la cuenca con una intensidad constante, durante una *duración efectiva o unitaria* como antiguamente se denominaba. El *exceso de precipitación o lluvia neta*, es la lluvia que no se infiltra ni es detenida

en el terreno; después de fluir a través de ella, se convierte en *escorrentía directa* a la salida de la cuenca. Por lo tanto, el volumen del **H.U.** también es unitario, pero desfasado en el tiempo con respecto al momento de ocurrencia del exceso de lluvia, debido a su traslado sobre la cuenca.

El **H.U.** es un modelo simple, que puede usarse para deducir el hidrograma resultante de cualquier monto de exceso de precipitación. Las suposiciones básicas inherentes en el **H.U.** son: **a)** el exceso posee una intensidad constante durante la duración efectiva; **b)** el exceso se encuentra distribuido uniformemente sobre toda la extensión de la cuenca; **c)** el tiempo de base del **H.U.** para una duración efectiva dada, es constante; **d)** para una cuenca dada, el **H.U.** refleja las características invariantes de la cuenca, de no mediar intervención humana.

Al admitir que todos los aguaceros uniformes de igual duración efectiva tienen el mismo tiempo base, resulta que las ordenadas homologas de los distintos hidrogramas serán proporcionales a las intensidades de las lluvias netas respectivas. El escurrimiento máximo se presenta cuando toda la cuenca se encuentre aportando el exceso uniforme.

El mejor **H.U.** se obtiene a partir de una tormenta de intensidad razonablemente uniforme, de una duración deseada y de un volumen de escorrentía cercano o mayor a uno, independientemente de las unidades empleadas. El primer paso (**FIG. VIII-8**), consiste en separar el flujo base de la escorrentía directa. Inmediatamente se procede a determinar el volumen de escorrentía directa (área bajo el hidrograma), y las ordenadas de este se dividen

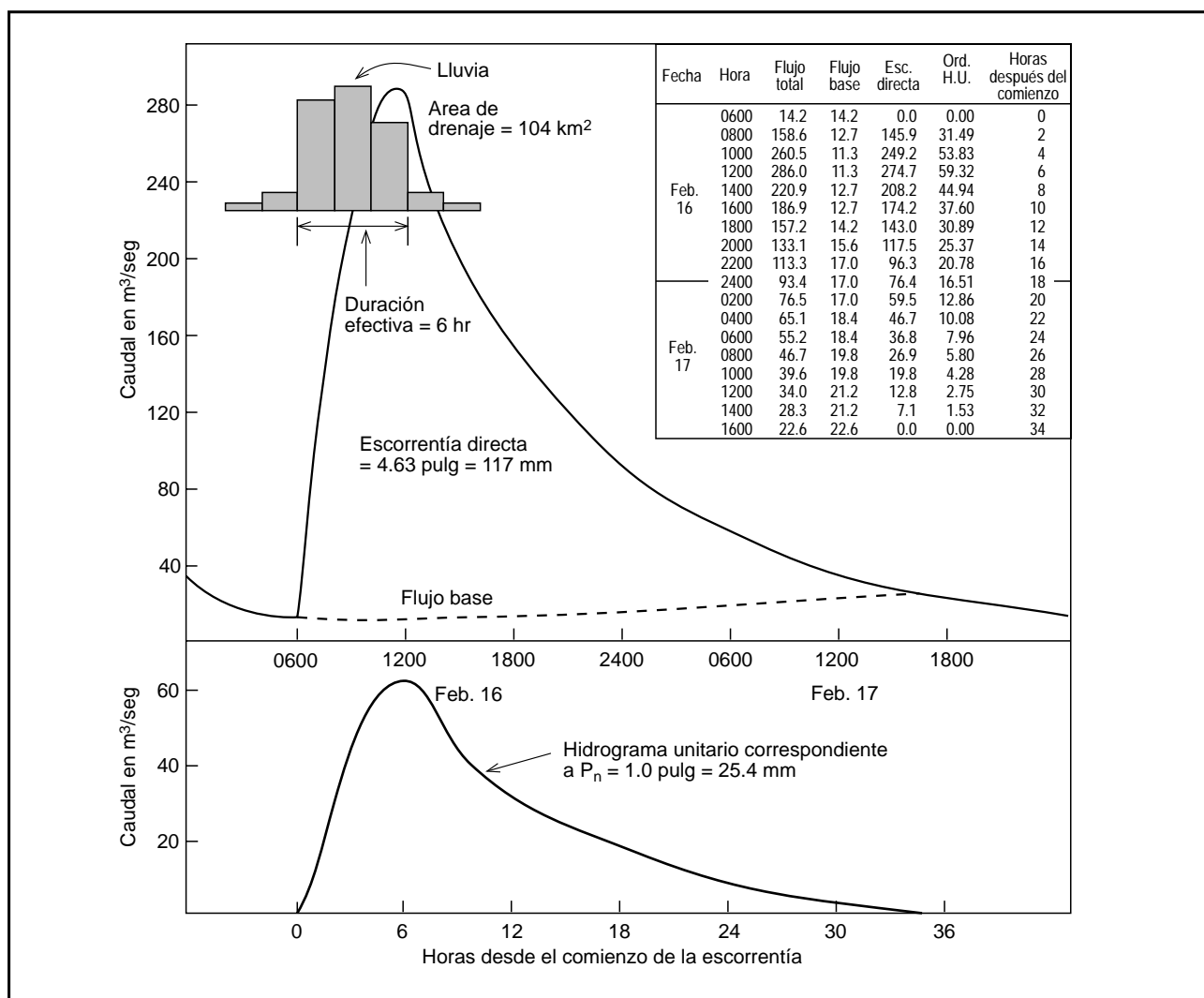


FIG. VIII-8: Determinación del hidrograma unitario, a partir de un hidrograma de creciente. Ejemplo de cálculo (tomado de LINSLEY et al, 1977).

por el volumen calculado; las ordenadas resultantes conforman el hidrograma unitario. El **H.U.** obtenido de una sola tormenta puede tener errores; por ello, es deseable promediar los hidrogramas de algunas tormentas de duración similar.

El paso del **H.U.** al hidrograma real, correspondiente a un exceso de lluvia P_n , de duración equivalente a la duración efectiva del **H.U.**, se realiza multiplicando todas las ordenadas de **H.U.** por la lluvia neta. La **FIG. VIII-9** muestra el cálculo del hidrograma relativo a un aguacero neto de doble intensidad, de aquel considerado como unitario.

Si la duración del exceso de lluvia, supera a la duración efectiva o unitaria, este evento es dividido en aguaceros elementales efectivos. En cada uno de ellos, se realiza el traspaso al hidrograma buscado según el proceso descrito anteriormente, con su inicio de acuerdo a la ocurrencia de cada aguacero elemental; el hidrograma total, se obtiene de la suma de dichos hidrogramas. La **FIG. VIII-10**, ilustra la utilización del **H.U.** en el cálculo del hidrograma de correspondiente a un aguacero de igual intensidad al efectivo, pero de triple duración.

HIDROGRAMA UNITARIO SINTETICO

El **H.U.** desarrollado a partir de la información de lluvia y caudal de una cuenca, se

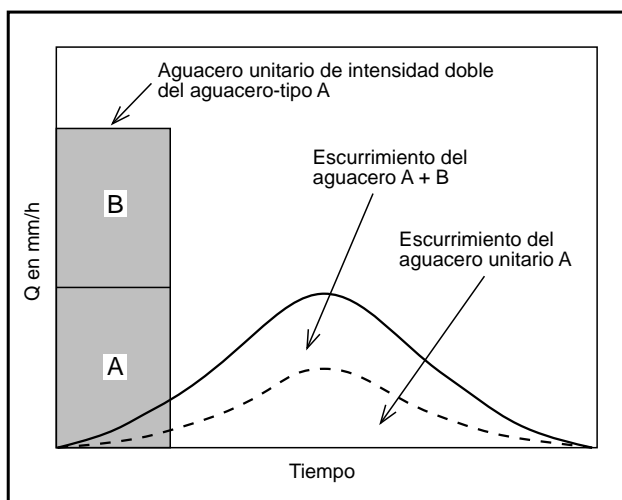


FIG. VIII-9: Cálculo del hidrograma real a partir del hidrograma unitario, correspondiente a una tormenta de intensidad doble de la del aguacero unitario, pero de igual duración.

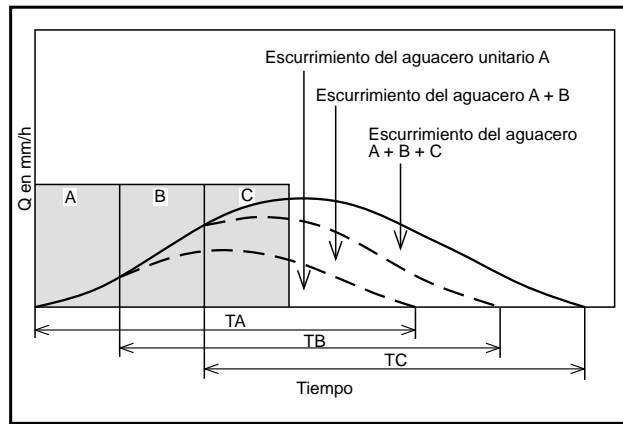


FIG. VIII-10: Cálculo del hidrograma real a partir del hidrograma unitario, correspondiente a una tormenta de duración triple a la duración del aguacero unitario, pero de igual intensidad.

aplica solamente para ella y para el punto de la corriente donde se midió el escurrimiento; es una constante de la cuenca. Ello significa, que los factores físicos, actúan siempre de la misma forma, sobre la formación del escurrimiento superficial, en ausencia de intervención antrópica. El hecho mencionado, junto con las necesidades que se presentan en cuencas no aforadas, ha contribuido para que numerosos investigadores hallan desarrollado métodos sintéticos de cálculo. Existen tres tipos de **H.U.**: **a)** aquellos que relacionan las características del hidrograma con las de la cuenca, ejemplo de ello es el método de *Snyder*; **b)** hidrogramas adimensionales, como el del *Servicio de Conservación de Suelos de los EE.UU. (SCS)*; **c)** aquellos basados en modelos de almacenamiento en la cuenca, como el de *Clark* (VEN TE CHOW et al, 1992).

Los factores físicos que influyen sobre el escurrimiento, siempre en el mismo sentidos son: *área*, cuando aumenta, aumenta el escurrimiento; *pendiente*, a mayor pendiente, mayor velocidad de escurrimiento y mayor número de picos en el hidrograma; *dimensión y rugosidad de los cauces*, cuando más largo y rugoso es el río, mayor es el volumen almacenado en su seno, lo que genera una disminución en los picos de crecida, en tanto que una menor rugosidad, produce una mayor velocidad de la corriente; *densidad de drenaje*, una densidad alta implica un desagüe más rápido de la cuenca, aunque se contrabalancea con el mayor almacenamiento en los canales; *forma*, cuencas alargadas presentan picos de crecida más bajos que cuencas de forma circular.

Hidrograma Unitario Sintético de Snyder

Snyder (1938, cit. GRAY, 1970), fue el primero en establecer relaciones matemáticas, entre la geometría de la cuenca y las características del hidrograma resultante. A partir de investigaciones realizadas en cuencas montañosas de los Apalaches (EE.UU.), de tamaño variable (25 a 2500 km²), estableció un conjunto de ecuaciones, que permiten definir el **H.U.** en base al tiempo de retardo, caudal de punta y duración total del escurrimiento (**FIG. VIII-11**). Las ecuaciones son:

$$t_L = [C_t (L L_{ca})^{0.3}] / 1.33$$

Donde: **t_L**, retardo de la cuenca, definido como la diferencia de tiempos entre el centro del hietograma de precipitación en exceso y el pico del hidrograma, en horas; **L**, longitud del cauce principal, medido desde la salida hasta la divisoria de aguas, en km; **L_{ca}**, distancia de la salida a un punto sobre el cauce, próximo al centro de gravedad de la cuenca, en km; **C_t**, coeficiente variable en un rango de 1.8 a 2.2, aunque con valores más bajos para cuencas de fuertes pendientes.

El **H.U.** de Snyder considera que la duración de la lluvia estandar, equivalente a la duración efectiva o unitaria de la tormenta, genera una descarga de punta y posee un tiempo base de acuerdo con las siguientes expresiones:

$$t_r = t_L / 5.5$$

$$Q_p = (2.76 C_p A) / t_L$$

$$t_b = 3 + 3 (t_L / 24)$$

Donde: **t_r**, duración de la lluvia estandar o duración efectiva, en horas; **Q_p**, descarga pico del **H.U.**, en m³.s⁻¹; **A**, área de la cuenca, en km²; **C_p**, coeficiente, cuyo magnitud varía entre 0.56 y 0.69; **t_b**, tiempo de base, en días. Los coeficientes numéricos de las ecuaciones, son el resultado de la transformación de las unidades del sistema inglés al métrico.

Las cantidades **t_L**, **Q_p** y **t_b** definen la forma del **H.U.** (volumen de escurrimiento directo igual a 1.0 cm) producido por un exceso de lluvia de duración **t_r**. Para tormentas efectivas de duración diferente, **t_R**, el tiempo de retardo ajustado **t_{LR}**, es determinado por la ecuación:

$$t_{LR} = t_L + (t_R - t_r) / 4$$

Para el cálculo de las cantidades **Q_p** y **t_b**, con una lluvia de duración **t_R**, debe sustituirse en las ecuaciones respectivas **t_L** por **t_{LR}**. El **H.U.** sintético de Snyder ha sido empleado en diversas parte del mundo con éxito variable, ya que los coeficiente **C_t** y **C_p**, varían considerablemente de una cuenca a otra. La transposición del hidrograma unitario, al hidrograma de escorrentía directa total, se obtiene multiplicando

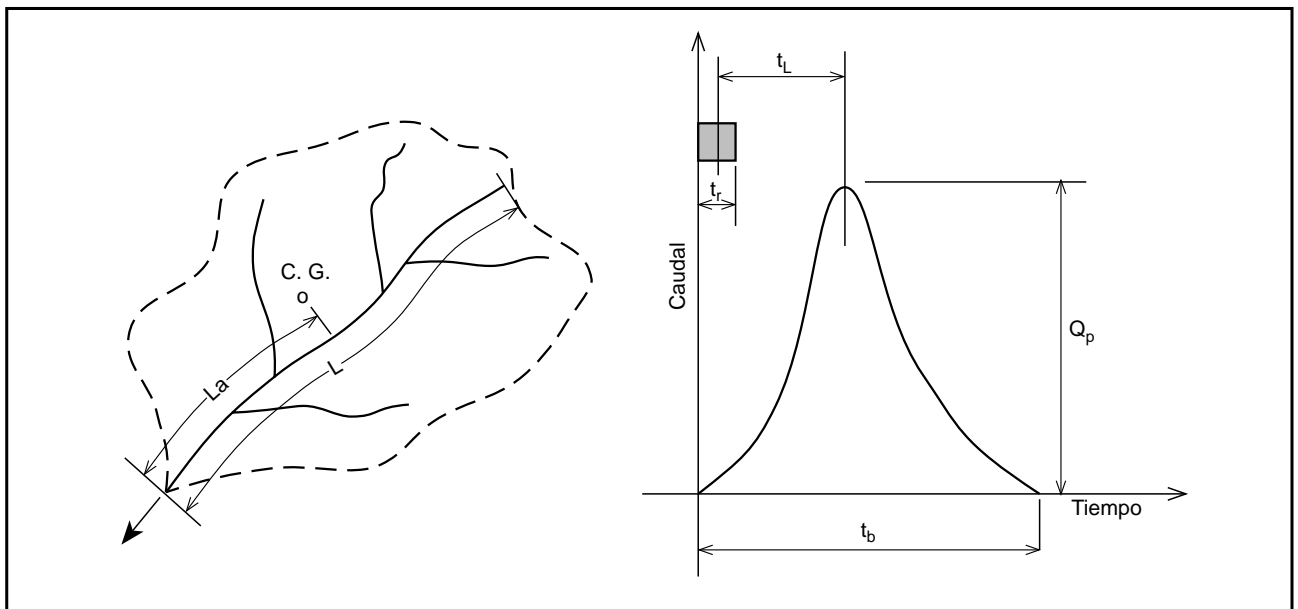


FIG. VIII-11: Hidrograma Unitario sintético de Snyder. Representación de sus características sobresalientes.

las ordenadas del **H.U.** por el volumen de escorrentía total.

Hidrograma Sintético del Servicio de Conservación de Suelos

El método del hidrograma sintético, desarrollado por el Servicio de Conservación de Suelos (SCS), dependiente del Departamento de Agricultura de los EE.UU. (1957, cit USDI, 1966), supone que el escurrimiento directo puede representarse por una figura geométrica simple, un triángulo (**FIG. VIII-12**). El volumen de escurrimiento generado (área del triángulo) por exceso de lluvia, de intensidad uniforme y duración **t_R** es:

$$V = \frac{Q_p P_R}{2} + \frac{Q_p B}{2} = \frac{Q_p}{2} (P_R + B)$$
$$Q_p = \frac{2V}{(P_R + B)}$$

Donde: **V**, volumen de escurrimiento directo; cuando es unitario, el hidrograma calculado representa el **H.U.** sintético; **Q_p**, caudal de punta; **P_R**, tiempo desde el inicio al pico del hidrograma; **B**, tiempo de recesión. A partir del análisis de un gran número de hidrogramas, investigadores del SCS han encontrado que el tiempo del pico de crecida, es proporcional al tiempo base del hidrograma (**t_b**); en consecuencia, se tiene que:

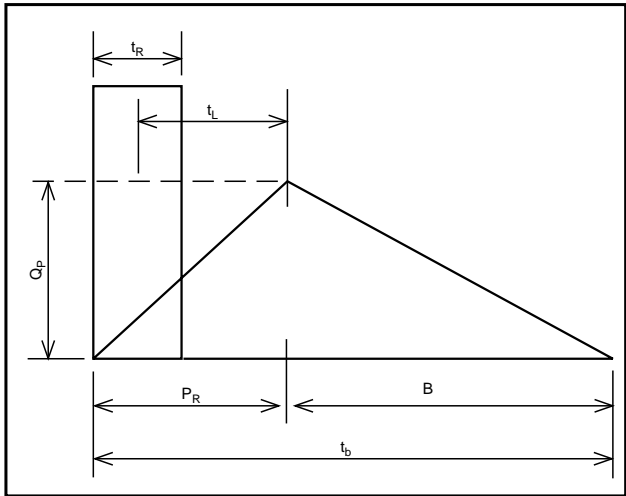


FIG. VIII-12: Hidrograma triangular del S.C.S. Representación de sus características mas sobresalientes.

$$B = 1.67 P_R$$

$$t_b = 2.67 P_R$$

El volumen de escurrimiento es proporcional al producto de la lámina de lluvia en exceso (**P_n**) por el área total de la cuenca (**A**). Por lo tanto, el caudal de punta, con las transformaciones de unidades, generado por una lluvia homogénea **P_n**, de una duración **t_R**, queda:

$$Q_p = \frac{0.208 P_n A}{P_R}$$

Donde: **Q_p**, caudal de punta, en m³.s⁻¹; **A**, área de la cuenca, en km²; **P_n**, precipitación en exceso, en mm; **P_R**, tiempo al pico, en h. Al observar la **FIG. VIII-12**, se deduce que:

$$P_R = t_R/2 + t_L$$

Donde: **t_L**, tiempo de retardo en horas, equivale al 60 % del tiempo de concentración (**t_c**) de la cuenca.

Corrientemente, es usado por S.C.S. un procedimiento más sofisticado para construir un hidrograma curvilíneo a partir de los valores de **Q_p** y **t_p**, empleando los coeficientes tabulados en el **CUADRO VIII-1**, obtenido por análisis de una gran cantidad de hidrogramas medidos para un amplio rango de condiciones y locación geográfica.

CUADRO VIII-1
Hidrograma adimensional del SCS

t/P _R	Q/Q _p	t/P _R	Q/Q _p
0.0	0.00	1.3	0.84
0.1	0.015	1.4	0.75
0.2	0.075	1.5	0.66
0.3	0.16	1.6	0.56
0.4	0.28	1.8	0.42
0.5	0.43	2.0	0.32
0.6	0.60	2.2	0.24
0.7	0.77	2.4	0.18
0.8	0.89	2.6	0.13
0.9	0.97	2.8	0.098
1.0	1.00	3.0	0.075
1.1	0.98	3.5	0.036
1.2	0.92	4.0	0.018
		∞	0.0

FUENTE: *Proyecto de pequeñas presas*, USDI, 1970.

Aplicación del hidrograma triangular para una tormenta simple. Dado una cuenca de área $A = 207.20 \text{ km}^2$, cuyo tiempo de concentración $t_c = 3.0 \text{ h}$, sobre la cual precipita una lluvia, siendo el exceso de duración $t_r = 2.0 \text{ h}$ y cantidad $P_n = 25.4 \text{ mm}$. Para el cálculo del hidrograma triangular se necesita determinar: P_R , t_b y Q_p .

$$P_R = \frac{t_r}{2} + 0.60t_c = \frac{(2.0)}{2} + 0.60(3.0) = 2.8 \text{ h}$$

$$t_b = 2.67 P_R = 2.67 (2.8) = 7.5 \text{ h}$$

$$Q_p = \frac{0.208P_nA}{P_R} = \frac{0.208(25.4)(207.2)}{(2.8)} = 390.95 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$$

Para el trazado del hidrograma triangular, únase el origen con el punto (P_R, Q_p) , y luego el punto $(t_b, 0.0)$ por medio de líneas rectas (FIG. VIII-13). Se puede construir el hidrograma curvilíneo que se muestra en la misma figura, a partir de los valores de P_R y Q_p , empleando los cocientes tabulados en el CUADRO VIII-1.

Para aguaceros de intensidad variable, la lluvia en exceso se subdivide en incrementos de lluvia de intensidad homogénea, de igual duración y equivalente a $1/5$ o menos del t_c . Por ejemplo, se tiene una cuenca de $A = 100 \text{ km}^2$; una lluvia en exceso de 6.0 h de duración, la que es subdividida en intervalos $t_r = 2.0 \text{ h}$, cuyo

exceso para cada uno de ellos (P_n) es 15.2 , 35.5 y 20.5 mm , respectivamente. Se calculan los parámetros de forma del hidrograma (P_R , t_b y Q_p) para cada intervalo de exceso de lluvia de duración $t_r = 2.0 \text{ h}$. El tiempo al pico y de base, permanecen constantes e iguales a 7.0 h y 18.7 h , respectivamente. Los caudales de punta para cada intervalo son: 45.16 , 105.48 y $60.91 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Se grafican los tres hidrogramas simples, y se inicia el escurrimiento cuando comienza cada incremento de lluvia; luego, se suman las ordenadas de los hidrogramas simples para obtener la escorrentía total, generado por la tormenta de lluvia variable de 6.0 h de duración (FIG. VIII-14).

MÉTODOS EMPIRICOS PARA LA DETERMINACION DEL CAUDAL MAXIMO

Existen numerosos métodos o fórmulas para determinar el caudal máximo de escurrimiento en una cuenca. Los métodos empíricos, sólo pueden ser usados cuando se carece de información, y aplicados con mucha precaución, ya que fueron desarrollados para condiciones específicas; por lo tanto, en su empleo debe tenerse claramente presente tal condición.

La fórmula más simple, es aquella que relaciona el escurrimiento máximo con el área de drenaje; usualmente la ecuación es una de

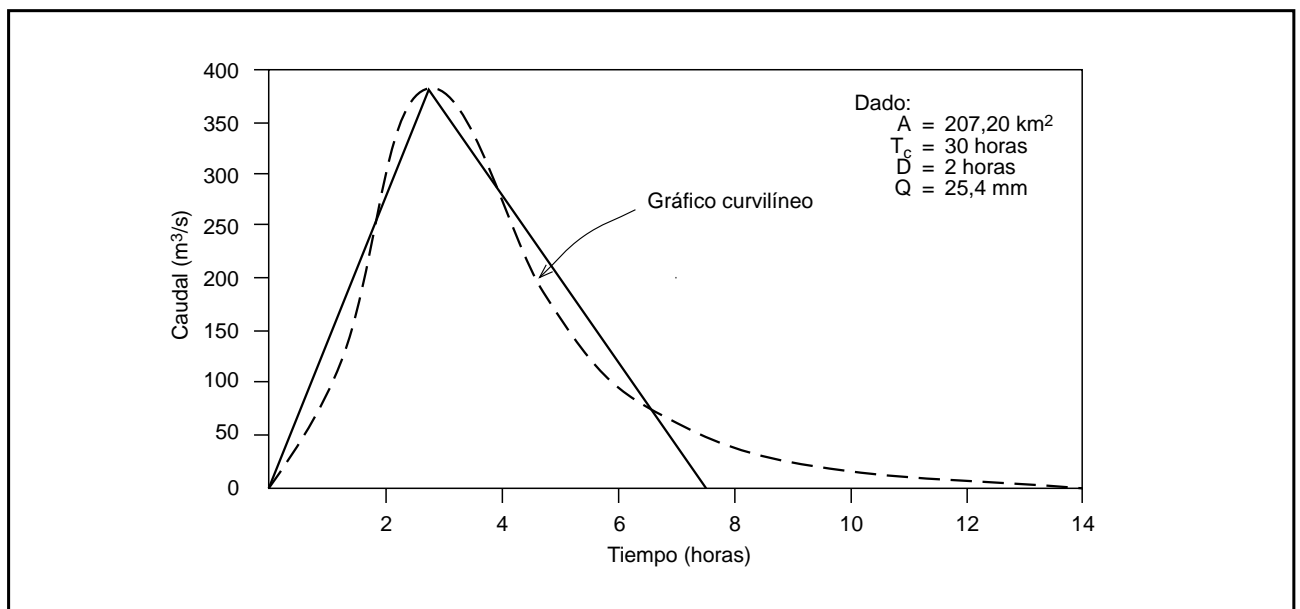


FIG. VIII-13: Aplicación del hidrograma triangular del S.C.S. a una tormenta simple de intensidad constante.

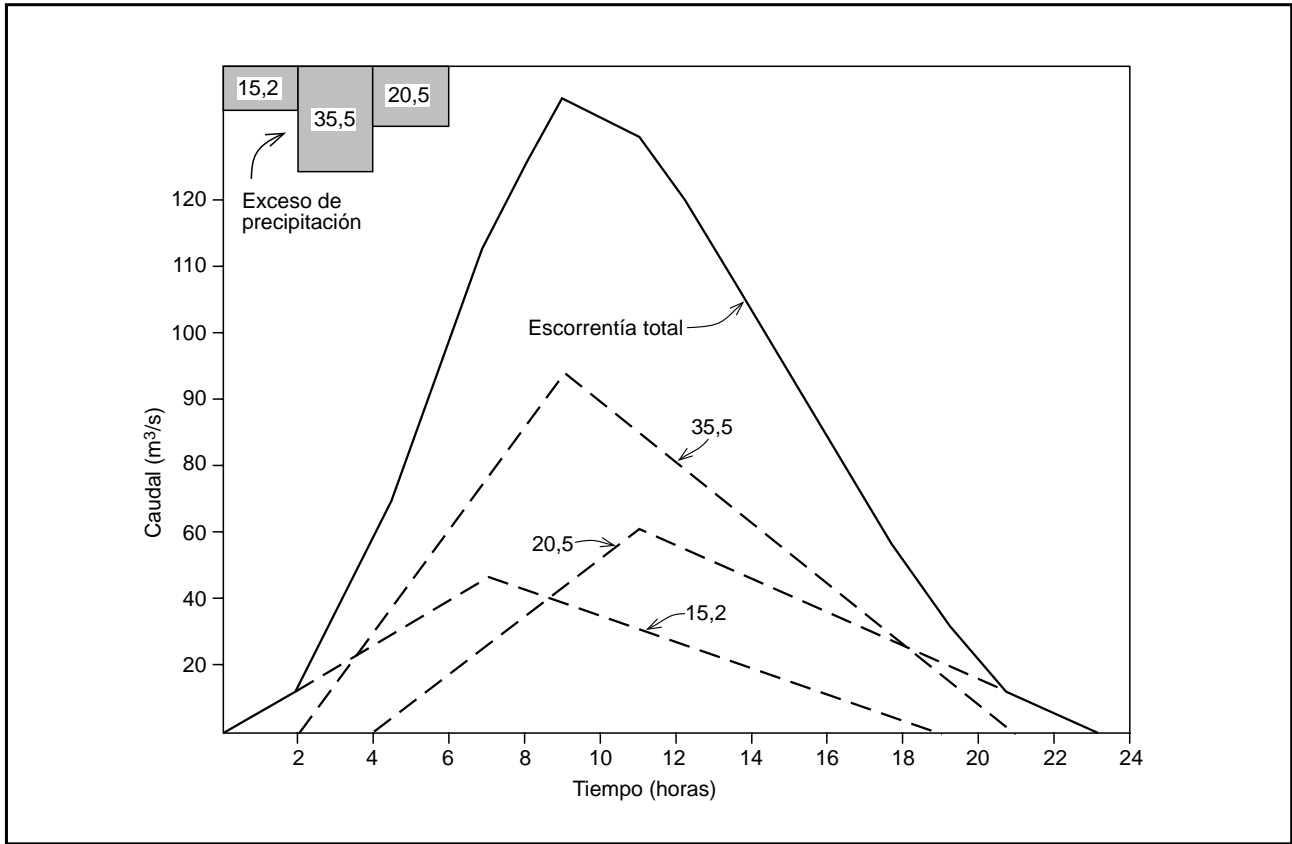


FIG. VIII-14: Aplicación del hidrograma triangular del S.C.S. a una tormenta compleja de intensidad variable.

las formas siguientes:

$$Q_m = C A^n$$

$$Q_m = CA^{mA^{-n}}$$

$$Q_m = \frac{CA}{(a + bA^m)} + dA$$

Donde: **Q_m**, caudal máximo; **A**, área de la cuenca;

C, a, b, d, m y n, coeficientes y exponentes, que deben ser evaluados en cada sitio particular. Una lista de las ecuaciones más comunes se muestran en el **CUADRO VIII-2** (GRAY, 1970).

Algunas fórmulas, incluyen un término de probabilidad de ocurrencia en su ecuación; otras, la precipitación, o tiempo, o parámetros geométricos de la cuenca. Pero las fórmulas del primer grupo, son las más usadas, debido a su simplicidad y el área puede ser fácilmente obtenida de una carta o mapa.

CUADRO VIII-2: Fórmulas para la estimación del caudal máximo

País	ecuación	unidades	particularidades acerca de las unidades	autor
Australia	$Q_m = \frac{131000A}{(185 + A)^{0.9}}$	I		Baird y McIlwraith
Francia	$Q_m = 150 A^{0.5}$	M	lluvia intensa, A entre 400 y 3000 km ²	

CUADRO VIII-2: continuación

Francia	$Q_m = 54.6 A^{0.4}$	M	Río Garone, A entre 300 y 55000 km ²	
	$Q_m = 200 A^{0.4}$	M	A entre 30 y 10000 km ²	
	$Q_m = 10.76 A^{0.737}$	M		
Alemania	$Q_m = 24.12 A^{0.516}$	M	A entre 15 y 200000 km ²	
India	$Q_m = 675 A^{0.67}$	I	máxima creciente	Ryves
	$Q_m = 560 A^{0.67}$	I	escurrimiento máximo	Ryves
Italia	$Q_m = \left(\frac{1538}{A + 259} + 0.054 \right) A$	M	A entre 1000 y 12000 km ²	Whistler
	$Q_m = \left(\frac{600}{A + 10} + 1 \right) A$	M	A pequeña	Scimemi
	$Q_m = \left(\frac{2900}{A + 90} \right) A$	M	A pequeña	Pagliaro
	$Q_m = \left(\frac{280}{A} + 2 \right) A$	M	cuencas de montaña	Baratta
	$Q_m = \left(\frac{532.5}{A + 16.2} + 5 \right) A$	M	cuencas de montaña	Giandotti
	$Q_m = \left(3.25 \frac{500}{A + 125} + 1 \right) A$	M	A < 1000 km ² máx. lluvia 400 mm en 24 hs.	Forti
	$Q_m = \left(2.35 \frac{500}{A + 125} + 0.5 \right) A$	M	máx lluvia 200 mm en 24 horas	Forti
Nueva Zelanda	$Q_m = 20000 A^{0.5}$	I	A < 10 mi ²	
Reino Unido	$Q_m = 2700 A^{0.75}$	I	A < 10 mi ²	Bransby Williams
	$Q_m = 4600 A^{0.52}$	I	A > 10 mi ²	Bransby Williams
Estados Unidos	$Q_m = 200 A^{5/6}$	I		Fanning
	$Q_m = \left(\frac{46790}{A + 320} + 15 \right) A$	I	A entre 5.5 y 2000 mi ²	Murphy
	$Q_m = 1400 A^{0.476}$	I	A entre 1000 y 24000 mi ²	U.S. Geological Survey for Columbia
	$Q_m = \left(\frac{127000}{A + 370} + 7.4 \right) A$	I		Kuichling
	$Q_m = 4600 A^{-0.048} A^{-0.048}$	I		Creager
	$Q_m = 10000 A^{0.5}$	I		Myer
<hr/>				
A :	área de la cuenca	M :	sistema métrico (Q en m ³ .s ⁻¹ ; A en km ²)	
Q _m :	máximo caudal	I :	sistema inglés (Q en ft ³ .s ⁻¹ ; A en mi ²)	
<hr/>				

Fuente: *Handbook on the Principles of Hydrology*; Gray. 1970.

CAPITULO IX

ESTUDIO DEL REGIMEN DE CAUDALES

RIOS Y LAGOS

¿Que es un río?. Es una corriente natural de agua que fluye con continuidad por un cauce, posee cierto caudal y desemboca en otra corriente, en un lago o en el mar. Constituye el colector natural de las aguas de fusión nivo-glacial, escurrimiento superficial, subsuperficial y cuando se trata de un acuífero libre, del escurrimiento subterráneo; la contribución de la precipitación sobre su superficie es poco significativa, excepto que en la cuenca de drenaje se presenten lagos. Los ríos constituye un eslabón fundamental en el ciclo del agua; ésta circula, evaporándose de los océanos a la atmósfera, y vuelve directamente a los océanos en forma de precipitación líquida o sólida o bien, en su mayor parte, a través de las corrientes fluviales.

A lo largo de la historia, los ríos han constituido importantísimas vías de comunicación y acceso al interior de los continentes, han determinado en muchas ocasiones el asentamiento de poblaciones; incluso, las primeras grandes civilizaciones nacieron a orillas del río Nilo, Eufrates e Indo.

En su recorrido se pueden distinguir tres tramos o sectores: *superior, medio e inferior*. En el *tramo superior*, el río es “joven”; la pendiente del cauce es pronunciada y se caracteriza por su acción erosiva, donde el río disgrega y transporta materiales sólidos; en el *tramo medio*, discurre por pendientes suaves, realiza una función de acarreo, principalmente de partículas finas y deposición de los materiales gruesos; en el *tramo inferior*, la pendiente es mínima y no puede transportar las partículas que lleva en

suspensión, predomina la deposición de materiales en las márgenes y orillas, pudiendo dar lugar a la formación de deltas. Junto con sus afluentes, un río forma una red de drenaje, la que colecta las aguas caída sobre una superficie denominada cuenca. La red posee una jerarquización de acuerdo a su caudal, posición y tienden a establecer un patrón de forma variada.

Los ríos constituyen uno de los elementos más importante en el modelado de la superficie terrestre. Altera constantemente la fisonomía de la cuenca al modificar el relieve, formar planicies aluviales y rellenar con sedimentos lagos y fondos marinos próximos al continente; la labor erosiva tiende a curvar repetidamente la corriente y formar meandros cada vez mas pronunciados que ensanchan el valle.

La gran mayoría de las aguas dulce de la Tierra son hielo polar, glaciario y agua subterránea; solamente el 0.006 % (aproximadamente 2120 km³) de las mismas se encuentra en los ríos. A pesar de que el contenido de agua de los sistemas superficiales es pequeño, inmensas cantidades circulan a través de ellos. La evaporación desde la superficie terrestre consume el 61 % de la precipitación, y el restante 39 % conforma la escorrentía total hacia los océanos (47000 km³/año), principalmente como agua superficial (44700 km³/año).

El río más largo del mundo es el Nilo (6650 km), seguido por el Amazonas (6437 km), existiendo aproximadamente 100 ríos que exceden los 1600 km de longitud. Generalmente la combinación de área de drenaje, longitud del cauce principal y descarga media varía

considerablemente. Excepto por su longitud, el Amazonas es el que posee mayor área y caudal; su descarga anual representa el 19,2 % del total de aguas dulce contenidas en el ríos del mundo. El Congo y Paraná-La Plata se encuentran dentro de los 5 ríos mas grande en longitud y caudal; el

Mississippi-Missouri es el tercero en longitud, el quinto en área y el séptimo en descarga. Los 20 mayores ríos del mundo drenan el 30 % de la superficie total de las tierras emergidas, descargan aproximadamente el 40 % del escurrimiento total.

CUADRO IX-1
Mayores ríos del mundo en función de su descarga

río	país	área de drenaje [km ²]	descarga media [m ³ .s ⁻¹]	orden
Mississippi	EE.UU. y Canadá	3 221 960	17 302	7
St. Lawrence	EE.UU. y Canadá	1 289 820	14 158	11
Mackenzie	Canadá	1 805 230	7 929	17
Columbia	EE.UU. y Canadá	668 220	7 249	19
Amazonas	Brasil	5 778 290	212 377	1
Orinoco	Venezuela	880 600	169 902	8
Paraná	Argentina	2 305 100	14 895	10
Tocantins	Brasil	906 500	10 194	16
Magdalena	Colombia	240 870	7 504	18
Congo	Zaire	4 014 500	39 644	2
Zambezi	Mozambique	1 295 000	7 079	20
Yangtze	China	1 942 500	21 804	3
Brahmaputra	Bangladesh	934 990	19 822	4
Ganges	India	1 059 310	18 689	5
Yenisei	ex URSS	2 590 000	17 387	6
Lena	ex URSS	2 424 240	15 489	9
Irrawaddy	Burma	429 940	13 564	12
Ob	ex URSS	2 483 810	12 488	13
Mekong	Tailandia	802 900	11 044	14
Amur	ex URSS	1 844 080	10 987	15

FUENTE: *Water Resources of the World*. VAN DER LEEDEN, 1975

CUADRO IX-2
Mayores ríos del mundo en función de su longitud

río	desembocadura	longitud [km]
Milo	Mar mediterráneo	6 650
Amazonas	Atlántico Sur	6 437
Mississippi	Golfo de México	6 020
Yangtze	Mar de China Oriental	5 980
Yenisei	Mar de Kara	5 540
Ob	Golfo de Ob (Mar de Kara)	5 410
Amarillo (Huang Ho)	Golfo de Chihli (Mar Amarillo)	4 845
Congo	Atlántico Sur	4 700
Amur	Mar de Okhotsk	4 444
Lena	Mar de Laptev	4 400

FUENTE: *Water Resources of the World*. VAN DER LEEDEN, 1975

Se denomina *lago* a toda masa de agua dulce o salobre acumulada en una depresión de la superficie terrestre. Los lagos varían enormemente en su tamaño y profundidad; se los encuentran en zonas geográficas muy diversas, aunque especialmente son muy abundantes en las altas latitudes y zonas montañosas de elevada actividad glaciar. La disciplina que estudia las características físicas, químicas y biológicas de las aguas lacustres se llama *Limnología*.

En general, los lagos están alimentados por un río o glaciar, que se denomina *afluente* o *inmisarios*, aunque no todos los lagos cuentan con aportes superficiales, el flujo subterráneo o precipitaciones también alimentan directamente a un lago. Muchos lagos, desaguan mediante ríos que se denominan *emisarios*, otros, por infiltración o por evaporación. El régimen hídrico de un lago puede presentar variaciones estacionales muy notables, dependiendo del caudal de sus inmisarios, tamaño de la cuenca de aporte, pluviosidad del área donde se asienta, naturaleza del fondo lacustre y evaporación.

En algunas zonas áridas y semiáridas, los lagos constituyen el cuerpo de agua terminal de los sistemas hidrográficos endorreicos, y cuyo nivel tiende a disminuir hasta la desecación completa, debido a cambios climáticos y presión antrópica. Durante el proceso de desecamiento, más o menos largo según sea el caso, la concentración de sales disueltas aumenta progresivamente y una vez seco, forma en el fondo del mismo una costra salitrosa, como ocurre con

el *Gran Lago Salado*, en el estado de Utah (EE.UU.). Por otra parte, un ejemplo de la disminución considerable del nivel de las aguas debido a las actividades humanas, lo constituye en el *mar Aral* (**FIG. IX-1**). Localizado en una zona desértica del Asia Central, el hombre ha tomado gran parte de los caudales afluentes para el establecimiento de áreas de regadío, provocando una disminución en su extensión de más de un tercio de 1960 a 1992 y el resto dividido en dos partes (PIEYNS y SEHMI, 1995).

Son diversos los procesos que conducen a la formación de los lagos; es por ello, que se pueden clasificar según su origen. Lagos de origen *tectónicos*, que ocupan depresiones producidas por fracturas, dislocaciones y plegamientos de la corteza terrestre, son extensos y muy profundos como el lago *Tanganyika*, *Victoria*, *Nyasa* de la zona oriental africana, o el lago *Titicaca* en el altiplano andino. Lagos formados por *glaciares*, que se originan por la acumulación del agua de fusión, retenidas por un umbral en el valle o debido a la acción erosivas sobre los continentes; existe un gran número de ellos, especialmente en EE.UU., Canadá, Siberia y Escandinavia, destacándose el *Gran Lago de los Osos* (Canadá), *Ontario* y *Michigan* (EE.UU.), y *Ladoga* (ex URSS); los lagos glaciares de montaña abundan en los Alpes y Rocallosas.

Las calderas y cráteres volcánicos (lagos *volcánicos*), así como las barreras formadas por acumulación de lavas, morenas glaciares, etc. (lagos *de presa* o *barrera*), dan origen a muchos de los lagos conocidos, tales como el *Yellowstone*

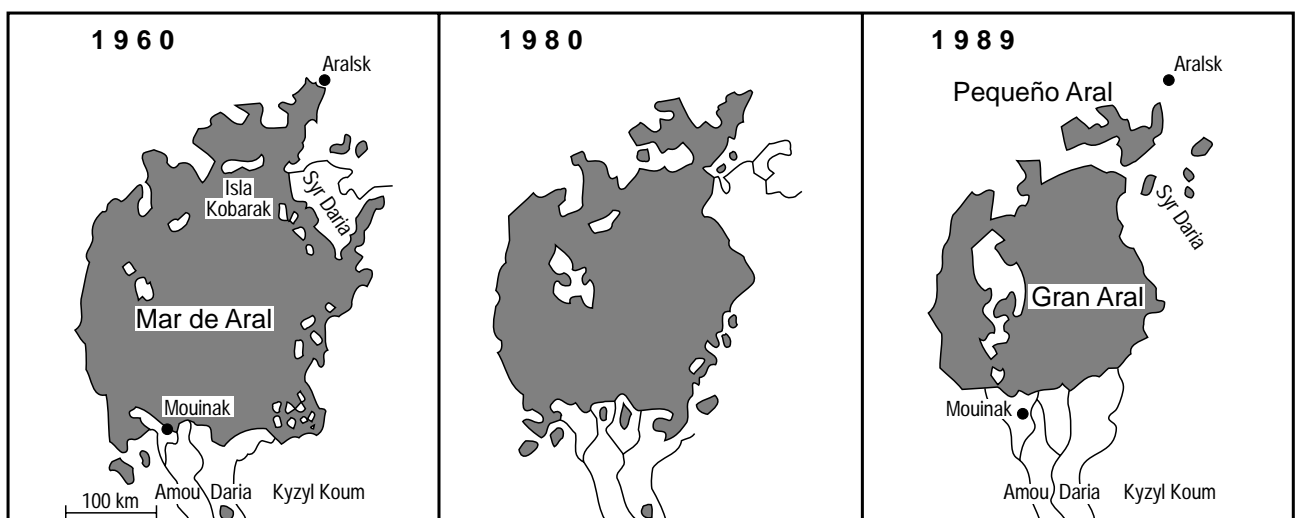


FIG. IX-1: Evolución del mar Aral desde 1960 hasta 1989 (según PIEYNS y SEHMI, 1995).

(EE.UU.) y algunos de Africa Oriental. Otros factores que influyen en la formación de lagos, son las variaciones del nivel marino en las zonas litorales, como sucede en algunas áreas de la costa sur brasileña, o por estrangulamiento de los meandros por colmatación de la corriente, o por cierre de valles debidos al deslizamientos de tierra, y por impacto de grandes meteoritos, como sucede en algunos sitios de la península de Yucatán (México). También los lagos de origen *kársticos*, se originan en regiones de terrenos calcáreos por la acción disolvente del agua cargada de gas carbónico. Algunos de los mayores lagos del mundo se muestran en el **CUADRO N° IX-3** (VAN DER LEEDEN, 1975).

ANALISIS Y PRESENTACION DE DATOS DE CAUDALES

Las observaciones de caudal, efectuadas durante una larga serie de años en una estación de aforos, constituyen un conjunto muy grande de datos, difíciles de manipular. La serie requiere de una síntesis para su manejo, realizada en forma tal que no pierda sus caracteres esenciales. Se trata de un problema análogo, al de manejo de series pluviométricas visto en el **CAP. III**; sin embargo, este caso es considerablemente más complejo que el anterior, por el carácter de *continuidad* del escurrimiento. Ello significa, que el caudal en una fecha determinada, se encuentra estrechamente vinculado al observado en los días anteriores y consecutivos. En una corriente, no

es posible identificar eventos u episodios como en el caso de las precipitaciones.

Los valores de caudal, expresados en l.s^{-1} o $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, se calculan a partir de una cota **H**, leída en una escala o registrada en un limnógrafo con una determinada frecuencia, y empleando la *curva de gasto*, $Q = f(H)$. En períodos de crecidas, el caudal puede variar notablemente de una hora a otra, y sino se dispone de limnógrafo es necesario de 2 a 3 lecturas diarias para obtener un registro preciso. Los valores de caudal se representan en un gráfico, a lo largo del período de observación, de acuerdo a una secuencia cronológica de ocurrencia; este tipo de gráfico se denomina *fluviograma*.

El fluviograma puede estar constituido por una línea continua o trazos horizontales discontinuos. El primero, indica las variaciones diarias del caudal, y el segundo, corresponde al caudal para un cierto período de tiempo, generalmente mensual (**FIG. IX-2**). El fluviograma permite determinar con facilidad la extensión y distribución de los caudales extremos, estiaje y crecientes, en orden cronológico a lo largo de la serie de registros.

El *caudal diario*, es el promedio de los caudales determinados con la curva de descarga, para las distintas medidas de la escala realizadas en el día. El *caudal mensual*, es la media aritmética de los caudales diarios. Es conveniente aclarar, que bajo ningún concepto, se debe

CUADRO IX-3
Mayores lagos del mundo, ordenados por superficie y volumen

lago	continente	superficie [km ²]	orden	volumen [km ³]	orden	máxima profundidad [m]	profundidad media [m]
mar Caspio	Asia-Europa	436 285	1	79 342	1	946	182
Superior	América del Norte	82 103	2	12 154	4	405	149
Victoria	Africa	68 783	3	2 655	8	79	40
Aral	Asia	61 984	4	896	14	68	15
Hurón	América del Norte	59 570	5	3 447	7	223	59
Michigan	América del Norte	57 757	6	4 839	6	281	85
Tanganyika	Africa	33 991	7	19 420	3	1 469	572
Baikal	Asia	31 492	8	23 363	2	1 619	743
Malawi	Africa	30 790	9	8 374	5	706	273
Gran Oso	América del Norte	30 396	10	2 205	9	446	73

FUENTE: *Water Resources of the World*, VAN DER LEEDEN, 1975

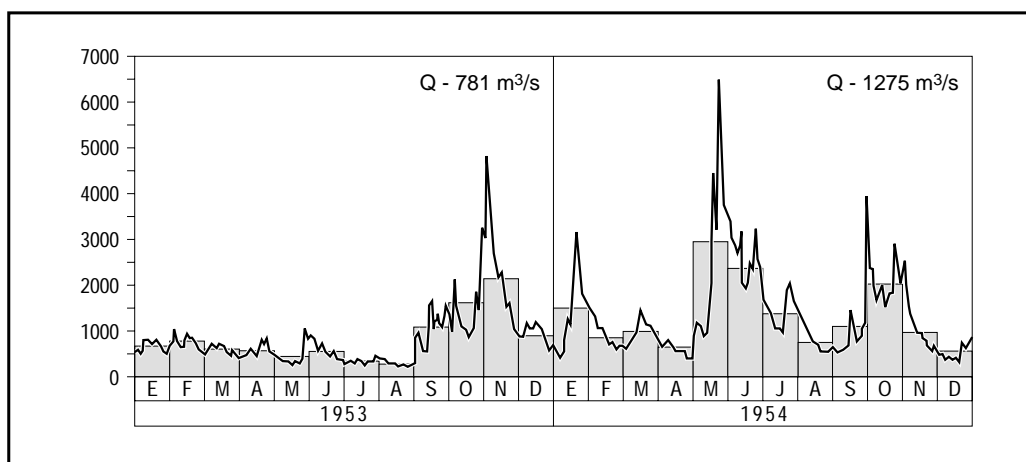


FIG. IX-2: Fluviograma de caudales diarios y mensuales medios, en el río Iguazú, estación Salto Osorio (según SOUSA PINTO et al, 1976).

emplear la media de los valores diarios de escala **H** para el cálculo de **Q** diario, ya que puede conducir a errores muy grandes, debido a que la función $Q = f(H)$, no es lineal. Por otra parte, el *caudal diario medio*, de un día y mes determinado, se calcula como el promedio de los **N** valores diarios registrado durante el período de observación. El *caudal mensual medio*, es la media aritmética de los valores de caudal diario medio del mes considerado.

Para observar la variación intranual del régimen de caudales mensuales, se construye un gráfico similar al de curvas clasificadas de precipitaciones mensuales, empleando las *frecuencias relativas* de los caudales mensuales observados. La curva correspondiente a una frecuencia del 50 %, representa la media de cada serie de caudales mensuales. También, se representa el valor de los caudales que tienen una probabilidad del 10, 25, 75 y 90 % de ser alcanzados o rebasados. El *caudal anual medio* o *módulo*, se calcula tomando la media aritmética de los 12 caudales mensuales medios; se trata de una media ponderada, dado que en cada caudal mensual medio, se toma en cuenta el número de real de días de cada mes.

Independientemente de la clasificación cronológica, la forma más simple de ordenar una serie de valores de caudal, es estableciendo una jerarquía, por medio de un orden de magnitud creciente o decreciente en los caudales y calculando su frecuencia experimental. Se construye un gráfico, en cuyas ordenadas se coloca el valor de caudal diario o mensual, que ha sido alcanzado o rebasado durante un número **n** de días o meses; en abscisas, el valor de **n** o el porcentaje de **n** con respecto al período de observaciones **N**. La curva se denomina, *curva de permanencia de caudales* (FIG. IX-3), utilizada

en numerosos cálculos hidrológicos.

A partir de la curva de permanencia de caudales, se pueden determinar los *caudales característicos* de una corriente, que permiten su descripción de manera sintética. Ellos son: *caudal característico máximo (QCM)*, el caudal rebasado 10 días al año; *caudal medio característico (QC6)*, es el valor de caudal superado 6 meses al año, o con frecuencia de

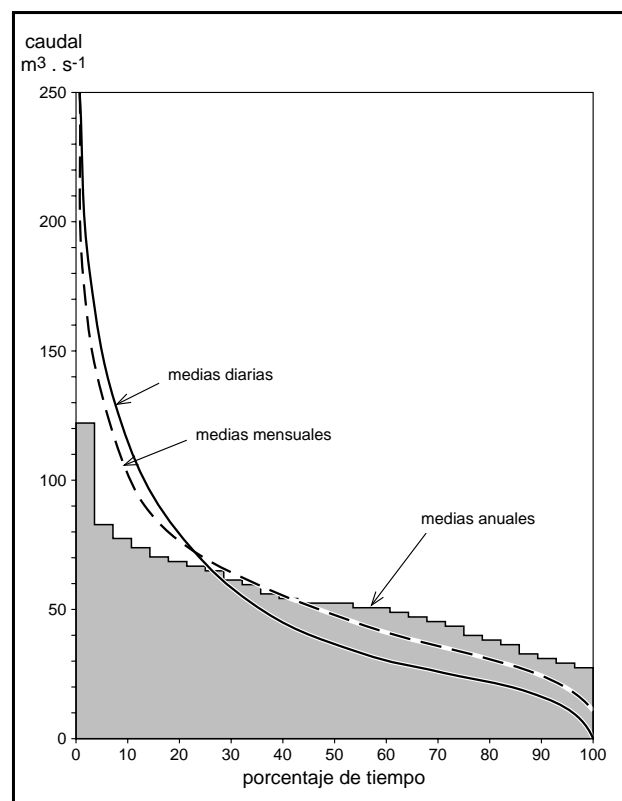


FIG. IX-3: Curva de permanencia de caudales, del río Iguazú en Puerto Amazonas, serie 1941-68 (según SOUSA PINTO et al, 1976).

0.50; *caudal característico de 1, 3 o 9 meses* (**QC1**, **QC3**, **QC9**), los caudales rebasados 1, 3 o 9 meses al año; *caudal característico de sequía* (**QCS**), es el caudal rebasado 355 días al año.

Los caudales registrados en una estación de aforos, pueden ser expresados como el volumen escurrido en la unidad de tiempo, y se denomina *caudal absoluto*; esta forma, es la utilizada en el dimensionamiento de estructuras hidráulicas. Si se trata de comparar regímenes hidrológicos, es mas conveniente expresar los valores de caudal por unidad de superficie, denominándose *caudal específico*. También, el volumen que ha fluído por la sección transversal de la estación de aforo en un tiempo determinado, se expresa como una altura de lámina uniformemente repartida sobre el área de la cuenca.

MEDICIONES HIDROMETRICAS

Estaciones hidrométricas

Una estación hidrométrica es cualquier sección de una corriente, convenientemente instalada y operada para la obtención de valores de caudal a lo largo del tiempo. La instalación comprende esencialmente dispositivos de medición del nivel del agua (**H**) (reglas limnimétricas, limnógrafos, etc.) y velocidad de la corriente (**V**) (molinetes hidrométricos, botes, cables aéreos o puentes, etc.). El valor de **H**, permite determinar el área de la sección transversal (**A**), que conjuntamente con la velocidad de flujo (**V**), permiten calcular el caudal del río ($Q = A V$).

Las estaciones hidrométricas deben permitir el establecimiento de la función de descarga $Q = f(H)$. Dicha función puede ser unívoca o no, constante o variable en el tiempo, dependiendo de las condiciones locales. Por ello, la estación debe reunir los siguientes requisitos: **a)** localización en un trecho mas o menos rectilíneo del río; **b)** sección transversal lo mas simétrica posible; **c)** velocidades regularmente distribuidas en la sección; y **d)** velocidad media superior a 0.3 m.s^{-1} .

La curva de descarga, debe poseer *estabilidad y sensibilidad*. Es obvio, que si la obtención sistemática del caudal es hecha a partir de los niveles de agua observados, la *constancia o estabilidad* de la función asume un rol preponderante. Desafortunadamente, no siempre

los ríos presentan las condiciones necesarias de estabilidad y sensibilidad. La *sensibilidad* de una estación hidrométrica, se traduce, en la mayor o menor variación del nivel limnimétrico, para una determinada variación del caudal. La configuración de la sección transversal, recubrimiento vegetal de márgenes y zonas inundables, cohesión y naturaleza del lecho, pueden sufrir alteraciones mas o menos rápidas en el tiempo, provocando variaciones en la curva de descarga (ANDRE et al, 1976).

Los cursos de agua de lecho rocoso, son por su naturaleza esencialmente estables. Los ríos de lecho móvil, con tendencia a la formación de meandros y sujetos a los cambios de curso frecuentes, difícilmente presenten condiciones para el establecimiento de una curva de descarga única. Rápidos y saltos, característicos de afloramiento rocosos fijos, propician en general, inmediatamente aguas arriba, un tramo de río con condiciones favorables para la instalación de puestos de medición. El recubrimiento vegetal de márgenes en las zonas bajas inundables, puede constituir un factor de inestabilidad de la relación altura-descarga; las variaciones estacionales de la vegetación, modifican la resistencia que ella puede ofrecer al escurrimiento.

Limnimetría

Las variaciones de nivel en ríos y lagos en función del tiempo, se lo representa gráficamente por medio de un *limnigrama*. Se coloca en ordenadas las cotas del pelo de agua, y en abscisas el tiempo. Para ello, es necesario realizar mediciones sistemáticas de niveles, que pueden ser en forma directa o por medio de registradores automáticos, llamados *limnógrafos*. Existe una variada gama de equipos, que se adaptan a las mas diversas condiciones físicas y necesidades. Básicamente, se pueden clasificar en dos grandes grupos: equipo de lectura directa y equipos registradores.

Los equipos de lectura directa, son las *escalas* utilizadas desde la antigüedad, por ejemplo, durante el reinado del faraón Nemes (5000 A.C., aproximadamente), existían 20 estaciones de escala sobre el río Nilo, muy similares a las empleadas actualmente. Los *limnímetros de escala*, están constituidos por una regla graduada de tramos de un metro, colocadas en forma escalonada o sobre un muelle para facilitar la lectura, y construidas en materiales diversos. Su graduación es similar a las miras

topográficas (**FIG. IX-4**).

Para la selección del sitio de emplazamiento, se debe tener presente que el lugar sea estable y de fácil acceso al operador. Se colocan la cantidad de escalas necesarias, para cubrir un rango de un metro por debajo del valor *mínimo minimorum* hasta un metro sobre los valores máximos. Los limnímetros son equipos sencillos y de bajo costo. Cuando se pretende una buena definición de una crecida, es mas ventajoso utilizar equipos registradores.

Los *limnógrafos* son equipos de registro automático de niveles de agua en forma continua (registradores) o en intervalos de tiempo predeterminados (registro a banda perforada). Existen muchos tipos de limnógrafos, que se clasifican en función del: **a)** sistema de accionamiento; o **b)** sistema de registro. El *limnógrafo a boya*, es el más empleado, pero posee el inconveniente de que requiere una cámara de aquietamiento, para su correcto funcionamiento, lo que limita su uso e incrementa los costos (**FIG.**

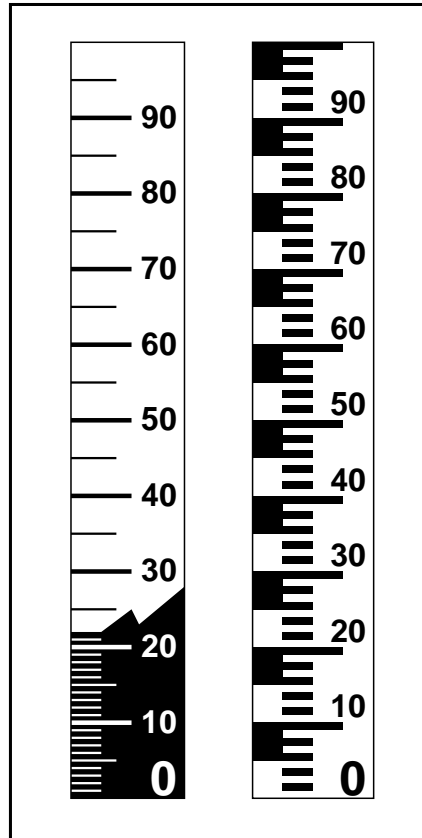


FIG. IX-4: Escalas hidrométricas.

IX-5). Sus componentes son: **a)** *sistema accionante*, compuesto por un flotador, unido mediante un cable a un contrapeso, que se arroja a una polea; **b)** *sistema reductor*, juego de engranajes que permite reducir el desplazamiento vertical del flotador transmitido por una polea; y **c)** *sistema graficador*, accionado conjuntamente por el sistema reductor y un reloj que permite graficar sobre una banda de papel el movimiento de la boya (**FIG. IX-6**).

Aforos

Se llama *aforo*, a las operaciones necesarias de campo y gabinete, para la determinación del caudal sólido o líquido, que pasa por una sección transversal específica de un curso de agua, natural o artificial. El caudal

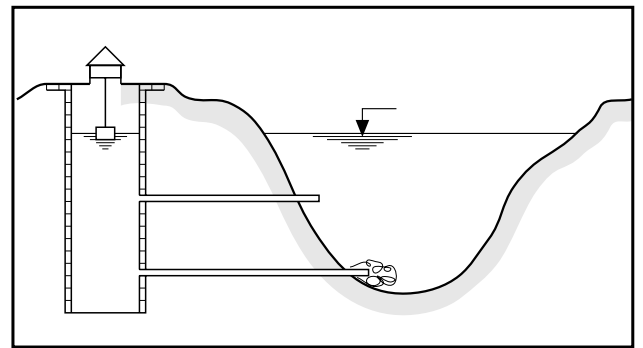


FIG. IX-5: Esquema de instalación de un limnógrafo.

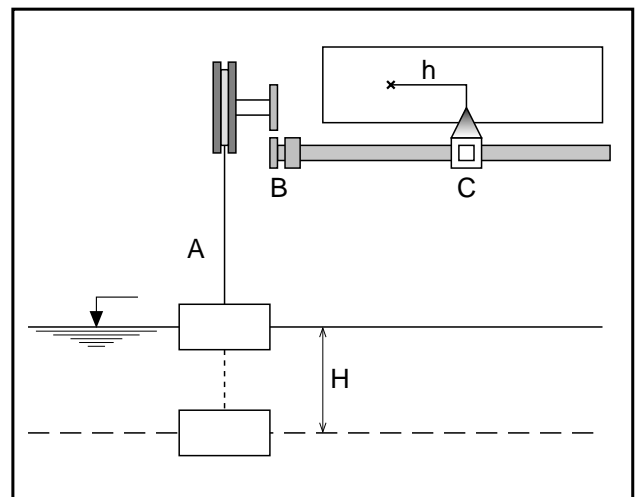


FIG. IX-6: Esquema de un limnógrafo a boya. Componentes: A, sistema accionante (boya); B, sistema reductor; C, sistema graficador.

se calcula como:

$$Q = A V$$

Donde: **V**, velocidad media de la corriente; **A**, área de la sección transversal. También, se pueden emplear dispositivos previamente calibrados (vertederos), donde el caudal es una función de la carga hidráulica; o bien, por métodos químicos de dilución. Generalmente, el primer método se emplea en ríos; el segundo, en riego o investigación; el tercero, en ríos donde resulta difícil, impreciso o riesgoso, la determinación de la sección o velocidad.

La velocidad de la corriente, no es uniforme en una sección. Presenta una gran variación de las márgenes al centro de la corriente, y de la superficie al lecho del cauce o canal. Las curvas que unen los puntos de igual velocidad en una sección, poseen forma elipsoidal, abiertas en la superficie libre; se denominan, *curvas isostáqueas* (**FIG. IX-7**). Las mayores velocidades se encuentran en el sector mas profundo de la sección, por debajo de la superficie. El hidrometrista debe conocer la distribución de velocidades, a fin de poder optimizar las tareas de campo, siempre costosas y con numerosos imponderables.

Existe una relación entre la velocidad superficial de la corriente, sencilla de medir, y la velocidad media en la sección transversal (PICATTO, 1977). El **CUADRO IX-4**, muestra la relación entre la velocidad media (**u**), la velocidad superficial máxima (**u_{smax}**) y la velocidad superficial media (**u_s**), en función de las características del cauce.

CUADRO IX-4
Relación entre la velocidad media y máxima superficial

características del cauce	u/u_{smax}	u/u_s
cubierto de vegetación	0. 55	0. 81
cubierto de rodados	0. 64	0. 89
grava	0. 71	0. 92
arena o arcilla	0. 74	0. 95
revestido	0. 80	0. 96

Donde **u**, velocidad media; **u_s**, velocidad superficial; **u_{smax}** velocidad superficial máxima.

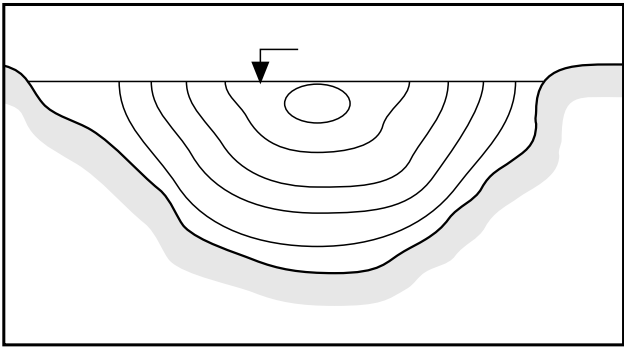


FIG. IX-7: Distribución de velocidades en una corriente.

El análisis de la variación vertical de la velocidad, se realiza a partir de la *curva de velocidad*. Se trata de un gráfico, que en ordenadas se colocan las profundidades de medición de la velocidad, en abscisas las correspondientes velocidades, cuyos puntos (velocidad, profundidad) se unen por medio de una curva (**FIG. IX-8**). La **FIG. IX-9**, muestra la curva de velocidad para distintos tipos de fondo.

En general, la distribución de las velocidades en profundidad, es irregular. No obstante, se ha observado que: **a)** la velocidad máxima se presenta entre un 5 y 25 % del tirante de agua, medido a partir de la superficie, encontrándose a mayor profundidad en un río hondo que en uno playo; **b)** la curva de velocidad se aproxima a una parábola de eje vertical, que pasa por el punto de máxima velocidad; **c)** la velocidad media en una vertical, se presenta a 0.60 de la profundidad, con un error máximo del 1.0 al 3.5 %; **d)** la velocidad media, es el promedio aritmético de las velocidades medidas al 20 y 80 % de la profundidad, con un error aún menor que el caso anterior; **e)** la velocidad media de una vertical, representa el 80 al 95 % de la velocidad de superficie, siendo el 85 % el promedio de numerosas observaciones.

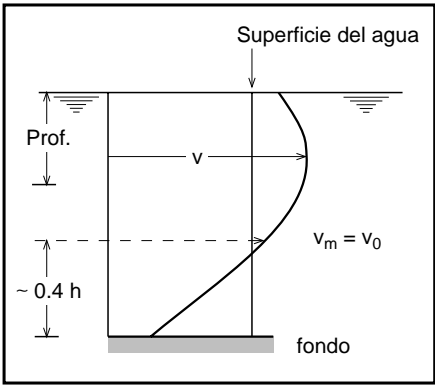


FIG. IX-8: Variación vertical de la velocidad de una corriente.

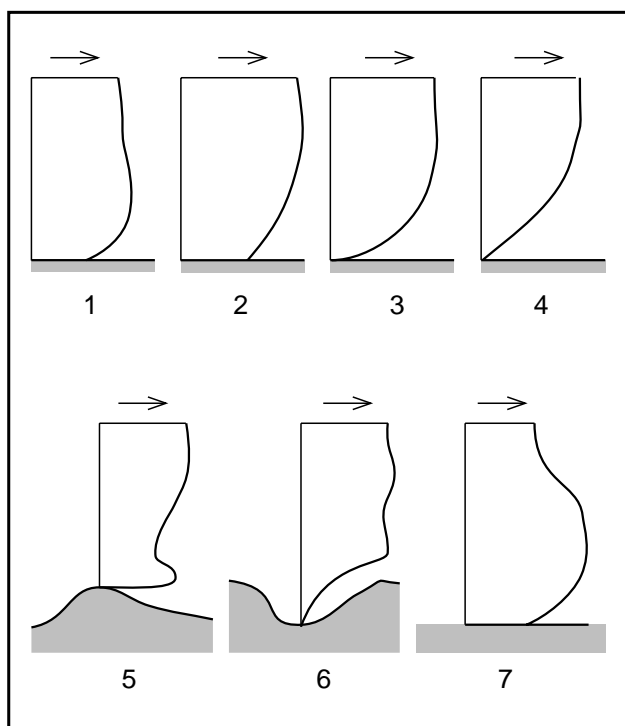


FIG. IX-9: Variación vertical de la velocidad para distintos tipos de fondo de cauce: 1, fondo liso y corriente turbulenta; 2, fondo liso y corriente débil; 3, fondo rocoso rugoso; 4, fondo rocoso muy rugoso o vegetación acuática de fondo; 5, elevación de fondo; 6, umbral de fondo; 7, vegetación semisumergida.

En general, si el método de aforo se fundamenta en la expresión $Q = A \cdot V$, las tareas de campo radican en la determinación del área de la sección transversal por topografía, y la medición de la velocidad, para la cual existen distintos procedimientos. Si se trata de una medida expeditiva, lo que comúnmente se realiza, es medir el tiempo de desplazamiento de un *flotador* (**FIG. IX-10**) convenientemente adaptado, entre dos secciones transversales, luego se calcula su velocidad y se asume que este valor, representa la velocidad media de la corriente.

Otra forma, mas precisa, es la determinación de la velocidad en distintas profundidades y verticales de una sección, por medio de un *molinete hidrométrico* (**FIG. IX-11**). El molinete da la velocidad de la corriente, en función del número de revoluciones de una hélice convenientemente sumergida, y accionada por el flujo de la propia corriente. Luego, en gabinete se realizan una serie de cálculos para la determinación de la velocidad media, que al multiplicarlo por la superficie de la sección, se obtiene el caudal de la corriente.

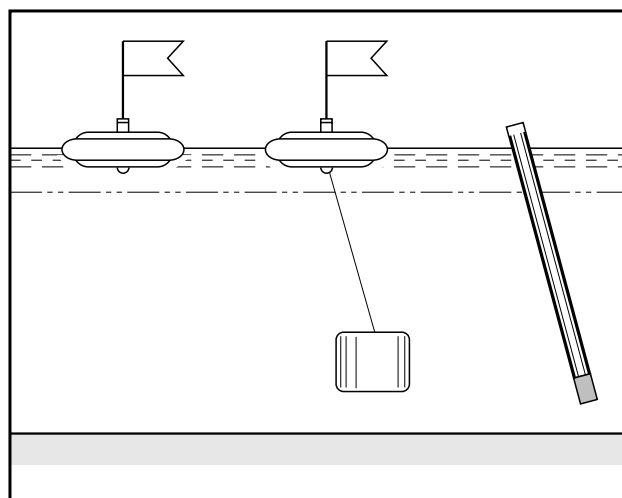


FIG. IX-10: Distintos tipos de flotadores: a, flotador de superficie; b, flotador compuesto o lastrado; c, varilla lastrada.

REGIMENES FLUVIALES

Definición

Las variaciones estacionales del volumen de agua transportado por una corriente, es función de las variaciones estacionales de la temperatura y precipitación, profundamente influenciados por el relieve, naturaleza geológica del suelo, subsuelo y cobertura vegetal. Es por ello, que entre los extremos de los caudales mensuales medios (crecientes y estiajes), se presentan una serie de caudales, que en el ciclo anual, describen una curva regular, a la que se denomina *régimen fluvial* (BRUNIARD, 1992). En síntesis, el régimen fluvial se expresa sencillamente, por la curva de caudales mensuales medios (BIROT, 1962).

El valor geográfico del comportamiento medio (régimen fluvial) de una corriente, radica en el hecho que representa la característica mas visible de la interacción entre diversos factores del proceso precipitación-escorrentía e indicador de su principal fuente de alimentación. Debido a ello, las corrientes fluviales pueden ser agrupadas, en función de la semejanza genética en el origen de su caudal y distribución temporal, que se refleja en la curva de caudales mensuales medios mencionados.

Sistemas de clasificación

Se han propuesto diferentes clasificaciones de los tipos de regímenes fluviales.

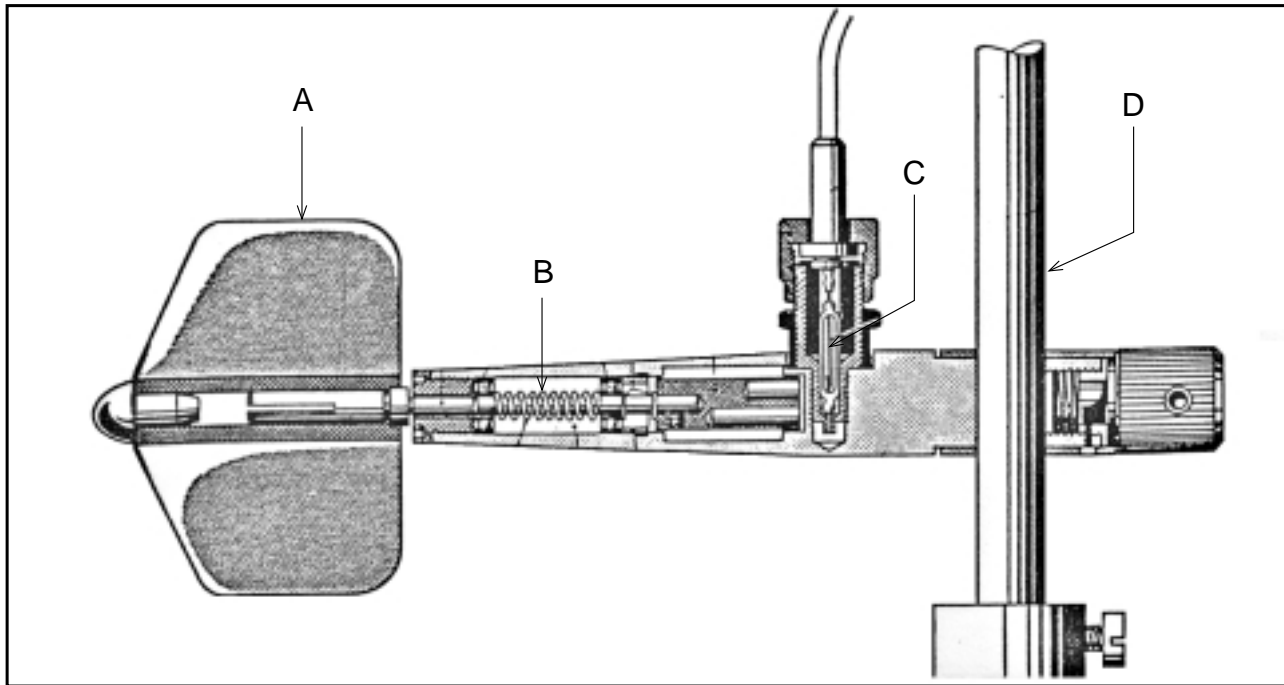


FIG. IX-11: Distintos tipos de molinetes hidrométricos. Compuesto por: **A**, sistema accionante o hélice; **B**, sistema de transmisión del movimiento de la hélice; **C**, sistema de señal; **D**, sistema de sujeción.

WOEIKOF (1887, cit. DE MARTONNE, 1964), estableció tres grandes grupos en función del origen de la fuente de alimentación: *nival*, *pluvial* o *mixto*. DE MARTONNE (1964), distingue dos grandes categorías, la de los *regímenes regulados por la temperatura*, y la de los *regímenes regulados por las precipitaciones*.

En la primera categoría, característicos de climas templados y fríos, la temperatura regula el régimen fluvial. Se puede distinguir entre la dominancia de las precipitaciones pluviales o nivales; en una, la escorrentía es directa, salvo una fracción, que se infiltra y queda en reserva temporal en el subsuelo; en otra, las precipitaciones se producen durante el invierno y alcanzan la corriente cuando un aumento de la temperatura determina la fusión de la nieve. La segunda categoría, característicos de climas cálidos cuyo elemento variable predominante es la lluvia, el régimen de la corriente refleja claramente el régimen de lluvias, con un mayor o menor retraso respecto del máximo de precipitaciones.

PARDE (1955, cit. BRUNIARD, 1992), propuso una clasificación en base a su forma de alimentación, en tres grandes categorías: *regímenes simples*, *regímenes complejos originales*

y *regímenes complejo cambiantes*. Se trata de una clasificación muy completa, que permite diferenciar en forma sencilla, los distintos comportamientos de las corrientes fluviales, y las causas que lo determinan.

En los *regímenes simples*, la curva de caudales mensuales medios, se caracteriza por poseer meses de caudales elevados y meses de estiaje; consecuencia de un sólo modo de alimentación: glacial, nival o pluvial. Ello presupone, una homogeneidad desde el punto de vista climático.

Los *regímenes complejos*, son aquellos que resultan del efecto combinado o sucesivo de dos o más fuentes de alimentación. Característicos en cuencas poco extensas, que presentan condiciones variables de clima y relieve, y determinan un régimen de alimentación híbrido.

Los *regímenes complejos cambiantes*, se producen por lo general en cuencas muy extensas, de escala regional o continental. En ella, el tramo superior y sus colectores poseen un régimen de alimentación simple o compleja original, y en los tramos inferiores sufren importantes influencias que transforman el régimen del colector principal.

CLASIFICACION DE REGIMENES FLUVIALES DE PARDE

Como se expresara en el ítem anterior, la clasificación de PARDE es muy completa; por ello, es la que se desarrolla en el presente texto. En las distintas categorías, se presentan variaciones, que se muestran a continuación:

I. REGIMENES SIMPLES

I. A. *Régimen de alimentación sólida*

I. A. 1. Régimen glaciar

- a. Ultraglaciario
- b. Glaciario Clásico
- c. Glaciario Mitigado

I. A. 2. Régimen nival

- a. De montaña
 - Nivo-glaciario
 - Nival puro
 - Nival mitigado
- b. De llanura

I. B. *Régimen de alimentación pluvial*

- a. Pluvial oceánico
- b. Pluvial mediterráneo
- c. Pluvial tropical
- d. Pluvial ecuatorial
- e. Pluvial americano

II. REGIMENES COMPLEJOS ORIGINALES

II. A. *Régimen nival de transición*

II. B. *Régimen nivo-pluvial*

II. C. *Régimen pluvio-nival*

III. REGIMENES COMPLEJOS CAMBIANTES

III. A. *Régimen nivo-glacial-monopluvial*

III. B. *Régimen nivo-glacial-pluripluvial*

III. C. *Régimen pluripluvial*

REGIMENES FLUVIALES SIMPLES

Régimen simple de alimentación sólida

Los caudales de los ríos con regímenes simples de alimentación sólida, provienen de la ablación glaciar y la fusión nival; poseen períodos de aguas altas en verano y primavera. En ellos, el predominio de la alimentación sólida es suficientemente marcada, como para neutralizar el aporte de origen pluvial. De acuerdo a su ubicación geográfica, a la época de ocurrencia de sus crecientes y períodos de estiajes, se agrupan en *regímenes glaciares* y *regímenes nivales*.

La distribución geográfica de los *regímenes glaciares*, es equivalente a la

distribución de los glaciares; propios de las altas latitudes y de sistemas montañosos elevados. La alimentación no es exclusivamente glaciar, pero para que este efecto predomine en el régimen, se requiere que el área englazada cubra por lo menos un 15 a 25 % de la cuenca (PARDE, 1955; ROCHEFORT, 1963; cit. BRUNIARD, 1992).

Según sea la época de ocurrencia de la secuencia de caudales mensuales máximos, se distinguen tres subtipos: *régimen ultraglaciario*, es el que presenta el máximo mas retrasado, agosto en el HN (hemisferio norte) y febrero o posterior en el HS (hemisferio sur); *glaciario clásico*, los caudales mensuales máximos aparecen según la secuencia julio-agosto-junio, para el HN, y enero-febrero-diciembre para el HS; *glaciario mitigado*, el ascenso del nivel de las aguas es mas anticipado que el anterior, la secuencia de máximos se presenta en julio, junio y agosto en el HN y enero, diciembre y febrero, en el HS.

La ablación glaciar en superficie, se verifica en la estación cálida y genera grandes crecidas, mas o menos violentas en función del mayor o menor ascenso de la temperatura. En el invierno, la fusión en profundidad no se detiene, gracias a los flujos geotérmicos y a la energía producida por el rozamiento de la masa de hielo sobre el sustrato rocoso; dichos procesos, aseguran el mantenimiento de un caudal mínimo en la estación fría.

La estacionalidad térmica marcada, determina la simplicidad de la curva de caudales. Se presenta un período de aguas bajas de cinco a seis meses de duración, donde la precipitación sólida se acumula en el glaciar, y un período de aguas altas ligadas a temperaturas elevadas, que determinan la ablación del glaciar.

El río *Santa Cruz*, en *Charles Fuhr* (ubicación: 50° 16' S y 71° 54' W; elevación: 206 msnm; área cuenca: 15550 km²) (AyE, 1970), es un ejemplo típico de régimen ultraglaciario, con aporte predominantemente glaciar, a través de los lagos Argentino y Viedma, presenta un solo máximo en el año, en el mes de marzo y un mínimo en septiembre (**FIG. IX-12**) (CEPAL-CFI, 1969). El río *Tupungato* en *Punta de Vacas* (ubicación: 32° 51' S y 69° 46' W; elevación: 2430 msnm; área cuenca: 1800 km²) , corresponde a un régimen glaciar clásico, con caudales de 47.7, 38.7 y 34.7 m³.s⁻¹, para enero, febrero y diciembre respectivamente (17 años de observaciones) (**FIG. IX-12**) (AyE, 1970). El río *Atuel*, en *Rincón del Atuel* (hasta 1947) y luego

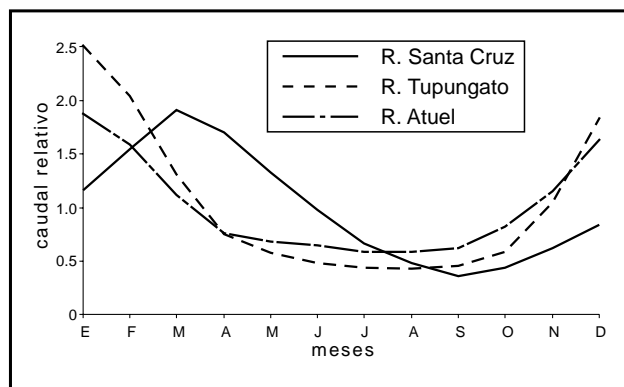


FIG. IX-12: Curva de distribución de caudales relativos (cociente entre caudal mensual medio y anual medio). Regímenes simples de alimentación sólida, glaciares. Río Santa Cruz en Charles Furhn (1956-67), *régimen ultraglaciario*; Río Tupungato en Puntas de Vacas (1948-67), *régimen glaciario clásico*; Río Atuel en Rincón del Atuel o Angostura (1906-67), *régimen glaciario mitigado*.

en Angostura (ubicación: 35° 02' S y 68° 52' W; elevación: 1200 msnm; área cuenca: 3800 km²) (AyE, 1970), es un ejemplo de río de régimen glaciario mitigado (64.0, 55.0 y 54.0 m³.s⁻¹, para enero, diciembre y febrero respectivamente; 61 años de observaciones) (A y E, 1961) (**FIG. IX-12**). Los ejemplos mencionados, excepto el río Santa Cruz, son clasificados como ríos con alimentación nival, según la CEPAL-CFI (1969).

La amplitud del desplazamiento vertical de las isoterma mensual media de 0°C en los meses extremos, es un indicador del equilibrio entre la precipitación nival y pluvial; delimita la zona de acumulación nival invernal y la de fusión primaveral. Se sitúa en los flancos montañosos y en las planicies de latitudes medias y altas, lo que permite diferenciar entre un *régimen nival de montaña* y un *régimen nival de llanura*.

En el régimen nival de montaña, el efecto orográfico, determina que la fuente de alimentación sea más perdurable, y un período de fusión más prolongado y menos pronunciado. Ello es debido, a que la gradación en altura de la cuenca, provoca una disminución en la temperatura y evaporación, e incremento de la proporción sólida en la precipitación; el cauce recibe el aporte proveniente de la acumulación de nieve a bajas alturas y progresivamente la fusión avanza hacia arriba, regulada por el aumento de temperatura en los meses cálidos. En las llanuras, la latitud y continentalidad,

hacen que la fusión sea mas breve, violenta y generalizada.

Los cursos con régimen nival de montaña, se localizan inmediatamente debajo del piso glaciario, del cual pueden recibir un aporte adicional, pero la mayor parte de la cuenca, se sitúa en un ámbito nival. Las grandes crecidas pueden ser producidas por extraordinarias precipitaciones sólidas de invierno, sobre las que altas temperaturas en primavera o verano, asociada en algunos a vientos tipo *Zonda* o *Föhn* y fuertes lluvias en sectores importantes de la cuenca, ocasionan rápidas fusiones. En este tipo de régimen, los caudales máximos se presentan de mayo a agosto en el HN, y de noviembre a febrero en el HS.

Se presentan tres subtipos, según la secuencia de ocurrencia de los caudales altos: *nivo-glaciares* (diciembre, enero, febrero y noviembre en el HS, y junio, julio, agosto y mayo en el HN), *nival puro* (en el HS, diciembre, enero, noviembre y febrero, y en HN, junio, julio, mayo y agosto), y *nival mitigado* (diciembre, noviembre, enero y febrero, para el HS, y junio, mayo, julio y agosto, para el HN). Como se puede apreciar, en todos los subtipos el máximo se produce en junio para el HN, y en diciembre para el HS, en un período anterior a la culminación del verano; esta característica, lo distingue de los regímenes glaciares.

En los regímenes nivales de montaña, se observa que mientras los valores térmicos para el HS, son altos en enero y febrero, los caudales se encuentran en descenso, debido al agotamiento de las nieves por fusión; ellas, constituyen la principal fuente de alimentación. Lo expresado, constituye la diferencia fundamental con los regímenes glaciares, en cuanto en éstos no hay agotamiento de reservas, sino que el caudal desciende, cuando la temperatura disminuye, dado que los procesos de ablación y fusión, se encuentran estrechamente ligados al régimen de temperaturas.

Ejemplos de cada uno de los subtipos son los siguientes. Régimen nivo-glaciario, río *Diamante* en *Los Reyunos* (ubicación: 34° 34' S y 68° 34' W; elevación: 850 msnm; área cuenca: 4150 km²), presenta una sucesión de caudales medios (promedio de 37 años) de 71.9, 72.4, 55.6 y 46.9 m³.s⁻¹, para los meses de diciembre, enero, febrero y noviembre respectivamente (AyE, 1970) (**FIG. IX-13**). Régimen nival puro, río *Los Patos Superior*, en *Alvarez Condarco* (ubicación: 31° 57'

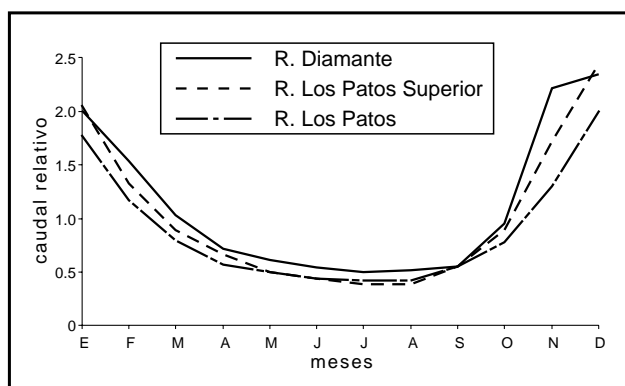


FIG. IX-13: Curva de distribución de caudales relativos (cociente entre caudal mensual medio y anual medio). Regímenes simples de alimentación sólida, nivales. Río Diamante en Los Reyunos (1917-67), *régimen nivo-glaciario*; Río Los Patos Superior en Alvarez Condarco (1950-67), *régimen nival puro*; Río Los Patos en La Plateada (1950-69), *régimen nival mitigado*.

S y 69° 42' W; elevación: 1950 msnm; área cuenca: 3710 km²), cuyos caudales mensuales medios (17 años de observaciones) son: 44.0, 37.0, 31.0 y 24.0 m³.s⁻¹, para los meses de diciembre, enero, noviembre y febrero respectivamente (AyE, 1970) (**FIG. IX-13**). Ejemplo de régimen nival mitigado, lo constituye el río *Los Patos*, en la estación *La Plateada*, mide el escurrimiento conjunto de los ríos *Los Patos Superior* y su afluente el río *Blanco*; registra valores de caudales de 94.0, 89.0, 71.0 y 47.0 m³.s⁻¹ (HONG-HSI HSU, 1970), para los meses de diciembre, noviembre, enero y febrero respectivamente (**FIG. IX-13**). Este río, aporta el 80 % del caudal del río *San Juan*; en su cuenca, la nieve se acumula en el período abril-septiembre, y funde completamente durante los cuatro meses cálidos de noviembre a febrero.

Por debajo del piso nival de montaña, se insinúa gradualmente la influencia de la lluvia, y los regímenes adquieren mayor complejidad. Cabe observar, que los cursos que salen del ámbito montañoso, si no reciben otra alimentación adicional, conservan sus características originales y proyectan su régimen más allá de la región de origen.

Los regímenes nivales de llanura, se desarrollan preferencialmente en las grandes planicies de clima continental templado y frío del hemisferio norte, donde se forman capas de nieve de poco espesor y persistentes durante algunos

meses. El régimen presenta un período de aguas altas de sólo tres meses, con un ascenso y descenso en los caudales muy pronunciado, debido a la simultaneidad de la fusión del manto nival, agotamiento de las nieves, y temperaturas estivales que provocan gran evaporación, respectivamente. El período de caudales altos es de abril a junio en el HN, y de octubre a diciembre en el HS.

Las grandes crecientes en los ríos de alimentación sólida suponen, una doble condición: precipitación y temperaturas elevadas; los grandes estiajes se originan por la persistencia de las bajas temperaturas. Las aguas altas de la estación cálida, poseen una magnitud proporcional a la nieve acumulada en el invierno precedente; si el espesor de la capa nival es pobre, la fusión es más rápida y el pico de crecida se adelanta; en cambio, si el manto es potente, los caudales máximos se retrasan.

Régimen simple de alimentación pluvial

La simplicidad de los regímenes simples de alimentación pluvial, es debido a un solo modo de alimentación preponderante, las lluvias. La forma de la curva de caudales mensuales medios depende del régimen de lluvias y de su relación con la evapotranspiración. Los regímenes de alimentación pluvial se presentan en el Planeta, en una franja cuyos límites norte y sur, se encuentran determinados por la máxima variación de la isoterma de 0°C hacia las bajas latitudes.

Se distinguen cuatro subtipos: *pluvial oceánico*, *pluvial mediterráneo*, *pluvial tropical* y *pluvial ecuatorial*. Se ha identificado un quinto subtipo, en el área comprendida entre el río Mississippi y las Rocallosas, en América del Norte; se trata de un régimen transicional denominado *templado continental americano*.

En las zonas templadas, se distinguen dos tipos de regímenes pluviométricos: *oceánico* y *continental*. El primero, presenta lluvias relativamente abundantes y más o menos uniformemente repartidas en el año, según sea su alejamiento del mar; es propio de las planicies de Europa, América del Norte, región pampeana, sudeste australiano y Tasmania, con lluvias regulares e inviernos frescos. En el otro, las lluvias se concentran en la temporada estival, con mínimas acentuadas en invierno; este tipo de régimen pluviométrico, generalmente produce

regímenes fluviales de tipo nival o pluvio-nival.

Como ejemplo de régimen fluvial cuya alimentación es de carácter *pluvial oceánico*, es el río *Salado* de la provincia de Buenos Aires (BRUNIARD, 1992). Es el afluente más sureño del río de La Plata, drena una vasta superficie del centro y norte de la Provincia y su cuenca descansa sobre una amplia depresión de fondo plano. Presenta un cauce sinuoso y ancho variable, con afluentes sobre ambas márgenes de carácter temporario o emisario de lagunas. El régimen del Salado es irregular, debido a una serie de factores tales como relieve, estructura geológica del basamento, suelos y presencia de numerosas lagunas y bañados. Con las primeras lluvias, se llenan lagunas y el suelo se satura; a partir de ese momento, toda la red de drenaje se integra y comienza la evacuación de excesos, con tiempos variables entre las lluvias y crecientes del río (PALESE, 1958).

La temperatura, como agente principal de la evaporación, es la que gobierna este tipo de régimen hidrológico. Se destaca la correlación inversa entre caudales y temperaturas; aún cuando las lluvias sean más elevadas en verano, los excedentes se generan en invierno. Poseen una marcada irregularidad, bajantes pronunciadas y grandes inundaciones.

El régimen *pluvial mediterráneo*, se caracteriza por presentar en el verano, en coincidencia con las mayores pérdidas por evaporación, la estación seca y el período lluvioso en invierno; de este tipo de clima, deriva un régimen fluvial muy simple y contrastado. Precisamente, en el ámbito del mar Mediterráneo, tuvo origen el término *estiaje*, con la cuál se identifica la bajante del estío y por extensión, las aguas bajas en general. Las características hidrológicas del régimen fluvial de alimentación pluvial mediterráneo, se asemejan al régimen de origen pluvial oceánico, pero mucho más acentuadas por la acción combinada de las lluvias y temperaturas.

Presenta pocos ejemplos puros; el río *Pichí Leufú*, constituye una muestra de regímenes pluviales mediterráneos en el País. El río Pichí Leufú, es el último tributario de importancia de la margen derecha del río Limay antes de Confluencia (COPADE, 1980). Presenta caudales altos en invierno, bajos en verano y alta irregularidad interanual (BRUNIARD, 1992).

El régimen *pluvial tropical*, se presenta en

áreas de latitudes bajas y medias, con lluvias concentradas en la temporada estival. Excede el ámbito cálido, y se proyecta hasta donde la marcha de las lluvias de verano controlan el régimen hidrológico; por ejemplo, la región subtropical continental del NO argentino. Los ríos más caudalosos del mundo se incluyen en el régimen hidrológico de alimentación pluvial tropical.

Los caudales de los ríos pertenecientes a este tipo de régimen, constituyen un reflejo de la distribución de lluvias, con un retardo característico. Las aguas altas culminan al finalizar la estación lluviosa, y se retrasan hasta el comienzo de la nueva estación húmeda. Presenta extremos muy marcados, según sea la deficiencia de lluvias en la temporada invernal, especialmente en las regiones colindantes con climas áridos y semiáridos, o a la mayor concentración de las lluvias estivales en los climas monzónicos. En cuencas de extensión reducida, el escurrimiento puede ser nulo al finalizar la estación seca.

Las grandes crecidas en los ríos tropicales, están siempre ligadas a un exceso de lluvia, como ocurre en el sudeste asiático por el efecto de los monzones y tifones. En el Caribe y Golfo de México, se destaca una variedad del régimen hidrológico de alimentación pluvial tropical, donde las aguas presentan doble extremos, debido al carácter bimodal de las lluvias de la región. Las distintas variedades de este régimen, tiene una explicación climática propia, pero el mecanismo hidrológico es el mismo; es decir, que el régimen de caudales sigue la distribución de la aportación pluvial, con un retardo más o menos pronunciado, según sean las características de la cuenca.

En la Argentina, representativo del régimen con alimentación pluvial tropical lo constituye el río *Dulce* en *El Sauce*, Santiago del Estero (ubicación: 27° 35' S y 64° 30' W; elevación: 250 msnm; área cuenca: 20200 km²) (AyE, 1970). El río Dulce es integrante del sistema endorreico de Mar Chiquita. Los caudales máximos se presentan de diciembre a marzo, coincidente con las mayores precipitaciones que ocurren en el período noviembre-marzo (FIG. IX-14).

El régimen *ecuatorial*, se destaca por la poca variación anual de los caudales, aunque esta característica, excede el ámbito de la región pluvial ecuatorial. Presenta dos máximos, en marzo y noviembre, con un período intermedio de aguas

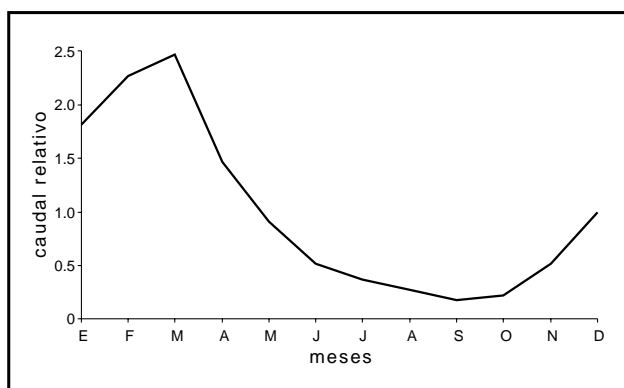


FIG. IX-14: Curva de distribución de caudales relativos (cociente entre caudal mensual medio y anual medio). Regímenes simples de alimentación pluvial. Río Dulce en El Sauce (1926-67), *régimen pluvial tropical*.

bajas; la curva de caudales, con el consabido retardo, se ajusta a la pluviométrica. A veces, se lo incluye entre los regímenes complejos (PARDE, 1955, cit. BRUNIARD, 1992), pero debe advertirse que la marcha anual de los caudales, resulta de un solo modo de alimentación, independientemente de la complejidad del régimen de lluvias.

El régimen ecuatorial no se desarrolla en zonas muy extensas del Planeta, incluso en África Ecuatorial. Las grandes cuencas como el Congo o Amazonas, deben sus aportes, en parte, a los regímenes pluviales tropicales de ambos hemisferios, que introducen una gran complejidad en el régimen de escurrimiento. En América del Sur, prácticamente no existe régimen hidrológico con alimentación pluvial de origen ecuatorial, salvo algunos ríos colombianos. En general, la distribución de caudales medios es mas regular, que la propia alimentación pluvial.

El régimen *pluvial continental americano*, es específico de América del Norte, de la zona templada continental sin nieve invernal, típico de las planicies comprendidas entre el Mississippi y las Rocallosas. La distribución anual de caudales, resulta de un régimen complejo de lluvias, con dos máximos situados al comienzo y final de la estación cálida, de modo que los aportes pluviales escapan al efecto de las elevadas temperaturas del verano. Con cierto retraso, los valores de caudales reflejan la distribución temporal de las lluvias.

Cabe señalar, que un hietograma de lluvias con máximos al final de la primavera y comienzo del otoño, se lo encuentra en América

del Sur en el oriente chaqueño, y la provincia de Corrientes. Los pequeños afluentes del río Paraguay, como el río Salado (Formosa) o el río Tapenagá (Chaco), presentan una curva de caudales con dos picos de crecientes.

En general, los regímenes simples de alimentación pluvial, no tienen el mismo grado de definición que en los de alimentación sólida. Las combinaciones del efecto pluvial y térmico, pueden producir numerosas variantes en los regímenes fluviales, de difícil ubicación en uno u otro tipo básico (BRUNIARD, 1992).

REGIMENES FLUVIALES COMPLEJOS ORIGINALES

Las corrientes con *regímenes complejos originales*, son el resultado de una alimentación mixta, sólida y líquida, sobre todo en la cuenca alta. Por lo general, se localizan en llanuras de latitudes medias, donde la estacionalidad térmica superpone precipitaciones niveas y lluvias. También, se presentan en regiones montañosas, donde los afluentes del tramo superior se encuentran sujetos a aportes sucesivos de nieve y lluvia; la diferencia en el tipo de precipitación es debido a la influencia del relieve.

El régimen fluvial complejo presenta como rasgo distintivo, aunque no excluyente, dos picos de crecientes y dos estadios de estiaje, no siempre bien marcados. En función de la alimentación sólida que reciben las corrientes, se pueden distinguir distintos tipos de regímenes: *nival de transición*, *nivo-pluvial* y *pluvio-nival* (PARDE, 1955; cit BRUNIARD, 1992).

El *régimen nival de transición*, se caracteriza por una distribución anual de caudales mensuales medios con manifiesta preponderancia de aporte proveniente de la fusión de la nieve; se asemeja al *régimen nival mitigado*, aunque la alimentación pluvial es importante. Los caudales máximos, se presentan en junio y diciembre para los hemisferios norte y sur respectivamente.

Ejemplo de régimen nival mitigado, lo constituye el río *Barrancas*, en la estación *Barrancas* (ubicación: 36° 44' S y 69° 57' W; elevación: 950 msnm; área cuenca: 2900 km²) (AyE, 1970). Integra el sistema del río *Colorado*, y se caracteriza por un período de aguas altas (noviembre y diciembre), un pico en diciembre de 63.0 m³.s⁻¹ (promedio de 7 años) y un rápido

decrecimiento en los caudales estivales por el agotamiento de la fusión. Presenta alimentación pluvial en invierno, especialmente en los meses de junio y julio, que interrumpen la bajante debido a la retención de la nieve (**FIG. IX-15**).

El *régimen nivo-pluvial*, se lo encuentra en corrientes que descienden de regiones montañosas, pero de cotas más bajas que el anterior; en ellos, aún predomina la alimentación sólida. Presenta un período de aguas altas en primavera (octubre a noviembre en el HS y abril a mayo en el HN), más temprano que el régimen anterior, no tan marcado y se agotan rápidamente. El efecto pluvial es más notable, y según sea el régimen de lluvias, ese aporte puede presentarse en distintas épocas; en verano, con lluvias predominantes que definen el *régimen nivo-pluvial tropical*, otro, con lluvias en invierno, que determina un régimen denominado *nivo-pluvial mediterráneo*.

El régimen nivo-pluvial en el hemisferio norte, con fríos intensos, presenta un período de retención de noviembre a marzo, que genera una bajante pronunciada y finaliza al producirse la fusión nival de manera intensa, propia de áreas de baja altura. El agotamiento de las nieves y la alta evaporación estival, producen el descenso del caudal de julio a agosto, que se interrumpe con el aporte pluvial al finalizar el verano. En el hemisferio sur, los caudales altos primaverales culminan en noviembre, y el río entra en estiaje durante el verano y otoño; las lluvias invernales

producen una nueva onda de crecida de escaso monto. La importancia relativa de las dos crecientes, una originada en la fusión nival y la otra en el aporte pluvial, es función de la altura media de la cuenca y obviamente de la latitud; en los niveles inferiores se acentúa el aporte pluvial en detrimento del nival.

El río *Senguerr*, afluente del río *Chubut*, en la estación *Nacimiento* (ubicación: 44° 58' S y 71° 21' W; elevación: 925 msnm; área cuenca: 1300 km²) (AyE, 1970), constituye un ejemplo típico de este régimen. Los caudales máximos, con aportes provenientes de la fusión de la nieve, se presentan en primavera en los meses de noviembre y diciembre, con valores de 58.0 y 50.0 m³.s⁻¹, respectivamente (promedio de 18 años de observaciones), y en invierno en los meses de junio o julio debido al aporte de las lluvias invernales. Los mínimos mensuales ocurren en marzo o abril (**FIG. IX-15**). En general, en la Argentina, a partir de Neuquén hacia el sur, con las variantes mencionadas, los regímenes de los ríos acusan dos máximos en su curva de caudales medios, originados por los deshielos y las lluvias invernales (CEPAL-CFI, 1969).

El *régimen pluvio-nival*, se sitúa en la zona bajas de las cadenas montañosas, y la lluvia desempeña un papel preponderante en la alimentación de las corrientes fluviales. La fusión nival, solo produce una fracción del escurrimiento total, y su único efecto consiste en modificar ligeramente la curva anual de caudales; sin el aporte nival, se produciría un régimen pluvial puro. Semejante al caso anterior, se distinguen dos subtipos extremos: *régimen pluvio-nival tropical* y *régimen pluvio-nival mediterráneo*; entre ellos, se encuentran numerosos regímenes transicionales o tipos regionales (BRUNIARD, 1992).

En el hemisferio norte, el período de retención nival, genera una bajante pronunciada en este tipo de régimen, que se interrumpe en abril por la fusión de la nieve; cuando se insinúa el agotamiento de ellas, el aporte pluvial incrementa los caudales y las aguas altas culminan al finalizar la estación cálida. En el hemisferio sur, los excedentes pluviométricos, como en el tipo de régimen anterior, se producen en invierno, con un incremento en los caudales por la fusión que se registra en septiembre a octubre.

El río *Limay*, integrante del sistema del río *Negro*, en la estación *Paso Limay* (ubicación:

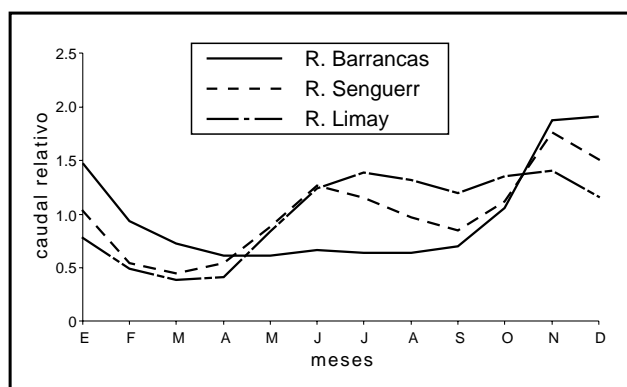


FIG. IX-15: Curva de distribución de caudales relativos (cociente entre caudal mensual medio y anual medio). Regímenes complejos originales. Río Barrancas en Barrancas (1960-67), *régimen nival mitigado*; Río Senguerr en Nacimiento (1956-67), *régimen nivo-pluvial mediterráneo*; Río Limay en Paso Limay (1903-67), *régimen pluvio-nival mediterráneo*.

40° 32' S y 70° 26' W; elevación: 538 msnm; área cuenca: 26400 km²) (AyE, 1970), es regulado por 37 lagos que actúan a manera de embalses naturales. Las ondas de crecidas producidas por el derretimiento de la nieve y por las lluvias son similares, presentando un caudal casi uniforme de junio a noviembre, con dos máximos en julio y noviembre de 1048.0 y 1061.0 m³.s⁻¹ respectivamente (serie 1903-67); el mínimo se presenta en marzo a abril (**FIG. IX-15**). Es conveniente destacar, que la onda de crecida de primavera no es debida solamente al derretimiento nival, sino que tiene dos componentes mas, las lluvias producidas en la estación y el remanente de las lluvias invernales, que se almacenan en los lagos, escurriendo lentamente en primavera-verano (CEPAL-CFI, 1969).

REGIMENES FLUVIALES COMPLEJOS CAMBIANTES

Los *regímenes complejos cambiantes*, se presentan en los sistemas hidrográficos que se desarrollan sobre dos o más regiones climáticas diferenciadas, de manera que distintos regímenes de alimentación simple o complejo original se suceden desde aguas arriba y se combinan en el cauce principal para generar un curva de distribución anual de caudales mensuales medios compleja, que varía desde el tramo superior al inferior. Para que esta combinación de regímenes sea posible, se requiere que la cuenca sea extensa, aunque existen excepciones como el *Volga*, cuya cuenca posee una gran superficie, pero el régimen varía muy poco desde las nacientes a su

desembocadura.

Las combinaciones de regímenes que se pueden dar en la cuenca son numerosísimas, porque obedecen a factores muy diversos, tales como: situación geográfica, trazado de las redes, longitud de los tributarios, relieve, tipos climáticos específicos, etc., por lo que es prácticamente imposible establecer una tipología. Cada gran cuenca, representa en si misma un complejo particular, y su tratamiento debe encararse mediante estudios particulares, aplicando las relaciones entre crecientes y estiajes establecidas anteriormente, y que se integren en la gran extensión de la cuenca (BRUNIARD, 1992).

PARDE (1955, cit. BRUNIARD, 1992), distingue tres grandes grupos: **a)** afluentes en el tramo superior del cauce principal con aportes nival o glaciar, y reciben aguas abajo afluentes con alimentación pluvial simple, se denomina *régimen nival-glacio-monopluvial*, como ejemplos se tienen los ríos Rhin y Missouri; **b)** cursos con aportes de origen nival o glaciar, que reciben aportes de dos a más tipos de alimentación pluvial, es el *régimen nival-glaciario-pluriopluvial*, ejemplos son los ríos Danubio y Mississipi; **d)** ríos únicamente alimentados por lluvias, en la cual; se superponen dos o mas regímenes bien diferenciados de lluvias, llamado *régimen pluripluvial*, como el Congo, Amazonas, Nilo o Paraná. El agrupamiento, no implica semejanza alguna en la distribución temporal de los caudales mensuales para ríos de un mismo grupo, como ocurre en los regímenes simples y complejos originales.

CAPITULO X

NIEVE Y GLACIARES

NIEVE Y HIELO

Definiciones

Las aguas meteóricas que caen sobre la superficie de la Tierra, lo pueden hacer en forma líquida o sólida; la *nieve* es una forma de precipitación sólida. Se halla constituida por cristales de hielo, formados por sublimación del vapor de agua atmosférico cuando la temperatura del aire es inferior al punto de congelamiento. Los cristales son diminutos, planos, exagonales o prismáticos y presentan una enorme variedad de formas (VEN TE CHOW, 1964) (**FIG. X-1**).

La nieve puede precipitar de dos maneras: como cristales individuales o como copos de nieve, formados por la amalgama de un gran número de ellos. A veces, se funde en su descenso y llega a la superficie en forma de lluvia. En otras, se funde parcialmente o algunas gotas de lluvias se congelan cuando en su descenso, penetran en una capa de aire más fría que la nube, dando lugar a una mezcla de agua y hielo que alcanza la superficie. En EE.UU. se conoce como *aguanieve* cuando es exclusivamente congelamiento del agua de lluvia; el mismo nombre recibe en los países de habla inglesa e hispana cuando se trata de una mezcla de lluvia y nieve (NEW ENCYCLOPAEDIA BRITANNICA VOL. X, 1974).

Los registros de nieve se expresan como la altura de su *equivalente en agua*. Generalmente, representa el 1/20 parte de la profundidad de nieve acumulada en superficie, aunque esta proporción es variable con las características de ella. La altura del equivalente

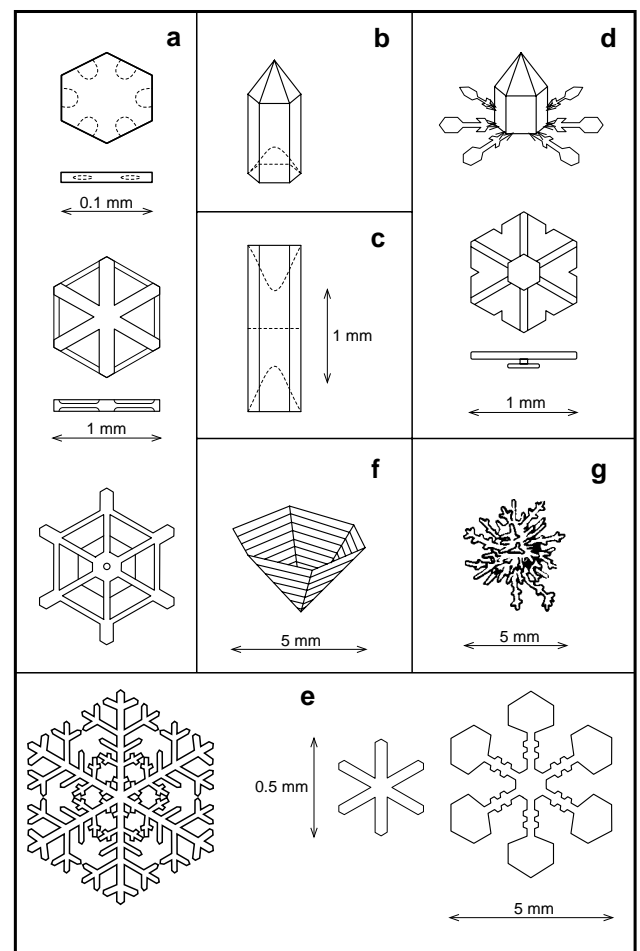


FIG. X-1: Distintas formas de cristales de nieve: **a)** plaquetas; **b)** prismas; **c)** agujas; **d)** clavos; **e)** estrella; **f)** cúpula; **g)** escarchilla.

en agua, representa la lámina de agua disponible dentro de un manto níveo, y constituye el aporte

potencial a una corriente durante el proceso de fusión.

Existen distintas especie de nieve. Se llama *nieve nueva*, a la recientemente depositada, los cristales de hielo que la conforman pueden ser fácilmente reconocibles; también, dícese de aquella nieve depositada en un intervalo de tiempo, usualmente de 24 horas (SMN, 1957). En invierno, con buen tiempo y a baja altura, la nieve puede derretirse durante el día y el agua líquida resultante, congelarse en la noche. Las fusiones parciales y congelamientos repetidos, la transforman muy rápidamente; se compacta por su propio peso, los cristales se redondean, los más pequeños se funden totalmente, y al congelarse aumentan el tamaño de los restantes. Por causa de una combinación de procesos, estos nuevos cristales no pueden ser fácilmente reconocidos; se hallan completamente deformados y redondeados, denominándose *nieve vieja* (UNESCO-IASH-WMO, 1970).

Si la nieve vieja, se mantiene durante la estación cálida, en el invierno siguiente, se compacta aún más. Ella se encuentra sujeta a procesos sucesivos de fusión, congelamiento y sublimación, dando lugar a otra especie de nieve denominada *firn* (SHUH-SHIAW LO, 1992), *neviza* (LLIBOUTRY, 1956) o *névé* (MOORE, 1972). En Francia, el término *névé*, designa a la parte superior de un glaciar cubierto de nieve perenne, y a la nieve misma que comienza a transformarse en hielo glaciar; es decir, al lugar geográfico y el material. Los ingleses, denominan *névé* al sitio y *firn* al material. Por ello, es conveniente definir la *neviza*, *firn* o *névé* por sus características intrínsecas, que como nieve de más de un año de edad. Los rasgos más distintivos son densidad superior a 0.55, formada por granos redondeados y grandes.

El *hielo*, es el agua en estado sólido en la naturaleza. El hielo se forma por congelamiento

del agua, sublimación del vapor de agua atmosférico, compactación de la nieve y congelamiento del agua almacenada en los poros de masas níveas. El hielo es la reserva mas importante de agua dulce del Planeta, y representa aproximadamente un 80% del total.

Se encuentra en la atmósfera como: cristales de hielo, nieve, granizo, etc. En los continentes, en forma de: *escarcha*, capa delgada de hielo formada por el sobreenfriamiento y congelamiento del agua de lluvia sobre superficies expuestas; *hielo glaciar*, formado por compresión de capas de nieve; *hielo subsuperficial*, formado por el congelamiento del agua que satura el espacio poroso del suelo, o nieve cubierta de detritos o fragmentos rocosos. En el agua, como: *hielo marino*, excluyendo los *icebergs*, que son masas de hielo continental, separados de la costa y arrastrado mar adentro por acción de las mareas; hielo formado en el fondo de los ríos y cuerpos de agua sobreenfriada, cuyo movimiento turbulento impide la amalgamación de los cristales en copos (SHUH-SHIAW LO, 1992).

El hielo posee propiedades físicas (granulometría, densidad, porosidad, etc.), ópticas (albedo), mecánicas (plasticidad, elasticidad, etc.) y térmicas (transferencia del calor proveniente de la radiación solar), que dependen de numerosos factores. Entre ellos se destacan: tamaño y forma del grano (cristal de hielo individual, o en crecimiento por congelamiento de agua sobreenfriada sobre su superficie), impurezas, salinidad del agua, temperatura, orientación y disposición de los cristales, intensidad de los esfuerzos de sollicitación, etc. Debido a ellos, las propiedades varían en un amplio rango; valores típicos de algunas propiedades se observan en el **CUADRO X-1**. La transformación de la nieve en hielo, la iniciación del movimiento de los glaciares y su fusión dependen básicamente de las propiedades citadas.

CUADRO X-1
Valores típicos de algunas propiedades

propiedad	nieve nueva	nieve vieja	firn	hielo glaciar
densidad [g.cm ⁻³]	0.01-0.3	0.2-0.6	0.4-0.84	0.84-0.917
porosidad [%]	99-67	78-35	56-8	8-0
tamaño grano [mm]	0.01-5	0.5-3	0.5-5	1->100
albedo [%]	0.92-0.81	0.81-0.65	0.65-0.55	0.50-0.43

Características de la nieve depositada

Se denomina *capa de nieve*, a la nieve acumulada sobre la superficie, durante un considerable período. Su extensión superficial, es la resultante de los procesos de *acumulación* y *ablación*, causados por factores meteorológicos y topográficos. Puede variar de algunos pocos metros cuadrados hasta la dimensión continental. Su descripción, implica una definición del sitio en cuestión, que puede ser un puesto de observación, distrito o país (UNESCO-IAHS-WMO, 1970).

Generalmente, el concepto capa de nieve o manto nival, se emplea para la nieve acumulada durante la estación fría, que luego se funde con la llegada de la primavera; es decir, en el ciclo anual. No se incluye a la acumulación de la precipitación sólida sobre glaciares o campos perennes de nieve. Esta última, se halla depositada en la extensión del glaciar o arriba de la *línea de nieve*, que es el límite inferior de las nieves perpetuas. La altitud de la línea de nieve, varía en función del clima, desde los 5500 m.s.n.m, hasta el nivel del mar en las regiones polares (SHUH-SHIAW LO, 1992).

El manto nival es el resultado de la acumulación de la precipitación sólida y partículas de nieve arrastradas por el viento a baja o moderada altura. Los mecanismos de acumulación pueden ser simultáneos. De este modo se forman depósitos de nieve nueva cuyo origen es difícil de precisar. También, la lluvia puede incorporarse y almacenarse en la capa de nieve, en estado líquido o sólido, incrementando el espesor del manto. Además, el acrecentamiento de la capa de nieve, puede darse por *avalanchas*, que es la nieve transportada desde las elevaciones por deslizamiento, flujo o en una mezcla de aire y nieve; forma depósitos sueltos y voluminosos.

Las medidas que caracterizan al manto nival son numerosas; entre las más importantes se destacan: densidad, humedad, impurezas, estado de granulación, tamaño del grano, consistencia, temperatura, altura, extensión, y características generales de la capa superficial (estado, aspecto, compresibilidad, etc.).

En la medición del espesor de la nieve acumulada en un lugar determinado, se emplea una escala fija. Un resultado mas exacto, se obtiene del promedio de varias lecturas medidas

con una escala móvil, introduciéndola en la nieve hasta tocar la superficie del terreno, en sitios donde la nieve no halla sido removida por el viento. Para la determinación del espesor de la nieve caída en las últimas 24 h, se emplea una chapa, que se coloca horizontalmente sobre la superficie, y sobre ella se mide el espesor de la nieve precipitada en el período considerado.

Se puede medir la densidad de la nieve **G** (símbolo adoptado internacionalmente), pesando una muestra de nieve de volumen conocido; **G**, indica la masa de hielo por unidad de volumen de nieve. Es un parámetro fundamental, pero por si solo, no es suficiente para caracterizar una muestra de nieve. Es necesario determinar el equivalente en agua, su temperatura, la dimensión promedio de sus cristales y la resistencia mecánica. Dichas medidas, describen adecuadamente la nieve.

La nieve según su contenido de humedad puede ser: *nieve seca*, temperatura por debajo de 0 °C; *nieve poco húmeda*, consistencia pegajosa; *nieve húmeda*, con agua visible sin escurrimiento; *nieve mojada*, se observa agua en escurrimiento; y *nieve acuosa* (VEN TE CHOW, 1964). El tamaño medio del grano predominante puede ser: muy fino (< 0.5 mm); fino (0.5 a 1.0 mm); mediano (1.0 a 2.0 mm); grueso (2.0 a 4.0 mm); y muy grueso (> 4.0 mm) (SMN, 1957).

Las mediciones de resistencia mecánica, se refieren a aspectos de *dureza* o *consistencia* y a la *compresibilidad* de la superficie. Cuando se carece de instrumental de medición, se puede tener una idea de la dureza de la nieve, tratando de hincar en ella: el puño cerrado, si penetra se trata de una nieve de consistencia *muy blanda* (0 - 10 g.cm⁻²); si penetran 4 dedos juntos, *nieve blanda* (10 - 75 g.cm⁻²); si penetra un dedo, *nieve semidura* (75 a 250 g.cm⁻²); si penetra un lápiz, *nieve dura* (250 - 750 g.cm⁻²); si penetra un cuchillo, *nieve muy dura* (750 - 3000 g.cm⁻²); si la nieve es *compacta*, se trata de hielo (SMN, 1957). Todas las pruebas deben realizarse sin mayor esfuerzo. La compresibilidad de la superficie, puede ser caracterizada en función de la profundidad del rastro o huella dejado, apoyado sobre un solo esquí o pié. Cuando la nieve se encuentra depositada en una ladera o pendiente, es importante determinar su resistencia al *esfuerzo de corte* o *cizallamiento*. Este valor, es indicador de su estabilidad en la pendiente y mide el riesgo de producción de aludes o avalanchas.

METAMORFISMO DE LA NIEVE

Transformación de la nieve con temperaturas por debajo de 0 °C

Se denomina *metamorfismo de la nieve*, a la transformación de ésta durante su deposición y ablación. Los cambios que en la nieve se producen dependen de *factores internos* (propiedades intrínsecas del tipo de nieve) y *factores externos* (condiciones meteorológicas, sitio de deposición, resistencia mecánica, etc.), siendo los últimos factores, los que determinan la condición final del manto nívico (BADER et al, 1954).

La nieve nueva fría, denominada *nieve polvo*, al acumularse sobre la superficie, se compacta rápidamente bajo su propio peso, debido a su ligereza y falta de cohesión ($0.01 < G < 0.10$); ello genera una disminución irreversible del volumen. Su compactación, produce la agrupación de los cristales de hielo, escape de una fracción del aire atrapado en ella, y un aumento prácticamente inmediato de la densidad ($G = 0.20$).

Al tiempo que se cohesiona, la nieve cambia de carácter; los cristales que la conforman se redondean, y los mas pequeños desaparecen por sublimación. El vapor de agua presente en el aire que ocupa el espacio poroso del manto, se condensa sobre los cristales que encuentra a su paso, y simultáneamente los cristales se subliman en su cara opuesta. El proceso combinado de condensación-sublimación, provoca una acreción diferencial del grano, y genera una corriente vertical de vapor de agua hacia arriba. Ello es debido a que las capas inferiores del manto, suelen ser menos frías que la superficie. Las capas de nieve vieja fría, ubicadas en profundidad, poseen cristales muy crecidos, sueltos, livianos, que no se compactan demasiado, denominado *escarcha profunda*; ella desempeña un rol muy importante en la

formación de aludes. También en ocasiones, suelen observarse grandes cristales planos en superficie, que le confieren a la nieve una apariencia escamosa.

La nieve compactada naturalmente, o la transportada y depositada por el viento se endurece, con una aumento posterior de la cohesión; se desarrolla una costra superficial de espesor variable. El aumento de la cohesión, se debe a la formación de *puentes de hielo* entre los cristales, sin que se produzcan variaciones apreciables en la densidad. El endurecimiento, ocurre a temperaturas muy bajas y en presencia de aire húmedo; inversamente, la nieve fría y dura, pierde su cohesión en aire muy seco, al evaporarse los puentes de hielo que ligan los cristales.

El viento sobre un campo de nieve plano, puede remover grandes cantidades de nieve. Debido a su accionar, se acumula en las hondonadas a sotavento de los obstáculos, endurece su superficie y forma una *costra de viento*, de algunos centímetros de espesor. Cuando se trata de un terreno accidentado, en la ladera expuesta al viento, también se forma una espesa costra resistente, soldada a las capas inferiores, y con cristales angulosos de tamaño desigual. Además, la nieve proyectada sobre la cima, genera una capa coherente muy dura, con cristales de tamaño uniforme y muy transformados. Se denominan *tablones de nieve*, y por desprendimiento o rotura pueden dar lugar a la formación de aludes, en la ladera opuesta (FIG. X-2).

Transformación de la nieve con fusión parcial

Con temperaturas superiores a los 0 °C, la transformación de la nieve se realiza por *fusión parcial*. La nieve o hielo, se derrite o evapora debido a la absorción de calor, resultante del balance neto de energía entre la radiación solar

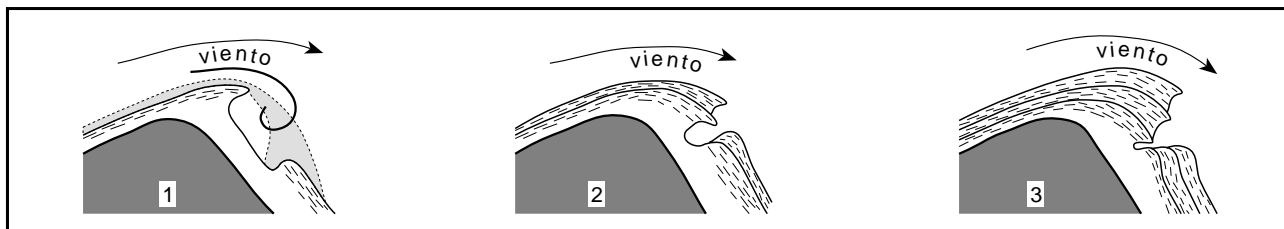


FIG. X-2: Proceso de formación de un *tablón de nieve* (según LLIBOUTRY, 1956).

recibida, emitida o reflejada y absorbida. Para transformar un gramo de nieve o hielo en agua, se requieren 80 calorías aproximadamente (AMBACH, 1973). El desarrollo del balance térmico de un cuerpo de nieve o hielo es complejo, y escapa al alcance que se le pretende dar al presente texto.

Al comienzo de la fusión, el agua es retenida en la nieve remanente por acción de la *capilaridad*. La cantidad retenida depende del tipo de nieve, siendo el 30% en nieve nueva, 15% en nieve vieja, y 5% en neviza o firn (LLIBOUTRY, 1956). A medida que la nieve en superficie se carga de agua, aumenta su densidad. Cuando satura todos los poros e intersticios, y alcanza su capacidad máxima de almacenamiento, comienza a escurrir hacia abajo; ello, disminuye bruscamente la densidad de la nieve superficial.

El movimiento vertical descendente, se produce formando una película de agua alrededor de los cristales, sin completar el espacio de vacíos entre ellos; el movimiento es esencialmente por tensión superficial, debido a las fuerzas de atracción entre las moléculas del líquido entre sí y entre las moléculas del líquido con las del sólido. Este movimiento diferencia profundamente del desplazamiento descendente del agua en el suelo, que es realizado por acción de la fuerza de gravedad, cuando los poros se encuentran saturados de agua. Si el movimiento vertical del agua en el manto de nieve, se mantiene en el tiempo, se forman diminutos *canales de fusión*, por los cuales el agua fluye libremente, ya no por fuerzas capilares, sino por gravedad. De continuar la fusión, la nieve se convierte en una mezcla de agua y hielo, de muy baja consistencia.

Por otra parte, las fusiones parciales y congelamientos repetidos, transforman rápidamente a la nieve. Los cristales se redondean y se compactan, dando lugar a un envejecimiento de la nieve (aumento de densidad), que forma la *neviza* o *firn*. También, durante el día con cielo despejado, la nieve puede derretirse y volver a congelarse durante la noche, lo que da lugar a la formación de una costra compacta y dura, denominada *costra de sol*. Si sobre la nieve vieja o neviza (consistentes y duras), se presenta una sucesión de fusión y congelamiento parcial, no se forma la costra de sol. Durante las horas de mayor temperatura, la superficie se derrite parcialmente y reblandece, y forma lo que se denomina *nieve de primavera*.

Cuando el agua se estanca y mezcla con

la nieve, su congelamiento produce *hielo*, que es impermeable al agua en estado líquido. Las costras de sol o viento, sepultadas bajo nuevas capas de nieve, se transforman en *estratos de hielo*, bien diferenciadas dentro de la neviza; también, pueden formarse masas lenticulares de hielo. En invierno, si el viento elimina la nieve depositada sobre un estrato de hielo, este es pulido por el roce de los cristales de la nieve, y forma una capa muy lisa de aspecto marmolado.

El aumento de la densidad de la nieve, se debe en parte a la compactación por su propio peso, y a la congelación del agua que la inunda, proceso denominado *recongelación*. Si se comparan las densidades debajo de un estrato de hielo y en él, se observa que en el primero sólo interviene el apisonamiento, y en el estrato intervienen a su vez apisonamiento y recongelación.

Algunas formas de ablación

Los procesos con fusión parcial, originan numerosas formas de *ablación* (desgaste), entre los que se destacan los surcos de fusión, suelos estriados, nieve apanalada, penitentes y otras formas con presencia de cubierta detrítica.

Las temperaturas por encima de 0 °C, producen la fusión de grandes cantidades de nieve, y en un campo de nieve de poco espesor se forman surcos paralelos que siguen la línea de mayor pendiente. El agua de fusión, circula en la parte inferior del manto, sobre el suelo congelado, concentrándose en la línea de mayor pendiente; se destruye la nieve allí presente y se facilita el escurrimiento. Cuando la concentración de agua subsuperficial es importante, se produce un hundimiento en la superficie del manto de nieve, sobre la línea de escurrimiento, dando lugar a un *surco de fusión* sobre ella. El agua al actuar sobre el suelo congelado, acarrea a su paso las partículas finas del fondo del surco, y deja las más gruesas (gravas) retenidas por la nieve. Cuando la nieve desaparece, en los surcos queda una hilera de piedras sueltas, que se denomina *suelos estriados*. Es conveniente reiterar, para su mejor comprensión, que el movimiento del agua en el interior de un manto de nieve, es casi siempre subsuperficial.

Cuando la capa de nieve es de mayor espesor, el movimiento del agua de fusión es vertical. En un terreno poco inclinado, se forman suaves depresiones redondeadas y pequeñas, que

cubren enteramente el campo, en forma de celdas, como las de un panal, y se denomina *nieve apanalada*. En los bordes de la depresión, la nieve puede estar congelada, y en el centro, embebida de agua de fusión, pasando gradualmente a la formación de penitentes si el aire es frío y el cielo despejado.

Los *penitentes* son láminas de nieve vieja, neviza o hielo, alineadas generalmente en sentido este-oeste, e inclinadas hacia el sol (norte). Es el resultado de una ablación desigual. Se desarrollan con el tiempo, desde algunos centímetros (*micropenitentes*), hasta varios metros de altura; incluso, alcanzan la superficie del suelo. Los penitentes permanecen duros y secos durante todo el día, mientras que los corredores entre ellos, entran en fusión durante las horas de mayor temperatura, y la nieve se vuelve blanda y empapada de agua.

Con un cielo libre de nubes, aire seco y frío, la evaporación es más importante que la fusión, pero en el interior de cualquier depresión (estadio inicial), la radiación solar se refleja varias veces en las paredes internas, absorbiendo mayor energía calórica que los bordes del hoyo. Por ello, la fusión es mas importante en el interior y la depresión se profundiza. Por otra parte, el lado norte de la depresión, debido a la inclinación del sol, se encuentra a la sombra, permanece dura y seca, y forma una cresta este-oeste. Al norte de la cresta, se formará un hoyo y se repite el mecanismo mencionado. Así, a partir de unas cuantas depresiones se origina un campo de penitentes.

Una cubierta de sedimentos oscuros sobre la nieve, produce el derretimiento de ella en la zona de contacto con el sedimento, acelerando su fusión; ello se debe a que el sedimento absorbe mayor cantidad de radiación solar y se calienta. Una roca caída sobre la nieve, se hunde profundamente en ella debido a su calentamiento por el sol. Sobre un glaciar, las gravas horadan profundamente el hielo, y los huecos son ocupados por agua de fusión, se denominan *hoyos de fusión*. Cuando una roca sobresale de un campo de nieve, la irradiación de la roca calentada por el sol incrementa la ablación de la nieve que la rodea. Su desaparición por fusión o evaporación, genera un *foso periférico* alrededor de la roca.

Una capa delgada de sedimentos aumenta la ablación, una gruesa la impide, sobre todo si es continua y seca. En las morenas terminales,

la capa de detritos es mas espesa, y permite la existencia de grandes masas de hielo bajo la protección de ellas. Por tal razón, el sector terminal de la morena se encuentra sobreelevado. Cuando una roca grande, yace sobre un campo de nieve, protege de la fusión al hielo que se encuentra debajo, y permanece sobreelevada al derretirse la nieve de los alrededores; constituye una *mesa glaciar* inclinada hacia el sol.

LOS GLACIARES

Definición y morfología

La nieve, es reconocida como un importante elemento del ciclo hidrológico, y es estudiada por numerosos científicos. Sin embargo, los glaciares, como se denomina de forma simple a toda masa de hielo o neviza, proveniente de la nieve y perenne a la escala humana, recibe la atención de un muy reducido número de especialistas. Aproximadamente el 75% de toda el agua dulce del Planeta, es detenida y almacenada temporalmente en el hielo glaciar; la cantidad mencionada, es equivalente a la precipitación mundial durante casi 60 años. Una fracción muy importante de la población, depende del escurrimiento provenientes de los glaciares para su subsistencia y el desarrollo económico social (MEIER, 1972).

El monto total de precipitación anual crece con la altura, pero su acumulación bajo forma sólida no depende exclusivamente de ella. Existen otros factores que impiden la acumulación; el viento despeja la nieve de las cumbres, o si las laderas son demasiado abruptas, la nieve no se acumula y cae al valle en forma de aludes. Por otra parte, la ablación de la nieve o hielo también disminuye con la altura, ya que la temperatura del aire es la principal causa de fusión; ella decrece a un gradiente aproximado de 1 °C cada 100 a 150 m de altura. Por encima de la cota correspondiente a la línea de nieve, toda la precipitación nívea caída en un año no alcanza a derretirse, y al acumularse año tras año, sufre procesos de metamorfismo y forma un glaciar (LLIBOUTRY, 1956).

Se denomina *glaciar*, a toda masa de hielo o neviza perenne a la escala temporal de la vida humana, formada por la acumulación de nieve, que posea movimiento o presente evidencias de haberlo tenido, cualquiera sea su dimensión y forma. Cuando adquiere cierto espesor, fluye a favor de la vertiente en que esté situado; el

movimiento puede variar de algunos kilómetros a algunos metros por año. El desplazamiento, se explica por el flujo gravitacional sobre la pendiente y la sobrecarga de la nieve, neviza o hielo (POLANSKI, 1974).

El material de un glaciar, puede estar constituido por nieve vieja ($G > 0.45$) permeable al agua, o hielo con burbujas de aire atrapado ($G > 0.80$), pero impermeable al agua. Su tamaño puede variar desde unos pocos metros cuadrados hasta miles de kilómetros cuadrados. En este último caso, se denomina *campo de hielo* o *hielo continental*. Para ciertos estudios, se considera a la extensión mayor como un solo glaciar, aunque cada lengua de hielo lleve un nombre distinto, y denominándose también glaciar (LLIBOUTRY, 1973).

En un glaciar, se distinguen dos sectores, separados por una *línea de equilibrio*, denominándose así a la curva de nivel, a la cual la formación y ablación del hielo se compensa durante el año. La *zona de ablación*, por debajo de la línea de equilibrio, es el sector donde la ablación anual, excede a la precipitación anual. El sector donde la acumulación es preponderante, se denomina *zona de alimentación* o *acumulación*. En dicho sector, la alimentación proviene de la nieve y lluvia; esta última, se congela cuando la nieve se mantiene por debajo de 0°C . En glaciares, cuando no se presenta el proceso de recongelación, la línea de equilibrio coincide con la línea de nieves perennes; si la recongelación es abundante, la línea de equilibrio, se encuentra a una cota inferior de la línea de nieves perennes.

La nieve depositada sobre un glaciar, sufre una serie de transformaciones por procesos de metamorfismo que conducen a la formación del hielo, debido a la acción de la sobrecarga del propio hielo o nieve y del movimiento hacia puntos de cota inferior. La nieve nueva, poco densa, al acumularse aumenta su densidad y alcanza valores altos ($G = 0.84$), la porosidad y permeabilidad disminuyen significativamente. El aire expulsado de los intersticios del hielo, puede quedar atrapado dentro de los cristales de mayor tamaño, lo que le confiere un color blanco.

La fusión parcial seguida de recongelación, elimina gran parte del resto de aire y transforma poco a poco la nieve en un conglomerado de granos, cuyo tamaño aumenta progresivamente con la profundidad. Posee una apariencia compacta, pero se trata de granos encajados unos con otros. Este hielo, encierra

pocas burbujas de aire, y resulta transparente o verde oscuro, bajo un gran espesor. La transformación de la nieve en hielo, se realiza mas rápidamente en las regiones menos frías que en los casquetes polares, incluso bajo un peso menor de nieve. En las regiones polares, la recrystalización no pasa por el estado líquido. También, el movimiento del hielo genera cambios de forma y tamaño en los cristales.

El hielo glacial es vidrioso, cristalino-granular e impermeable. La parte basal de un glaciar sufre deformaciones en su desplazamiento, si en virtud de este movimiento llega a un terreno escalonado, se fractura en bloques, y luego de superado el terreno escabroso se unen rápidamente, recobrando su anterior continuidad. En las parte terminales, se presentan planos de cizalla, causados por el desplazamiento, licúa momentáneamente el hielo, que al congelarse rápidamente expelle las últimas burbujas de aire atrapada en los cristales.

Movimiento de los glaciares

El esquema de un glaciar simple, que ocupa un valle de paredes escarpadas, se muestra en la **FIG. X-3**. La nieve se acumula en el extremo superior, en una depresión denominada *circo*, y sufre los procesos de transformación mencionados. No se trata de una masa de hielo homogénea; se compone de numerosas capas, que se distinguen por su color según la proporción de aire que contienen. Las capas se forman anualmente, y suelen estar separadas por otra capa muy delgada de finas partículas de polvo. Posee un perfil transversal ligeramente convexo.

El hielo, se encuentra sujeto a distintos esfuerzos, que originan profundas *grietas de tensión*, llamadas *crevasses*. En la parte inferior del glaciar, el proceso de fusión es dominante, y se muestra extremadamente rugoso y quebradizo, con un perfil transversal cóncavo; el frente del glaciar contiene gran cantidad de derrubios. El estrato superficial, presenta numerosas fracturas y grietas (STRAHLER, 1974). En general, la parte alta de un glaciar está rodeada por un filo de roca muy abrupto y libre de hielo; en la temporada de ablación, la masa de hielo se separa de la roca, formando una grieta que se conoce como *rimaya*. Por otra parte, cuando el lecho glaciar presenta un importante cambio de pendiente y el movimiento es rápido, aparecen numerosas grietas que fragmentan la superficie en grandes

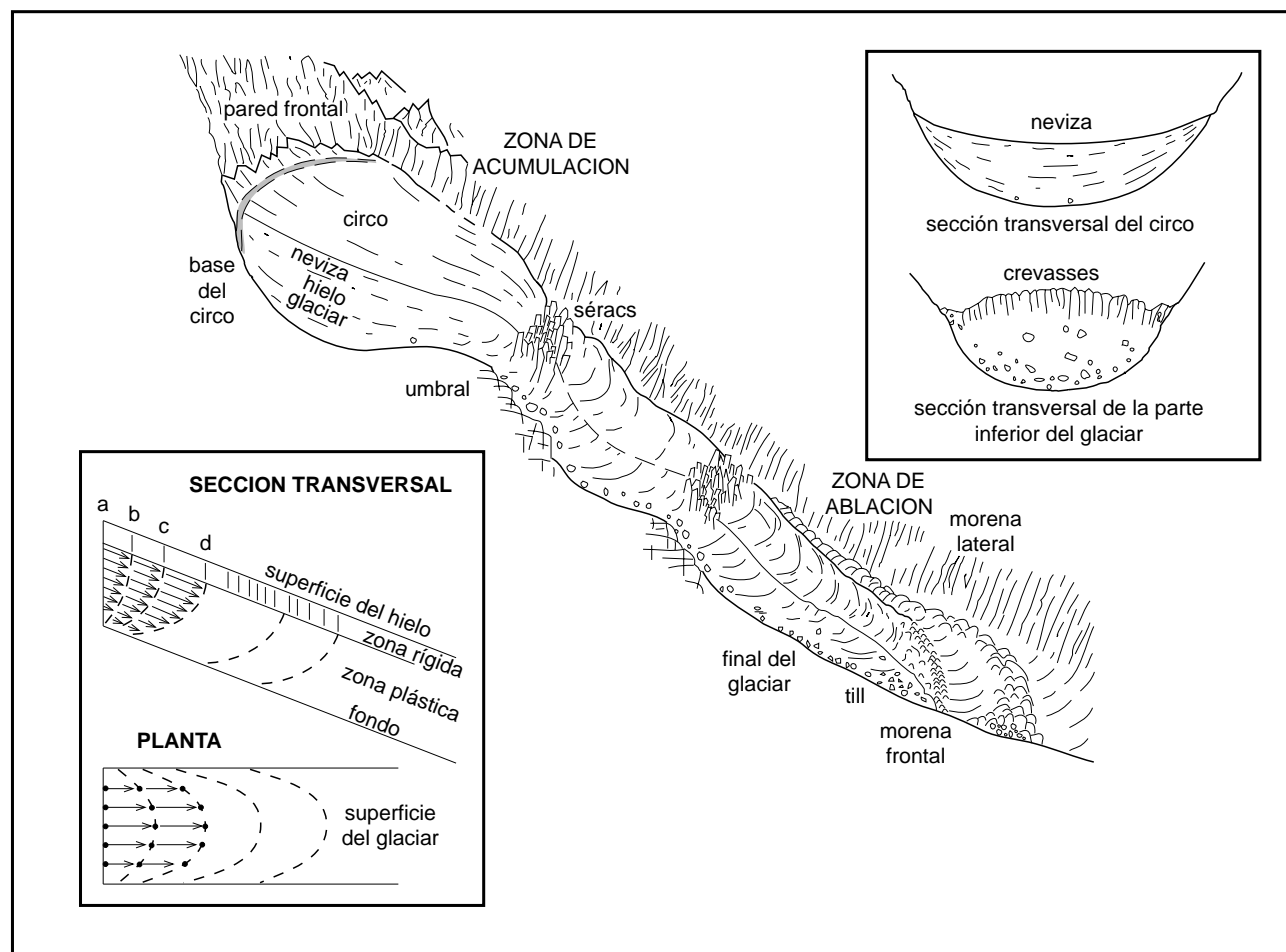


FIG. X-3: Estructura y dinámica de un glaciar de montaña simple (según STRALHER, 1974).

bloques de hielo denominados *seracs*.

El desplazamiento del hielo sobre una determinada pendiente comienza, cuando tiene un espesor suficiente; cualquier protuberancia importante del basamento o sustrato rocoso, modifica la velocidad de desplazamiento. Se presentan distintos aspectos, que surgen del esquema de tensiones a que se encuentra sometida la masa de hielo, sin que exista acuerdo definitivo sobre el mecanismo íntimo del movimiento.

El hielo es un cuerpo en estado intermedio entre lo viscoso y plástico. En general, todo cuerpo rígido, sometido a grandes presiones y prolongadas puede fluir. Observaciones realizadas en un gran número de glaciares alpinos, confirman que el hielo fluye naturalmente, lo mismo que una pasta viscosa, pegado al basamento (DE MARTONNE, 1964). La velocidad es máxima en el centro y disminuye notablemente en los bordes y fondo, debido al

rozamiento con las paredes del valle que lo contiene, y disminuye gradualmente con la profundidad. Puede variar entre 10 y 100 m . año⁻¹, aunque puede ser mucho mayor cuando se trata de glaciares provenientes de un extenso campo de hielo, que terminan en el mar. Las irregularidades del lecho, fragmentan al glaciar en grandes trozos de hielo, que se mueven todos más o menos a la misma velocidad (LLIBOUTRY, 1964).

Algunos glaciólogos, indican que el movimiento de la masa de hielo, se debe al desplazamiento de los cristales, unos en relación a los otros, facilitado por una película acuosa proveniente de la fusión debido al rozamiento entre los granos y a la presión a que se encuentran sometidos. Otros, establecen que el desplazamiento se produce en el interior del cristal; es decir, un reacomodamiento de las moléculas de agua que lo componen (MEIER, 1972). Este último proceso, solo es posible en glaciares de regiones polares, donde no existe

fusión y recongelamiento.

La velocidad de un glaciar no puede explicarse únicamente como un flujo gravitatorio. Cuando el basamento es cóncavo o la ablación reduce hacia abajo el espesor del glaciar, depende del empuje sobre hielo que se ejerce desde arriba por el mismo glaciar, y que además, posee mayor velocidad; en este caso, se denomina *corriente de compresión*. Si el sustrato rocoso es convexo o la acumulación de nieve aumenta el espesor del glaciar, la parte inferior ejerce un efecto de tracción, aumentando su velocidad; se denomina *corriente de tracción* (**FIG. X-4**).

El glaciar se desplaza como un sólo bloque, y posee un movimiento discontinuo. El hielo es arrastrado por tracción, cuando en la parte inferior el espesor es importante, y la componente de su peso paralela al lecho, es mayor que la fuerza de fricción de sentido contrario. También, mueve por empuje, si el hielo del sector más bajo es de poco espesor, y la pendiente del basamento mayor; en este caso, el movimiento es posible, si el empuje proveniente de la parte superior del glaciar, es suficiente para vencer la rugosidad del lecho.

Existe otro proceso, que favorece el desplazamiento sobre el fondo del valle. El agua proveniente de la fusión, en contacto con el basamento, lubrica la superficie, disminuye las fuerzas de fricción y facilita el movimiento. Ello implica, que en el fondo del glaciar, la temperatura se encuentre próxima al punto de fusión. Sucede en casi todos los casos, excepto en los glaciares de regiones muy frías. Dos mecanismos son posibles: el movimiento del glaciar genera energía cinética, y es transformada en energía calórica, que produce la fusión en la superficie de contacto; el hielo constituye un buen aislante, almacena en su base el calor procedente del interior de la tierra (*calor geotérmico*), que

también produce fusión y evita que el agua sufra el proceso de recongelación. Los dos mecanismos, tienen efectos del mismo orden de magnitud.

Las consideraciones precedentes, se aplican a glaciares de montaña, donde la pendiente del terreno es el motor esencial. En algunas masas de hielo, como los *inlandsis*, el sustrato es prácticamente horizontal y el hielo se eleva gradualmente hacia el centro. El movimiento es hacia los lados, debido a las diferencias de presiones entre la zona de alimentación (centro) y el sector de ablación (bordes), que tiende a ser de menor espesor; en el fondo de la parte central, yace una masa de hielo inmóvil; propio de las altas latitudes y climas marítimos. La ablación, es debida a la fusión o alumbramiento de témpanos, ya que los bordes llegan al mar sobre un extenso frente. La velocidad de desplazamiento es elevada en comparación con los glaciares de montaña; poseen un rango de 2 a 27 m · día⁻¹ (**FIG. X-5**) (LLIBOUTRY, 1964).

Balance de masa de glaciares

Los glaciares, constituyen una componente importante del ciclo hidrológico en las regiones montañosas y polares. También, son indicadores clave del cambio climático. El *balance de masa* (**b**), se define como el cambio de masa en un punto determinado del glaciar y en un período de tiempo dado; puede ser positivo o negativo. Su estudio y medición, permite determinar el “estado de salud” y “metabolismo” del glaciar (ØSTREN y BRUGMAN, 1991).

Se puede definir el *año de balance*, al tiempo transcurrido entre la formación de dos superficies o costras de verano sobre el glaciar; de acuerdo a esta definición, el año de balance, raramente coincide con el año calendario.

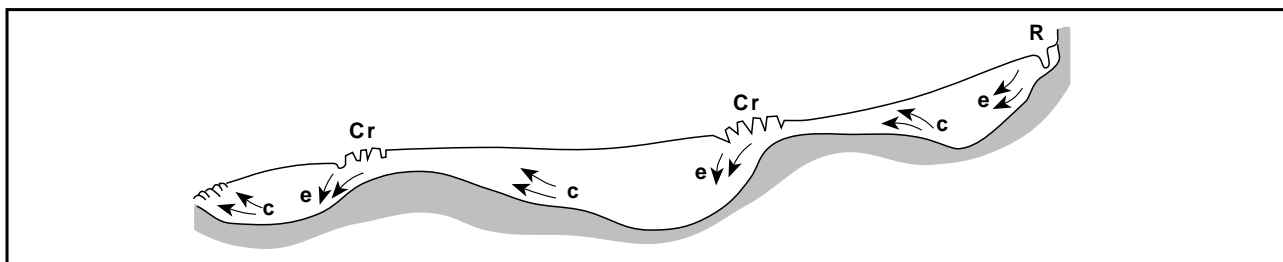


FIG. X-4: Corte esquemático de un lecho glaciar, con umbral y cubetas y formas de flujo. **Cr:** grietas de tensión; **c,** corriente de compresión; **e,** corriente de tracción; **R,** rimaya.

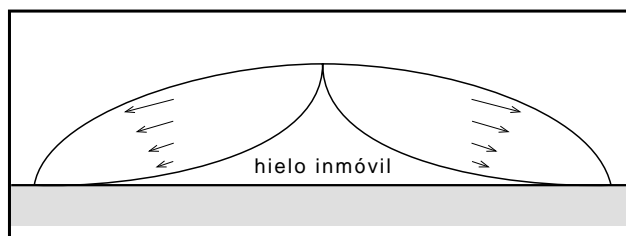


FIG. X-5: Movimiento del hielo en el interior de un inlandsis.

El *balance invernal* (b_w), es la medida máxima del balance (positiva). En la región andina mendocina, es aproximadamente igual a la acumulación nival (LEIVA et al, 1986). La fecha en que este valor es alcanzado, divide al año en la *estación invernal* y la *estación de verano*, anteriormente llamadas estaciones de acumulación y de ablación. Se llama *balance de verano* (b_s) a los cambios de masa producidos durante esta estación. A este balance se lo designaba como de ablación total, la que, hablando en sentido estricto es generalmente mayor, debido a que la nieve precipitada en el verano cambia el balance de éste y lo hace diferente de la ablación total.

El *balance neto* (b_n) es el cambio de masa durante un año de balance y puede ser expresado como la suma algebraica:

$$b_n = b_w + b_s = c_t + a_t$$

Donde el balance de invierno y la acumulación total (c_t) son positivos y el balance de verano y la ablación total (a_t) son negativos. El balance neto puede ser positivo o negativo, dependiendo de las condiciones de cada año de balance. Todos los valores se expresan en metros equivalente en agua (**FIG. X-6**).

Los términos definidos, son específicos para un punto de la superficie del glaciar. La integración de los balances netos sobre el área total del glaciar, se realizan de manera semejante al cálculo de la precipitación media sobre una cuenca. El *balance total neto* (B_n) y *balance neto medio* (\bar{B}_n) del glaciar son respectivamente:

$$B_n = \sum_{j=1}^N b_{n_j} A_j$$

$$\bar{B}_n = \frac{B_n}{S}$$

Donde: b_{n_j} es el balance neto, representativo de

la subárea A_j ; N es el número de subáreas que conforman la superficie total S del glaciar.

CLASIFICACION DE GLACIARES

Los glaciares se pueden clasificar de distintos modos: si se encuentran libres de detritos o no, según su morfología, su temperatura o basados en el tipo climático. Las masas de hielo pueden ser reconocidas como *hielo descubierto* o *hielo cubierto por detritos*. El primero, comprende a masas de hielo o nieve perennes libres de cobertura detrítica, los que de acuerdo a su morfología pueden subdividirse en distintos tipos. Los segundos, son característicos de los Andes Centrales, presentan una cubierta detrítica producto de la desintegración mecánica de las paredes del valle; se localizan sobre la superficie en la parte inferior del glaciar (ESPIZUA y AGUADO, 1984).

En las masas de hielo cubiertas por detritos, pueden distinguirse distintos tipos en función de la altitud y del espesor de la cubierta (CORTE, 1976; BUK, 1983). Se clasifican en: *morenas con núcleo de hielo*; *termocarst*, donde el proceso de ablación se desarrolla sobre hielo cubierto por una delgada capa de detritos y se caracterizan por presentar agujeros o depresiones asimétricas por efecto de la radiación; *glaciares de escombros*, que es un cuerpo de hielo y detritos en forma de lóbulo o lengua, con hielo intersticial o masivo, cuando son activos presentan un frente abrupto y lineamientos de flujo bien marcados, o inactivos, cuyo frente es suave.

De acuerdo con la distribución de la temperatura, los glaciares pueden ser clasificados en: *fríos*, *politermales* y *temperados* (PATTERSON, 1993). La distribución de la temperatura en un glaciar se encuentra determinada por varios procesos, entre los que se destacan: **a)** las variaciones estacionales de la temperatura del aire, que determinan la temperatura del hielo en la capa superficial de aproximadamente 15 m de espesor; **b)** el flujo de calor geotérmico y la fricción si el hielo se desliza, calientan o funden la base del glaciar; **c)** la deformación y en algunos casos el recongelamiento del agua de fusión, también elevan la temperatura en el interior de la masa de hielo.

Los procesos de conducción térmica del hielo, el movimiento del mismo y en algunos casos, el flujo de agua son los responsables de la transferencia de calor en el interior del glaciar.

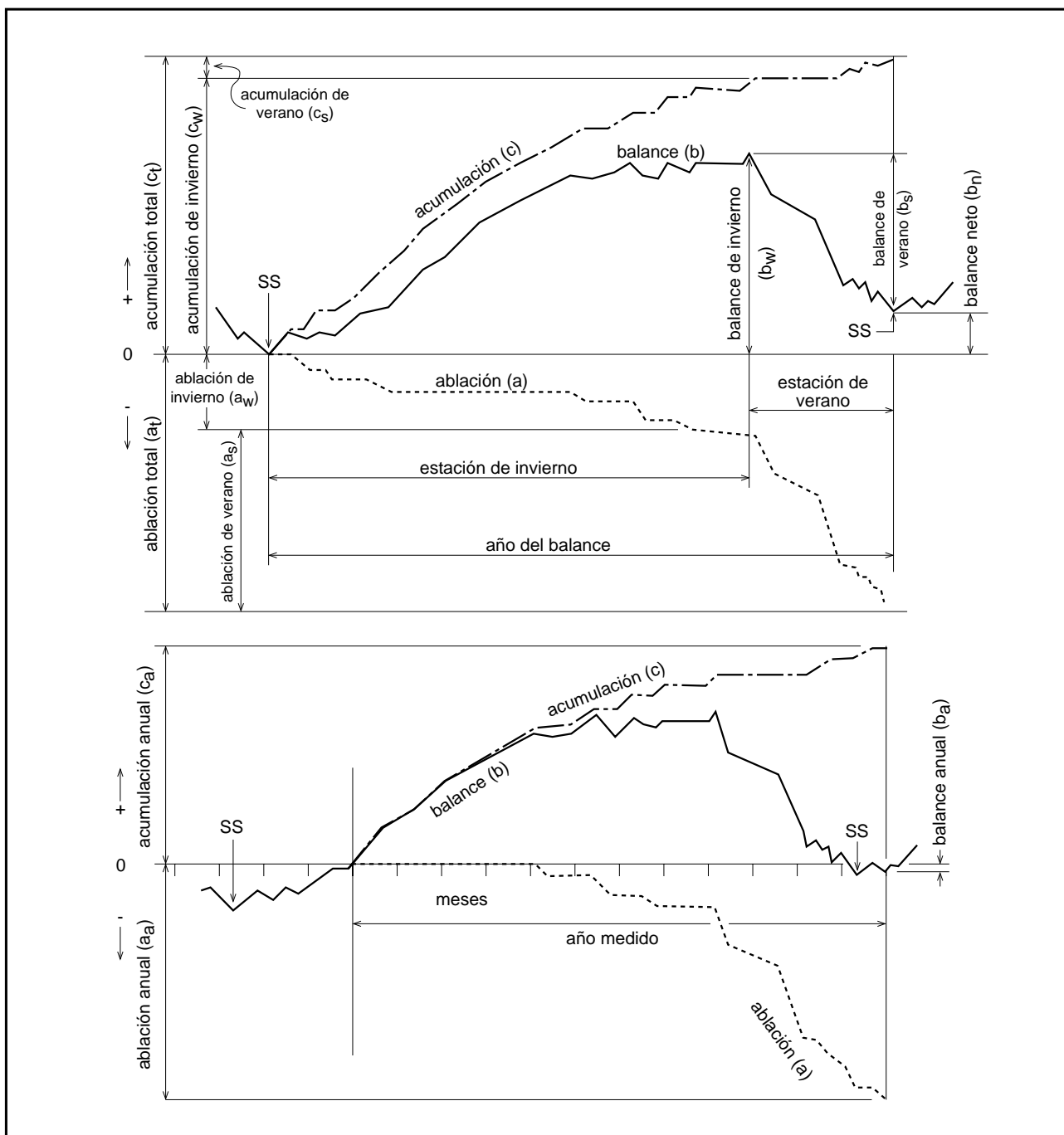


FIG. X-6: Términos del balance de masa medidos en un punto sobre el glaciar o casquete de hielo (según ØSTREM y BRUGMAN, 1991).

Como resultado de estos procesos, la distribución de la temperatura en el cuerpo del glaciar puede ser: **a)** toda la masa de hielo se encuentra por debajo del punto de fusión; **b)** la temperatura de fusión sólo es alcanzada en la base del glaciar; **c)** una capa de espesor finito se encuentra en el punto de fusión; **d)** toda la masa de hielo del glaciar está en el punto de fusión, excepto una capa superficial de unos 15 m de espesor, sujeta

a las variaciones estacionales de temperatura ambiente.

Se llaman *glaciares fríos* a aquellos que poseen una distribución de temperaturas del tipo **a** o **b**; un glaciar con distribución del tercer tipo **(c)**, se denomina *glaciar politérmico*; los glaciares que tienen una distribución de temperaturas próxima al punto de fusión en toda la masa del

glaciar, se llaman *glaciares temperados*. De acuerdo al tipo de glaciar, su dinámica es distinta como también lo son las diferentes formas y procesos de erosión que producen. Además, un mismo glaciar puede ser frío en una zona y temperado en otra.

Clasificación morfológica

Existen distintas clasificaciones morfológicas de cuerpos de hielo. La de mayor uso, es la definida por la Comisión Internacional sobre Hielo y Nieve (MÜLLER et al, 1977). Establece nueve categorías, e incluye información complementaria referentes a aspectos vinculados a la forma, características del frente, perfil longitudinal, zona de ablación y actividad del glaciar. Primariamente, las masas de hielo son clasificados en:

- 1 - *Hielo continental*: enormes plataformas de hielo de gran espesor, tamaño mayor a 50000 km², que forman una cobertura continua de hielo y nieve sobre la superficie terrestre. Se esparcen en todas direcciones y no se encuentran confinada por la topografía local; propios de Groenlandia y la Antártida.
- 2 - *Campo de hielo*: es un área extensa, más o menos horizontal, de menor tamaño que la anterior, cuyo espesor no es suficiente para enmascarar el relieve del basamento. En regiones montañosas, pueden ser un conjunto de glaciares interconectados; en los océanos, se presentan como plataformas de hielo flotantes.
- 3 - *Casquetes de hielo*: cubierta de hielo perenne, en forma de cúpula o vasija con flujo radial. Se localiza en las cumbres de macizos montañosos, cuyos picos no emergen de la cubierta de hielo. También, constituyen masas flotantes de hielo como algunas islas del Ártico.
- 4 - *Glaciar emisario o de descarga*: es un flujo de hielo proveniente de un casquete o campo de hielo. Se desplaza a través de un valle o sobre una trayectoria delimitada por rocas expuestas. La zona de alimentación no es claramente definida (**FIG. X-7**).
- 5 - *Glaciar de valle*: se trata de un glaciar propio de terrenos montañosos, y fluye a través de un valle hacia niveles inferiores, disminuyendo su tamaño hasta terminar en

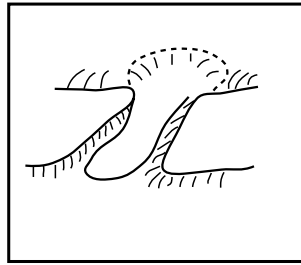


FIG. X-7:
Esquema de un
glaciar emisario.

un frente o morro. Posee una zona de alimentación bien definida.

- 6 - *Glaciar de montaña*: no tiene una forma definida; a veces es similar al anterior, pero mucho mas pequeño. Se localiza sobre la ladera. Se origina por acumulación de nieve sobre la ladera de una montaña, en un circo o nicho.
- 7 - *Glaciarete*: es una pequeña masa de hielo de forma indefinida, ubicada en una depresión o hueco de una pendiente, fondos de ríos o laderas protegidas. Se forma a partir del acarreo de nieve por el viento, avalanchas, o una fuerte acumulación nívea en pocos años. Generalmente, no posee un patrón de flujo visible, y la diferenciación con un campo de nieve no es clara.
- 8 - *Barrera de hielo (ice-shelf)*: grandes masas de hielo flotante de gran espesor, formado a lo largo de las costas polares y adheridos a ellas. La ablación, se produce por debajo por el contacto del agua dulce del hielo con el mar, con acumulación de nieve en la superficie. (**FIG. X-8**)
- 9 - *Glaciar de escombros*: es un cuerpo de hielo y detritos angulosos de rocas, que se mueven lentamente pendiente abajo. Se tratan de cuerpos pequeños, agrupados en dos tipos: **a)** glaciares de escombros con núcleos de hielo, o hielo masivo cubierto de detritos; **b)** glaciares de escombros originados a partir de avalanchas de nieve y detrito, con hielo intersticial.

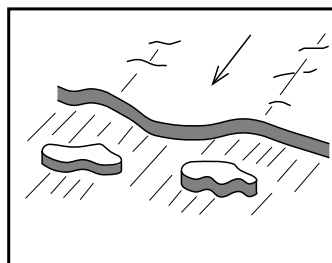


FIG. X-8:
Esquema de
una barrera de
hielo (ice-shelf).

En función de la forma del glaciar, se pueden distinguir distintos tipos: *complejos*: conformados por dos o más cuencas de alimentación, cuyos efluentes confluyen en una corriente de hielo; *compuestos*: dos o más áreas de alimentación unidas, que forman una sola corriente de flujo; *sencillos*: una sola área de alimentación (**FIG. X-9**); *circo*: la masa de hielo sobre una ladera o flanco de montaña, ocupa una depresión de forma semicircular con paredes abruptas; *nicho*: cuando un glaciar se localiza en las depresiones de una ladera en forma de V poco pronunciadas (**FIG. X-10**); *cráter*: glaciar formado sobre el cráter de un volcán; *placa de hielo* (*ice apron*): delgada masa de hielo de forma irregular, localizada sobre la pendiente de una montaña; *en grupo*: un número de masas de hielo próximas entre sí, muy pequeñas para ser reconocidas individualmente; *remanente o hielo muerto*: pequeña e inactiva masa de hielo remanente, aislada, debido al retroceso de un glaciar (ARMSTRONG et al, 1973).

De acuerdo a las características del frente o morro, se presentan distintos tipos: *de piedemonte*: cuando la alimentación es importante, el glaciar se puede expandir lateralmente fuera de los límites de la montaña y

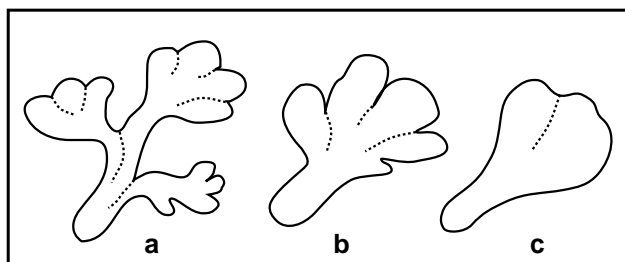


FIG. X-9: Clasificación de un glaciar en función del área de alimentación (esquema): **a)** glaciar complejo; **b)** glaciar compuesto; **c)** glaciar simple.

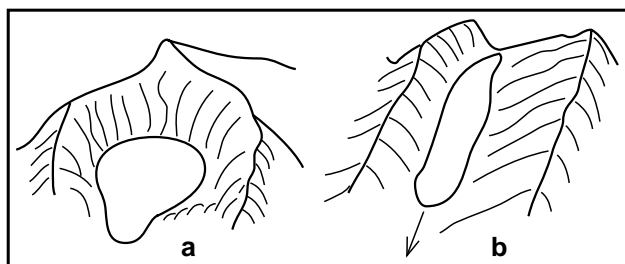


FIG. X-10: Localización de un glaciar sobre la ladera de una montaña (esquema): **a)** glaciar de circo; **b)** glaciar de nicho.

alcanzar las tierras bajas de piedemonte, incluso los distintos lóbulos pueden encontrarse en coalescencia; *de pie expandido*: cuando la porción inferior del glaciar abandona el confinamiento del valle, se expande lateralmente, aunque en menor medida que el anterior, y el frente forma un abanico de hielo sobre el piedemonte; *lobulado*: forma de lengua que desborda de un campo o casquete de hielo; *con desprendimiento de témpanos* (*calving*): cuando el frente del glaciar se encuentra suficientemente extendido dentro del mar o lago, y produce el desprendimiento de témpanos; *confluente*: encuentro de dos lenguas de glaciares que fluyen paralelamente sin unirse en una (**FIG. X-11**).

También, del análisis del perfil longitudinal de un glaciar se desprende que este puede fluir sin interrupciones (*glaciar regular o continuo*), terminar en el borde de un acantilado (*glaciar colgante*), desplazarse sobre un basamento que presente una serie de caídas o saltos (*glaciar en cascada*), encontrarse separado por un escarpe y reconstituido después de él (*glaciar interrumpido*), o al fluir sobre una fuerte pendiente, se fractura el hielo del cual se desprenden seracs (*cascada de hielo*). Es conveniente destacar, que un glaciar colgante se desarrolla en plena zona de alimentación, y la ablación se produce por desprendimientos de seracs. En todos los casos los seracs pueden, al

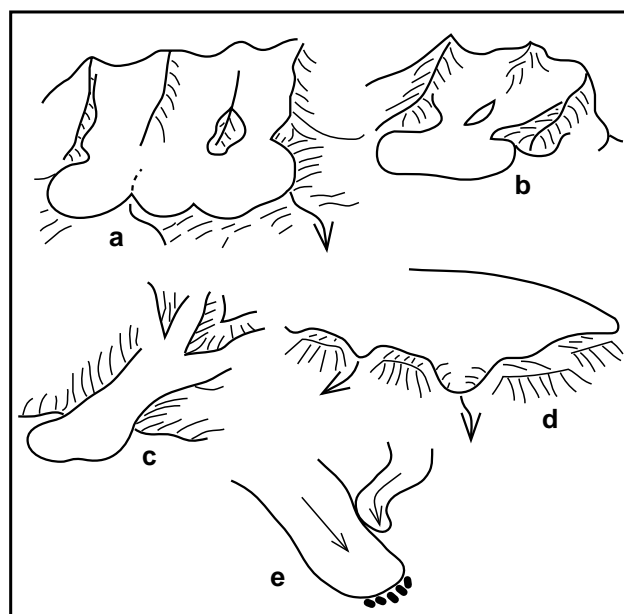


FIG. X-11: Distintos tipos de frente o morro glaciar: **a)** y **b)** glaciar de piedemonte; **c)** glaciar de pie expandido; **d)** glaciar lobulado; **e)** glaciar confluente.

llegar más abajo, fusionarse y formar un nuevo glaciar continuo, denominado *glaciar regenerado* o *reconstituido*.

Clasificación climática

La clasificación climática se basa en dos características principales (LLIBOUTRY, 1973). Una de ellas es el *coeficiente de actividad*, que es la variación del balance de masas en la vecindad de la línea de equilibrio, que cuando más fuerte es, más tiene un glaciar que evacuar el exceso de precipitación sólida de las partes altas a las bajas, es decir, es más activo. La otra característica es el *régimen*, definido como la suma de la alimentación y ablación; este valor es más alto, cuando más marcadas son las estaciones de acumulación y ablación. La clasificación, distingue siete grandes categorías, que se detalla a continuación.

A. Glaciares templados tropicales (muy fuerte actividad)

A.1. Tipo ecuatorial: Precipitaciones durante todo el año, disminuyendo con la altitud y línea de equilibrio entre 4400 a 4700 msnm. Se presentan en algunos volcanes de Ecuador, montes *Carstenz* (Nueva Guinea), *Ruwenzori* (Uganda) y *Monte Kenya* (Kenya).

A.2. Tipo peruano: Con una estación seca, de duración y ocurrencia variable según la localidad, y precipitaciones crecientes con la altura. En Colombia, la estación seca se presenta durante los meses de noviembre a marzo, y la línea de equilibrio se encuentra entre los 4800 a 5100 msnm. Ejemplos de este tipo de glaciares se lo encuentra en *Sierra Nevada de Santa Marta*, sierras del *Couy* y *Cordillera Central* colombiana. En Perú y Bolivia, la temporada seca ocurre durante los meses invernales de mayo a agosto, y la línea de equilibrio se encuentra a una altura de 5300 a 5500 msnm. La mayoría de los sistemas montañosos peruanos y boliviano muestran este tipo de glaciar. Es conveniente destacar, que la temporada seca, no significa ausencia absoluta de precipitaciones, sino que comparativamente con el resto de los meses, las precipitaciones son muy bajas.

A.3. Tipo himalayo: presenta precipitaciones de carácter monzónico en verano, disminuyendo mucho hacia el interior del macizo montañoso himalayo.

B. Glaciares fríos subtropicales (actividad y régimen pequeños)

B.1. Tipo sumamente árido: manchones de hielo o nieve con penitentes prolongados por una pequeña corriente de agua que se congela; se los localiza a los 6000 msnm entre los paralelos de 18° y 29° de latitud Sur. La alimentación es muy irregular y no ocurre en todos los años.

B.2. Tipo santiaguino: veranos absolutamente secos, con muchas cumbres sin nieve, con glaciares en los altos valles, penitentes, y línea de equilibrio entre 4000 y 5300 msnm. Son propios de la cordillera de los Andes, entre 29° y 35° de latitud Sur, *Kilimanjaro* (Tanzania), monte *Ararat* (Turquía), montes *Alam-Kuh* y *Damavend* (Irán) y cadena del *Indukuch* (Afganistán y Paquistán).

B.3. Tipo mejicano: precipitaciones de invierno y verano, con penitentes durante la primavera. Se presenta en los volcanes más altos de México.

B.4. Tipo de Asia Central: precipitaciones débiles todo el año, con un máximo en primavera o verano y línea de equilibrio entre 4000 y 5200 msnm.

C. Glaciares templados de latitudes medias (a veces llamados tipos marítimos, siendo el B.4. de tipo continental)

C.1. Tipo Karakorum: glaciares muy largos y línea de equilibrio entre 4800 a 5400 msnm. Se los encuentra en Asia Central.

C.2. Tipo alpino: la línea de equilibrio se encuentra entre 1800 a 3800 msnm. Propios de la regiones europeas del *Cáucaso*, *Alpes* y *Pirineos*; en las montañas *Rocallosas* de EE.UU. y Canadá; también en el hemisferio sur se los encuentra en la cordillera de los *Andes*, entre los paralelos 35° y 41° de latitud sur y en algunas montañas del sur de Nueva Zelanda.

C.4. Tipo alaskiano: línea de equilibrio entre 600 y 1800 msnm, aunque pueden alcanzar el océano o lago. Se los encuentra en Alaska, Columbia canadiense, Patagonia, Tierra del Fuego, Islandia y Escandinavia.

D. Glaciares fríos del Artico

D.1. Tipo siberiano: clima muy continental y precipitaciones moderadas todo el año.

D.2. Tipo ártico seco: se los encuentra al noroeste del archipiélago canadiense, norte y este de Groenlandia, Svalbard, archipiélago Francisco José y Severnaya Zembla (mar Artico).

D.3. Tipo ártico húmedo: se localizan alrededor del mar de Baffin (Canadá), oeste de las islas Spitzberg, Novaya Zembla norte.

D.4. Indlandsis de Groenlandia: Ocupa aproximadamente el 30% de su territorio, donde no existe fusión.

E. Glaciares subantárticos

Precipitaciones importantes en todas las estaciones. Glaciares fríos en la partes altas y temperados en las bajas. Este tipo de glaciares se los encuentra en las islas subantárticas y en la parte norte de la Península Antártica.

F. Antártida

Excluyen la parte norte de la Península, tan solo 40 km² de la superficie total del continente se encuentra libre de hielo. No existe fusión, salvo en una estrecha franja de 10 a 100 km de ancho a lo largo del costa.

G. Shelves (barreras de hielo)

Masas de hielos flotantes, descriptas anteriormente. Se localizan alrededor del continente antártico.

Inventario de glaciares

El **CUADRO X-2**, muestra un resumen de la información recopilada por el *World Glacier Monitoring Service* referente a la superficie englazada del Planeta ((HAEBERLI et al, 1989). Las grandes masas de hielo continental de la Antártida (85.7%) y Groenlandia (10.9%),

representan el 96.6% del área total. Del remanente (3.4%, aproximadamente 500000 km²), cerca de dos tercios (2.1%) corresponden a casquetes de hielo de altas latitudes y solamente 1.3% se trata de glaciares de montaña, vinculados con el desarrollo de las actividades humanas de las medias y bajas latitudes.

Excluyendo los hielos continentales antárticos y árticos, el 50.3% de los pequeños casquetes de hielo y glaciares de montaña se encuentran en América del Norte (36.6% en Canadá y 13.7% en Alaska y EE.UU.), 43.6% en Eurasia (entre las superficies más importantes figuran: 14.1% ex URSS, 10.3% China, 7.3% Pakistan e India y 6.7% en el archipiélago Svalbard), 4.7% en América del Sur (especialmente en los campos de hielo de Tierra del Fuego y Patagonia, con un 3.9%), 1.4% en Nueva Zelanda e islas subantárticas y 0.002% en Africa.

CUADRO X-2
Superficie englazada del Planeta

territorio	superficie [km²]
<u>América del Sur</u>	25 908
Tierra del Fuego y Patagonia	21 200
Argentina (norte 47° 30' S)	1 385
Chile (norte 46° S)	743
Bolivia	566
Perú	1 780
Ecuador	120
Colombia	111
Venezuela	3
<u>América del Norte</u>	276 100
México	11
EE.UU. (incluyendo Alaska)	75 283
Canadá	200 806
<u>Groenlandia</u>	1 726 400
<u>Africa</u>	10
<u>Europa</u>	53967
Islandia	11 260
Svalbard (Noruega)	36 612
Escandinavia (incluye archipiélago Jan Mayen)	3 174
Alpes	2 909
Pinreos	12

CUADRO X-2
Continuación

territorio	superficie [km²]
<u>Asia</u>	185 211
Ex URSS	77 223
Turquía, Irán y Afganistán	4 000
Pakistan e India	40 000
Nepal y Butan	7 500
China	56 481
Indonesia	7
<u>Nueva Zelanda e islas Subantárticas</u>	7 860
Nueva Zelanda	860
Islas Subantárticas	7 000
<u>Antártida</u>	13 586 310
<i>TOTAL</i>	15 861 766

FUENTE: *World Glacier Inventory.*
Status 1988, HAEBERLI et al, 1989.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- AyE (1970) **Resumen de la estadística hidrológica hasta 1967** Buenos Aires.
- AMBACH, W. (1973) **Physical properties on snow and ice. A review** En: UNESCO (ed.), Hidrología de Nieves y Hielos en America Latina. Notas de clases del Curso Regional de Formación en Hidrología de Nieves y Hielos. Montevideo. UNESCO, Oficina de Ciencias para América Latina.
- ANDRE, Henri; MAUDINET, Michael; MAZERAN, George and RICHER, Claude (1976) **Hydrométrie pratique des cours d'eau** Paris, Eyrolles. (Collection de la Direction des Etudes et Recherches D'électricité de France).
- ARMSTRONG, Terence; ROBERTS, Brian and SWITHINBANK, Charles (1973) **Illustrated glossary of snow and ice** Cambridge, Scott Polar Research Institute.
- ARRUDA BERTONI, José Eduardo (1991) **Manejo florestal de bacías hidrográficas** En: Curso Internacional sobre Manejo de Bacías Hidrográficas na Area Florestal, II. Sao Paulo, oct.-nov., 1991.
- BADER, H.; HAEFELI, R.; BUCHER, E.; NEHER, J.; ECKEL, O. and THAMS, C. (1954) **Snow and its metamorphism** Illinois, U.S. Army. Corps of Engineers. Snow, Ice and Permafrost Research Establishment. (Traducción, 14).
- BAVER, L.E.; GARDNER, W.R. and GARDNER, W. (1973) **Física de suelos** México, Utethea.
- BIELSA, Lidia (1972) **Fuentes naturales de agua** En: Hidroquímica. Teoría. Santa Fe, Universidad Nacional del Litoral. Departamento de Hidrología General y Aplicada.
- BIROT, Pierre (1962) **Tratado de Geografía Física General** Barcelona, Vicens-Vives.
- BRUCE, J.P. and CLARK, R.H. (1969) **Introduction to hydrometeorology** Oxford, Pergamon.
- BRUNIARD, Enrique D. (1992) **Hidrografía. Procesos y tipos de escurrimientos superficial**, con la colab. de Clelia O. Moro, Juan A. Alberto y Daniel González. Buenos Aires, CEYNE. (Colección Geográfica, dir. Ricardo Capitanelli, vol. 4).
- BUK, Enrique (1983) **Glaciares de escombros y su significancia hidrológica** En: Reunión Grupo Periglacial Argentino, I. Actas. Mendoza. Anales 83, N° 5, pp: 22-38.
- CASTAGNY, G (1971) **Tratado práctico de las aguas subterráneas** Barcelona, Omega.

- CEPAL-CFI (1969) **Hidrología** En: Luis Martín Concueras (coord.) Los recursos hidráulicos de Argentina. Análisis y programación tentativa de su desarrollo. Buenos Aires. T. 2; Cap. 3, pp: 71-136.
- COPADE (1980) **La provincia del Neuquén. Aspectos geográficos, situación económica y posibilidades de desarrollo** Neuquén.
- CORTE, Arturo (1976) **Rock glaciers** *Biuletyn Peryglacjalny*, N° 1, pp: 157-197.
- CUSTODIO, Emilio (1976) **Hidrología subterránea** Barcelona, Omega.
- DERRUAU, Max (1966) **Geomorfología** Barcelona, Ariel.
- DE MARTONNE, Emanuel (1964) **Tratado de geografía física** Barcelona, Juventud.
- DOCHAUFOR, P. (1978) **Manual de edafología** Barcelona, Toray-Masson.
- DURIGAN, Giselda (1991) **Recomposição da cobertura florestal em bacias hidrográficas** En: Curso Internacional sobre Manejo de Bacias Hidrográficas na Area Florestal, II. Sao Paulo, oct.-nov., 1991.
- EAGLAND, Donald (1990) **La estructura del agua** *Mundo Científico*, vol. 10, N° 104, pp: 736-742.
- EAGLESON, Peter (1974) **Dynamic hydrology** New York, McGraw-Hill.
- ESPIZUA, Lydia (1980) **Guide for compilation and assemblage of data for a glacier inventory of the República Argentina. Uncovered glaciers, ice-cored moraines and rock glaciers** Mendoza, IANIGLA (Informe interno).
- ESPIZUA, Lydia y AGUADO, Carlos (1984) **Inventario de glaciares y morenas entre los 29° y 35° sur. Argentina** En: Jornadas de Hidrología de Nieves y Hielo en América del Sur. Santiago, Chile, Programa Hidrológico Internacional. Vol.I, pp: 7.1-7.17.
- FERNANDEZ, Pedro; FORNERO, Luis; DELGADO, Silvia; FERNANDEZ, José; MAZA, Jorge y BUK, Enrique (1978) **Modelo matemático de lluvia-escorrentía para cálculos hidrológicos de crecientes en cuencas pluviales. Manual de usuario** Mendoza, INCYTH. Centro Regional Andino.
- FERNANDEZ, Pedro (dir.) (1995) **Investigaciones en hidrología de montaña y urbana en Mendoza y desarrollo de sistemas operativos de hidrología en tiempo real. Informe preliminar** Mendoza, INCYTH. Centro Regional Andino.
- FERRER VELIZ, Heriberto (1985) **Cuencas. Aproximación al análisis de los sistemas hidrográficos** Barquisimeto, Fondo Ed. Ecosmos.
- FERTTONANI, Mario (1973) **Algunas observaciones de interés práctico sobre la dinámica de ríos y quebradas** Santa Fe, INCYTH. Centro Regional Litoral. (inédito).
- FIGUEROA SANDOVAL, Benjamin (1981) **Curso de física de suelos** Chapingo, Universidad Autónoma de Chapingo. Departamento de Suelos. (Publicación interna).
- FOTH, H.D. (1985) **Fundamentos de la ciencias del suelo** México, CECSA.
- GANDOLY BERNASCONI, Wilians (comp.) (1982) **Física de suelos. Fase sólida** Chapingo, Universidad Autónoma de Chapingo. Departamento de Suelos. Area de Manejo de Suelos y Aguas. (Publicación interna).

- GRAY, Donald M. (ed) (1973) **Handbook on the Principles of Hydrology. A General Text with Special Emphasis on Canadian Conditions** New York, Water Information Center.
- GREGORY, K.J. and WALLING, D.E. (1973) **Drainage Basin. Form and Process. A geomorphological approach** Kent, Arnold.
- GREGORY, K.J. and WALLING, D.E. (1979) **Man and environmental processes. A Physical Geography perspective** London, Dawson.
- HAEBERLI, W.; BOSCH, H.; SCHERLER, K.; OSTREM, C. and WALLEN, C. (1989) **World Glacier Inventory. Status 1988** Ginebra, IAHS-GEMS-UNEP-UNESCO.
- HERAS, Rafael (1972) **Métodos prácticos para el estudio de aguas superficiales y subterráneas** Madrid, Dirección General de Obras Hidráulicas. Centro de Estudios Hidrográficos.
- (1976) **Hidrología y recursos hidráulicos** Madrid, Dirección General de Obras Hidráulicas. Centro de Estudios Hidrográficos.
- (1979) **Metodología y normas de cálculo de crecidas de proyecto** Madrid, Dirección General de Obras Hidráulicas. Centro de Estudios Hidrográficos. Escuela de Hidrología y Recursos Hidráulicos.
- HILLEL, Daniel (1971) **Soil and water physical principles and processes** New York, Academic Press.
- HONG-HSI HSU (1970) **Hidrología del valle de Tulum, provincia de San Juan** San Juan, CFI-UNEP.
- HUSCHKE, Ralph (ed.) (1980) **Glossary of Meteorology** Boston, American Meteorological Society.
- INCYTH-CIHE (1994) **Balance hídrico de la República Argentina. Memoria descriptiva** Ezeiza, Programa Hidrológico Internacional (PHI).
- KAWAI, E (1991) **Contencão de encostas** En: Curso Internacional sobre Manejo de Bacias Hidrográficas na Area Florestal, II. Sao Paulo, oct.-nov., 1991.
- LASSO, Raul y HERRERA, Lorenza (1982) **Estimación de la evapotranspiración potencial y balances hídricos de la provincia de La Rioja** La Rioja, Universidad Provincial de La Rioja. Departamento de Investigación. Instituto de Investigaciones de la Realidad Riojana.
- LEEDEN, Frits van der (1975) **Water resources of the world. Selected statistics** New York. Water Information Center.
- LEIVA, Juan Carlos; CABRERA, Gabriel and LENZANO, Luis (1986) **Glacier mass balances in the Cajon del Rubio, Andes Centrales Argentinos** Cold Regions Science and Technology, vol. 13, pp: 83-90.
- LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. and MILLER, J.P. (1964) **Fluvial processes in hydrology** San Francisco, Freeman.
- LIMA, Walter de Paula (1986) **Princípios de hidrologia florestal para o manejo de bacias hidrográficas** Piracicaba, Universidade de Sao Paulo. E.S.A. Luiz de Queiroz. Departamento de Silvicultura. Curso de Engenharia Florestal.
- LINSLEY, Ray K.; KHOLER, Max A.; and PAULUS, Joseph L.H. (1977) **Hidrología para ingenieros** Bogotá, McGraw-Hill Latinoamericana.

- LOPEZ CADENAS DE LLANO, F. y BLANCO CRIADO, M. (1978) **Hidrología forestal** Madrid, Escuela Técnica Superior de Ingeniería en Montes.
- LLIBOUTRY, Luis (1956) **Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de glaciología** Santiago, Chile, Universidad de Chile.
- (1964) **Traité de glaciologie** Paris, Masson.
- (1973) **Tipos de glaciares** Montevideo. En: UNESCO (ed.), Hidrología de Nieves y Hielos en America Latina. Notas de clases del Curso Regional de Formación en Hidrología de Nieves y Hielos. Montevideo. UNESCO, Oficina de Ciencias para América Latina.
- MARCONI PFEIFER, Rui (1991) **Classificação e mapeamento de solos** En: Curso Internacional sobre Manejo de Bacias Hidrográficas na Area Florestal, II. Sao Paulo, oct.-nov., 1991.
- MARTINEZ BELTRAN, Julián (1986) **Drenaje Agrícola. Volumen I** Madrid, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Instituto Nacional de Reforma Agraria y Desarrollo Rural (Ingeniería Rural y Desarrollo Agrario. Manual Técnico, 5).
- MEIER, Mark (1972) **Hydraulics and hydrology of glaciers** En: Symposium on The role on snow and ice in hydrology Proceedings. Banff, IAHS. vol.1; t.1, pp: 353-370. (Publication,107)
- MOORE, G.W. (1978) **Dictionary of Geography. Definitions and Explanation of Terms used in Physical Geography** New York, Harper & Row.
- MULLER, F.; CAFLISCH, T. and MULLER, G. (1977) **Instructions for Compilation and Assemblage of Data for World Glacier Inventory** Zurich, ICSI-UNESCO. Swiss Federal Institute of Technology. Departament of Geography.
- NEW ENCYCLOPAEDIA BRITANNICA (1974) **Hydrologic sciences** T. 9, pp: 116-125.
- NEW ENCYCLOPAEDIA BRITANNICA (1974) **Snow and snowflakes** T. 16, pp: 910-914.
- NORERO, Aldo (1974) **El agua y el aire en el suelo. Relaciones físicas básicas** Mérida, CIDIAT (Suelos y Clima. Material de Enseñanza, SC-32).
- OGALLO, L.A (1994) **Sequía y desertización: una visión general** Boletín de la Organización Meteorológica Mundial, vol. 43, Nº 1, pp: 18-22.
- OMONT, Alain and BERTREAU, Jean Loup (1990) **El agua en el cosmos** Mundo Científico, vol. 10, Nº 104, pp: 744-750.
- OMM (1971) **La meteorología y el medio ambiente humano** Ginebra. (Publicación, 133).
- OMM-PHC (1977) **Manual de instrucciones. Estudios hidrológicos** Managua, Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo. (Publicación, 14).
- ORTIZ MALDONADO, Alberto (1972) **Balances hidrológicos de la zona Norte de la provincia de Mendoza** San Juan, CRAS. (Publicación, 012).
- ORTIZ SOLORIO, Carlos y CUANALO DE LA CERDA, Heriberto (1981) **Introducción a los levantamientos de suelos** Chapingo, Colegio de Postgraduados. Centro de Edafología.
- OSBORN, H.; LANE, L.; RICHARDSON, C. and MOINAU, M. (1982) **Precipitation** En: HANN, C.T. et al (ed.) Hydrologic modeling of small watersheds. St. Joseph, ASAE. (Monograph, 5; chap., 3, pp: 81-118).

- ØSTREM, G. and BRUGMAN, M. (1991) **Glacier mass-balance measurements. A manual for field and office work** Canadá, National Hydrology Research Institute. (Science Report, 4).
- PALESE de TORRES, Ana (1958) **Hidrografía** En: DIFRIERI, Horacio A. (ed.) La Argentina Suma de Geografía. Buenos Aires, Peuser. (T. II; cap., II, pp: 187-388).
- PATERSON, W.S.B (1994) **The physics of glacier** London, Pergamon.
- PICATTO, Hector (1977) **Hidrometría** En: Curso de Capacitación en Técnicas de Mediciones Hidrológicas y Tratamiento de Datos, I. Villa Carlos Paz, UNL-INCYTH.
- PIEYNS, Serge y SEHMI, Naginder (1995) **Sistema de vigilancia de los recursos hídricos del mar de Aral** Boletín de la Organización Meteorológica Mundial, vol. 44, N° 1, pp: 64-66.
- PINTO PEIXOTO, José y OORT, Abraham H. (1990) **El ciclo del agua y el clima** Mundo Científico, vol. 10, N° 104, pp: 728-735.
- POPOLIZIO, Eliseo (1970) **Mapeo geológico**. En: Guía de trabajos prácticos de geología para ingenieros. Rosario, Universidad Nacional de Rosario. Instituto de Fisiografía y Geología. (cap. 3).
- POLANSKI, Jorge (1974) **Geografía física general** Buenos Aires, Eudeba.
- PRM-IANIGLA (1996) **Información climatológica, estación CRICYT** En: Programa Regional de Meteorología. Mendoza, Convenio CONICET-Gob. de Mendoza. (comunicación personal).
- QUINTELA, Roberto (1977) **La evaporación en zonas áridas de la República Argentina** Buenos Aires, Fuerza Aérea Argentina. Comando de Regiones Aéreas. SMN. (Serie B, 17).
- REMENEIRAS, G. (1974) **Tratado de hidrología aplicada**. Barcelona, Ed. Técnicos Asociados.
- SMN (1957) **Instrucciones nivológicas** Buenos Aires, Ministerio de Aeronáutica. (Publicación A₂, 1).
- (1970) **Contribución al conocimiento del régimen de evaporación en la República Argentina** Buenos Aires, Fuerza Aérea Argentina. Comando de Regiones Aéreas.
- (1970) **Estadísticas meteorológicas 1961-1970** Buenos Aires, Fuerza Aérea Argentina. Comando de Regiones Aéreas. (Serie B, 31).
- (1986) **Estadísticas meteorológicas 1971-1980** Buenos Aires, Fuerza Aérea Argentina. Comando de Regiones Aéreas. (Estadística, 36).
- SHUH-SHIAW LO (1992) **Glossary of hydrology** Taipei,
- SKAGGS, R. W. and KHALEEL, R. (1982) **Infiltration** En: HANN, C.T. et al (ed.) Hydrologic modeling of small watersheds. St. Joseph, ASAE. (Monograph, 5; chap., 5, pp: 121-166).
- SOKOLOV, A.A. y CHAPMAN, T.G. (1981) **Métodos de cálculo del balance hídrico. Guía internacional de investigación y métodos** Versión española de Rafael Heras. Madrid, UNESCO. Instituto de Hidrología de España.
- SORIANO ARCOVA, Francisco (1991) **Interceptação** En: Curso Internacional sobre Manejo de Bacias Hidrográficas na Area Florestal, II. Sao Paulo, oct.-nov., 1991.
- SOUZA PINTO, Nelson; TATIT HOLTZ, Antonio; MARTINS, José y SIBUT GOMIDE, Francisco (1976) **Hidrología básica** Sao Paulo, Edgard Blucher.

- STRALHER, Arthur (1974) **Geografía física** Barcelona, Omega.
- Symposium on Flash Flood** (1974) Proceedings. Paris, IAHS. (Publication, 112).
- SZEKELY, Francisco (comp.) (1978) **Medio ambiente en México y América Latina** México, Nueva Imagen. (Ecología y Sociedad).
- THORNTHWAITE, C.D. y MATHER, J.R. (1967) **Instrucciones y tablas para el cómputo de la evapotranspiración potencial y el balance hídrico** Buenos Aires, INTA-Instituto de Suelos y Agrotecnia. (Tirada Interna, 46).
- TODD, David (1970) **The water encyclopedia. A compendium of useful information on water resources** New York, Water Information Center.
- UNESCO-IASH-WMO (1970) **Seasonal snow cover. A guide for measurement compilation and assemblage of data** Paris.
- UNESCO-ROSTLAC (1986) **Agua, vida y desarrollo. Manual de uso y conservación del agua en zonas rurales de América Latina y el Caribe** Montevideo, Proyecto Regional Mayor para la Utilización y Conservación de los Recursos Hídricos en Areas Rurales de America Latina y el Caribe. (Proyecto D4-PRM).
- USDI (1970) **Proyecto de presas pequeñas** Madrid, Dossat.
- USSR NATIONAL COMMITTEE FOR THE INTERNATIONAL HYDROLOGICAL DECADE (1978) **World water balance and water resources of the earth** Paris, UNESCO. (Studies and Reports in Hydrology, 25).
- VENTE CHOW (ed.) (1964) **Handbook of applied hydrology. As compendium of water-resources technology** New York, McGraw-Hill.
- VENTE CHOW; MAIDMENT, David R. y MAYS, Larry W. (1994) **Hidrología Aplicada** Bogotá, McGraw-Hill Interamericana.
- VICH, Alberto I.J (1984) **Ajuste de modelos hidrológicos (sedimentación) en Divisadero Largo (Mendoza)** Mendoza, CONICET-IADIZA. (Informe Final, Beca de Perfeccionamiento en Investigación).
- (1984) **Determinación y análisis de parámetros morfométricos de la cuenca del torrente Divisadero Largo** En: Simposio de Erosión y Sedimentación. Mendoza, ago., 1984.
- (1985) **Modelo de simulación del balance de aguas y producción de sedimentos a nivel de parcelas** Tesis para obtener el grado de Maestría en Ciencias, especialidad en Edafología. Chapingo, Colegio de Postgraduados.
- VICH, Alberto I.J.; NAVE, Marcela y PEDRANI, Armando (1996) **Ajuste y comparación de modelos de infiltración con lluvia simulada en el piedemonte árido de Mendoza (Argentina)** En: Congreso Internacional de Ciencias de la Tierra, IV. Santiago, Chile, ago., 1996.
- WALLACE, J.S (1994) **Procesos hidrológicos y degradación de las tierras secas** Boletín de la Organización Meteorológica Mundial, vol. 43, N° 1, pp: 22-28.
- WHITOW, John B. (1980) **Diccionario de Geografía Física** Madrid, Alianza.