

Basile, Pedro Abel (2017). *Mediciones Hidrológicas*. Capítulo II, pp. 19-46; en libro "Hidrología: Procesos y Métodos", Cuarta Edición, 263 p., ISBN 978-987-702-214-8, UNR Editora, 2017; Orsolini, Hugo; Zimmermann, Erik y Basile, Pedro Abel (Org.).

CAPÍTULO II

MEDICIONES HIDROLÓGICAS

Pedro A. Basile

II.1 INTRODUCCIÓN

El proyecto de una obra hidráulica para el control y/o aprovechamiento de un curso de agua tiene origen en un estudio que comprende diferentes aspectos de naturaleza hidrológica e hidráulica. La fuente de los datos a utilizar para encuadrar dichos aspectos está representada por la medición sistemática de las variables que describen el ciclo hidrológico.

Por lo tanto, las mediciones hidrológicas se realizan con el objetivo de cuantificar las variables dominantes que intervienen en los procesos hidrológicos y son esenciales en numerosos proyectos de ingeniería referidos al control, aprovechamiento, preservación y gestión de los recursos hídricos de un territorio. Además, dichas mediciones son fundamentales en las investigaciones que se desarrollan con el objetivo de incrementar el conocimiento de la dinámica de los procesos hidrológicos.

La precipitación origina la fase terrestre del ciclo hidrológico y puede considerarse como una variable aleatoria (ver Capítulo IX) función del espacio y del tiempo. Resulta por lo tanto válido asignar a los caudales, niveles hidrométricos y demás variables relacionadas con la precipitación, el carácter de variables aleatorias.

Los caudales y los niveles hidrométricos representan las variables principales a considerar cuando se aborda el proyecto de una obra hidráulica, ya que del conocimiento de sus valores, frecuencias, etc., se derivan los criterios para asignar a las obras las dimensiones necesarias para el control y la regulación del flujo hídrico. Sin embargo, existen situaciones en las cuales no es posible contar con el producto final (por ejemplo los caudales) del proceso hidrológico que tiene origen en las precipitaciones. Si estas últimas han sido registradas en el área de interés es posible obtener información sobre los caudales partiendo del origen, es decir las precipitaciones, a través de un proceso conocido como transformación lluvia-caudal. Tal proceso es abordable en la actualidad, con diferentes grados de detalle y sofisticación, mediante modelos matemáticos que simulan numéricamente el fenómeno.

Actualmente es posible recolectar y almacenar una gran cantidad de información hidrológica en computadoras y tenerla disponible para su utilización. Por otra parte, el rápido crecimiento de la tecnología informática y los avances en electrónica han permitido que los datos hidrometeorológicos puedan ser medidos, adquiridos y transmitidos a distancia al mismo tiempo que ocurre el evento. Esto último, en conjunción con la implementación de modelos matemáticos apropiados, adquiere una enorme importancia en la predicción de crecidas en tiempo real y en las alertas tempranas de inundaciones, como así también en la determinación de las políticas de erogación para la optimización de la gestión de sistemas de embalses.

II.2 CONSIDERACIONES GENERALES

Los procesos hidrológicos varían en el tiempo y en el espacio, los mismos son medidos usualmente como muestras puntuales, es decir, las mediciones se realizan a través del tiempo en estaciones, oportunamente equipadas, ubicadas en puntos fijos del espacio. Por ejemplo, la lluvia en una cuenca presenta generalmente una distribución espacial no uniforme, pero un pluviógrafo registra la evolución temporal (intra e inter tormentas) de la lluvia caída en un punto específico de la cuenca. La información resultante constituye una serie de tiempo, la cual puede ser analizada estadísticamente. Asimismo, el nivel de la superficie del agua se registra sistemáticamente en una determinada sección de un río a intervalos de tiempo discretos. Es decir, cada variable hidrológica tiene significado si a su magnitud se le asocia necesariamente una referencia espacial y temporal.

Las mediciones no están obviamente libres de errores, algunos de tipo *instrumental*, los cuales son intrínsecos al aparato utilizado (declarados o no por el constructor), otros de *implementación*, como por ejemplo, cuando el instrumento está mal posicionado, mal montado, mal conectado o es inadecuado para el fenómeno que se entiende medir y otros de *operación*, como errores de registro, de transmisión y traducción. Factores externos tales como viento, vibraciones, etc., también pueden afectar las mediciones. Los errores instrumentales y de implementación afectan en forma sistemática cada medición, razón por la cual se los denomina errores sistemáticos. Mientras los errores de operación y los debidos a factores externos presentan un carácter aleatorio y se los denomina errores accidentales.

A los instrumentos utilizados en campo para la cuantificación de variables hidrológicas, no se les requiere generalmente una precisión extremadamente elevada, en cambio es necesario que presenten simplicidad de empleo, escasa manutenzione, comportamiento constante en el tiempo, funcionamiento seguro en condiciones ambientales extremas y posibilidad de adquisición y transmisión de datos a distancia. Por el contrario, los instrumentos utilizados en laboratorio para el desarrollo de estudios e investigaciones deben contar con una gran precisión ya que los procesos físicos se analizan en condiciones controladas y escalas espaciales reducidas, además, como operan en situaciones ambientales óptimas y pueden ser calibrados frecuentemente, no es necesaria una muy elevada robustez y constancia de funcionamiento.

II.3 SECUENCIA DE LA MEDICIÓN HIDROLÓGICA

Para la medición de variables hidrológicas se sigue comúnmente una cierta secuencia, la cual comienza cuando el sensor percibe o reacciona al fenómeno físico y termina con el envío de la información para su control, elaboración y posterior utilización por parte del usuario. La secuencia que se sigue consiste en:

Percepción: un sensor es un instrumento que convierte la intensidad del fenómeno en una señal observable. Por ej. un termómetro de mercurio percibe la temperatura mediante la expansión del volumen de mercurio en un tubo delgado, un pluviómetro recolecta la lluvia en un recipiente cilíndrico. Los sensores pueden ser directos (miden directamente el fenómeno, como lo hace por ejemplo un pluviómetro) o indirectos (miden una variable relacionada con el fenómeno, como en el caso del termómetro de mercurio).

Registro: un registrador es un aparato o procedimiento que se utiliza para preservar la señal producida por un sensor. El registro puede ser efectuado en forma manual o automática. En el primer caso un observador lee la señal del sensor y toma nota del valor. En el segundo caso, un aparato registra la señal del sensor en forma gráfica en papel o la almacena en memorias electrónicas.

Transmisión: representa la transferencia de un registro desde el sitio de relevamiento hasta el lugar de procesamiento de la información. Independientemente de que el registro se realice en forma manual o automática, se requiere un operador que, por ejemplo, realice la medición, retire las gráficas, las cintas magnéticas o adquiera los datos a través de una PC portátil y posteriormente transfiera la información hasta el lugar central de procesamiento. Un sector que ha alcanzado un importante grado de desarrollo en hidrología es la *transmisión en tiempo real* de la información mediante estaciones remotas completamente automatizadas, equipadas con sensores y unidades que adquieren la señal y la transmiten, generalmente mediante ondas de radio, a través de satélites o líneas telefónicas, directamente a una estación central. En zonas de montaña o en vastas cuencas de llanura es necesario frecuentemente realizar el enlace de radio entre las estaciones remotas y la estación central a través de estaciones repetidoras.

Traducción: representa la conversión de un registro desde su forma original dada por el instrumento de campo a un registro computerizado para almacenamiento electrónico permanente. Por ej.: digitalización de los registros en cinta de papel, conversión automática de señales eléctricas a unidades físicas, etc..

Edición: consiste en la verificación de los registros traducidos a la computadora a los efectos de detectar y corregir, si es posible, eventuales errores ocurridos en los pasos previos.

Almacenamiento: la información editada se almacena en bases de datos las cuales contienen los datos hidrológicos ordenados espacial y temporalmente.

Recuperación: la información almacenada puede ser recuperada por parte de los usuarios en forma impresa o electrónica.

II.4 MEDICIÓN DEL AGUA ATMOSFÉRICA

II.4.1 Humedad atmosférica

La medición de la humedad en la alta atmósfera se realiza mediante una radiosonda, la cual consiste en un globo lleno de helio al cual se incorpora el instrumental de registro de temperatura, humedad y presión de aire. El globo es liberado, y a medida que asciende envía los datos a una estación que determina su posición utilizando un radar.

La medida de la humedad atmosférica y de los parámetros climáticos, en proximidad de la superficie del terreno, se realizan en estaciones climáticas. Las mismas están equipadas con termómetros para la medición de la temperatura máxima y mínima de cada día e higrómetros para medir la humedad; adicionalmente se incorporan pluviómetros, tanques de evaporación y anemómetros. Estas estaciones pueden ser

completamente automatizadas y los datos medidos pueden ser enviados, por ejemplo, a través de ondas de radio a estaciones centrales.

II.4.2 Lluvia

La lluvia se mide mediante instrumentos sin dispositivos de registro o con instrumentos dotados de dispositivos de registro.

II.4.2.1 Instrumentos sin dispositivos de registro: pluviómetros

Un pluviómetro es un instrumento sin dispositivo de registro, utilizado para medir la altura total de lluvia caída durante un período generalmente de 24 horas. Consiste básicamente en un recipiente cilíndrico en cuyo interior se encuentra un embudo que lleva el agua a un colector. El pluviómetro utilizado por el Servicio Meteorológico Argentino consta de las siguientes partes (ver Figura II.1). La parte **(a)** es la receptora, el diámetro de la boca es de 16 cm aproximadamente, el borde superior del embudo está ubicado a 10 cm de la boca. La parte **(a)** se conecta con la parte **(b)** constituyendo un recipiente cilíndrico de 45.5 cm de altura. La parte **(b)** cumple la función de retención y el volumen es de 7663.5 cm³ lo que permite almacenar una lluvia de hasta 390 mm. La parte **(c)** es el colector, ubicado en el interior de la parte **(b)**, se utiliza para trasvasar el agua recolectada a una probeta para realizar la medición. Tiene 12.5 cm de diámetro y 24 cm de altura y puede recolectar hasta 147.2 mm de lluvia. Si la lluvia excede la capacidad del colector, el agua en exceso queda retenida en la parte **(b)**.

La probeta a utilizar para realizar la medición debe tener dimensiones adecuadas en relación con el diámetro de boca del pluviómetro. En el caso del pluviómetro descrito precedentemente se pueden utilizar probetas de diámetro interior 4 cm u 8 cm con capacidades de 10 mm y 50 mm respectivamente, oportunamente graduadas.

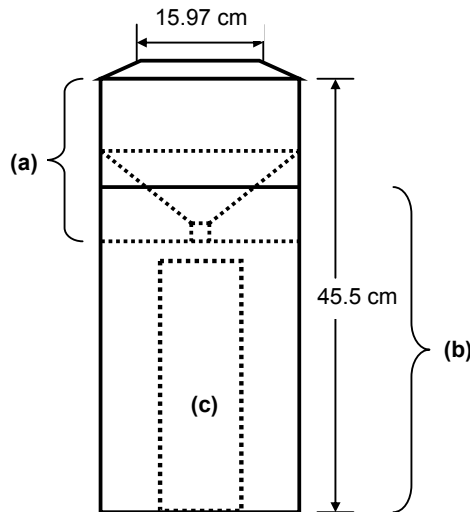


Figura II.1: Dibujo esquemático de un pluviómetro.

II.4.2.2 Instrumentos con dispositivos de registro: pluviógrafos

Los pluviógrafos se utilizan con el objetivo de medir la evolución temporal de la altura de lluvia acumulada, caída durante una determinada tormenta. Existen tres tipos de pluviógrafos: el de cubeta basculante, el de flotador y el de balanza. El *pluviógrafo de cubeta basculante* emplea dos depósitos idénticos que se autoposicionan en forma alternada debajo de un tubo de alimentación, para ser llenados por el agua recolectada. Siguiendo la secuencia mostrada en la Figura II.2, el agua llena el depósito A, mientras el depósito B se vacía. Cuando el depósito A contiene una cierta cantidad de agua se desbalancea adoptando su posición de vaciado mientras el depósito B se coloca en posición de llenado. El ciclo se repite para una igual cantidad de agua almacenada en los depósitos (0.25 mm). Este movimiento basculante puede ser transmitido al aparato de registro. Mediante un mecanismo de engranajes se transmite el movimiento a una pluma que se desplaza sobre un papel colocado en un cilindro, el cual rota contemporáneamente con una determinada velocidad constante (ver Figura II.3). Asimismo, el movimiento basculante puede convertirse en una señal eléctrica, la cual se almacena en la memoria de una unidad de adquisición para su eventual transmisión a distancia o para ser bajada en un PC portátil. La Figura II.4 muestra los distintos elementos y dimensiones de un pluviógrafo de cubeta basculante.

En el *pluviógrafo de flotador* el agua recolectada alimenta un depósito cilíndrico, el cual contiene un flotador. El agua llena progresivamente el depósito y desplaza verticalmente al flotador. Cuando el agua en el depósito alcanza un cierto nivel máximo un sifón lo vacía y el flotador desciende, repitiendo el ciclo cuantas veces sea necesario. Dicho movimiento puede ser registrado en forma análoga a la descrita precedentemente (gráfica en papel o señal eléctrica). El *pluviógrafo de balanza* registra continuamente el peso de la lluvia acumulada en un depósito utilizando un sistema de balanza. Son útiles para efectuar registros de nieve, granizo y mezclas de lluvia y nieve.

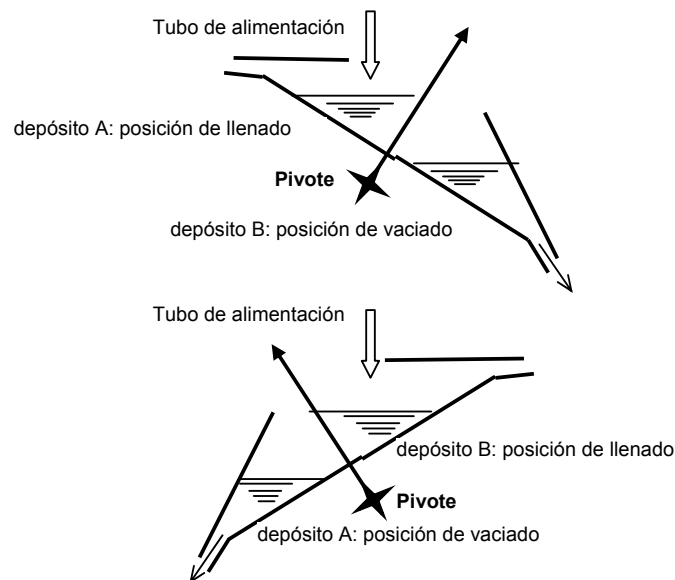


Figura II.2: Ilustración del mecanismo de cubeta basculante.

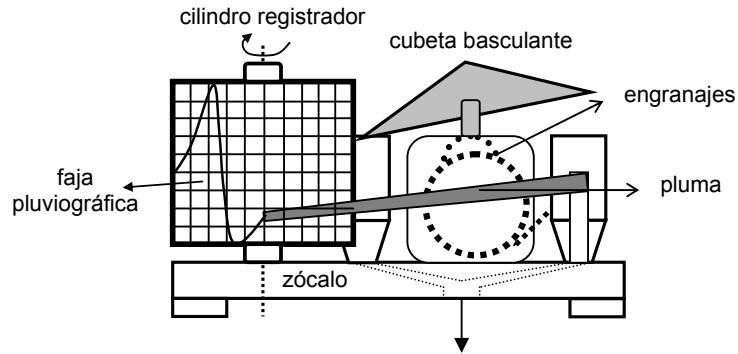


Figura II.3: Dibujo esquemático del dispositivo de registro accionado por cubeta basculante.

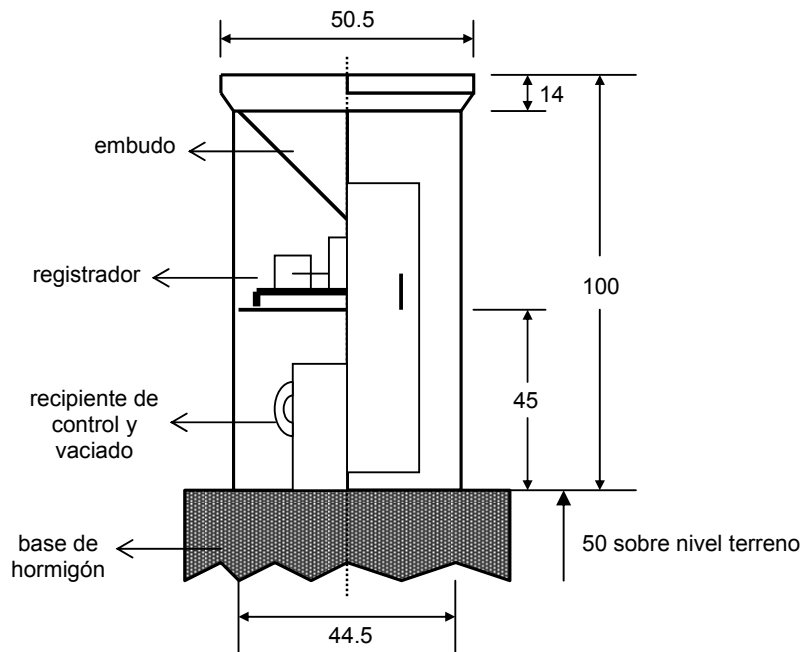


Figura II.4: Dibujo esquemático de un pluviógrafo (medidas en cm).

II.4.3 Nieve

En las zonas donde existe una cubierta de nieve permanente o casi permanente se realiza la medición de la densidad y profundidad de la misma. Estos datos son importantes para estimar, en función de la radiación solar incidente y otros factores, el derretimiento y consiguiente flujo que se producirá (preponderantemente en primavera y verano). La densidad puede determinarse indirectamente perforando un agujero a través

de la cubierta y midiendo el volumen de agua líquida obtenida de la muestra. La profundidad de la cubierta de nieve puede determinarse efectuando lecturas en escalas graduadas instaladas en diferentes lugares. La nieve puede además registrarse en los pluviómetros y en los pluviógrafos de balanza.

II.4.4 Intercepción

La cantidad de precipitación interceptada momentáneamente por el follaje se determina efectuando la comparación, entre la precipitación medida con instrumentos colocados bajo los árboles y aquella registrada en un lugar abierto no muy distante. La intercepción es transitoria porque parte de ella se transfiere como flujo hacia abajo, a lo largo de ramas y troncos de los árboles y la parte restante se disipa como evaporación desde la superficie de las hojas.

II.4.5 Evaporación

El método más común para medir la evaporación es utilizando un tanque de evaporación. Los tanques de evaporación más ampliamente empleados son el tanque U. S. Class A (especificado en las normas del Servicio Meteorológico Argentino como tanque standard clase A), el tanque U.S.S.R. GGI-3000 y el tanque de 20 m² (WMO, 1981). El tanque Class A está constituido por chapa de hierro galvanizado, tiene 25.4 cm de profundidad, 120.67 cm de diámetro y se monta debidamente nivelado sobre una base de madera dura. El tanque U.S.S.R. es de 61.8 cm de diámetro con una base cónica de chapa de hierro galvanizado, tiene 60 cm de profundidad cerca de la pared y 68.5 cm de profundidad en el centro. Este tanque se entierra en el suelo con su borde sobresaliendo aproximadamente 7.5 cm por encima del nivel del terreno.

Adicionalmente al tanque, se utilizan otros instrumentos en las estaciones de evaporación: un anemómetro localizado a 1 m o 2 m por encima del tanque, para determinar velocidad del viento, un pluviómetro, un termómetro para medir la temperatura del agua en el tanque y un termómetro para medir la temperatura del aire o un psicrómetro cuando se desea conocer la temperatura y la humedad del aire.

Cada día se mide la precipitación en el pluviómetro y se mide el nivel del tanque utilizando un hidrómetro de punta (similar a los utilizados en canales de laboratorio para medir el nivel de la superficie del agua). De estas dos mediciones se obtiene la cantidad de evaporación en mm/día. La evaporación registrada en el tanque es mayor que aquella que se obtendría, para la misma área, por ejemplo en un lago. Por este motivo se determinan factores de ajuste o coeficientes de tanque que reducen los valores medidos en los tanques a los efectos de estimar la evaporación desde grandes espejos de agua. Para algunos lugares de Estados Unidos el coeficiente de ajuste varía entre 0.72 y 0.81 (Linsley et al., 1982).

II.4.6 Evapotranspiración

La evapotranspiración o evaporación desde la superficie terrestre más la transpiración a través de las hojas de las plantas puede medirse utilizando lisímetros. Un lisímetro es un tanque relleno de suelo, en el cual se planta vegetación similar a la cubierta vegetal circundante. La cantidad de evapotranspiración desde el lisímetro se determina planteando un balance hídrico, es decir aplicando el principio de continuidad líquida al

volumen del complejo suelo-vegetación contenido en el tanque. Para esto es necesario conocer la entrada (generalmente lluvia generada artificialmente), una de las salidas (drenaje a través del fondo) y el almacenamiento (humedad del suelo), la restante salida (evapotranspiración) se despeja de la ecuación de continuidad integral.

II.5 MEDICIÓN DEL AGUA SUPERFICIAL

II.5.1 Nivel hidrométrico

Se entiende por medición del nivel hidrométrico al relevamiento de la cota de la superficie del agua respecto a una referencia denominada *cero hidrométrico*. El valor de este último es esencial para confrontar o correlacionar datos obtenidos con otros instrumentos, razón por la cual el mismo debe ser determinado con precisión y debe ser referenciado a puntos fijos del IGM.

II.5.1.1 Escalas hidrométricas o limnímetros

Las escalas hidrométricas son miras graduadas (ver Figura II.5) que se instalan generalmente cerca de las márgenes de los ríos, adecuadamente reparadas. No poseen dispositivo de registro, por lo tanto las mediciones del nivel hidrométrico la efectúan operadores que leen diariamente en la escala el nivel que alcanza el agua y registran su valor.

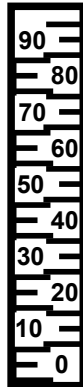


Figura II.5: Escala limnimétrica.

II.5.1.2 Limnígrafo de flotador

Este limnígrafo está constituido por un flotador conectado a un cable o cinta de acero que se enrolla en una polea de eje horizontal. Un contrapeso de dimensiones adecuadas asegura que el cable se encuentre en tensión (ver Figura II.6). El dispositivo puede ser instalado de diferentes maneras en una posición reparada, dentro de un tubo vertical que lo mantiene protegido y evita las perturbaciones por oleaje. Mediante esta disposición las variaciones del nivel del agua son seguidas por el flotador y se transforman en proporcionales rotaciones de la polea. Dichas rotaciones pueden ser registradas en papel (en forma análoga a los dispositivos utilizados en los pluviógrafos) o convertidas en señales eléctricas y almacenadas en memorias electrónicas para ser, por ejemplo,

transmitidas a distancia. En los estuarios puede ser utilizado para registrar el movimiento de la marea, en cuyo caso se denomina *mareógrafo*.

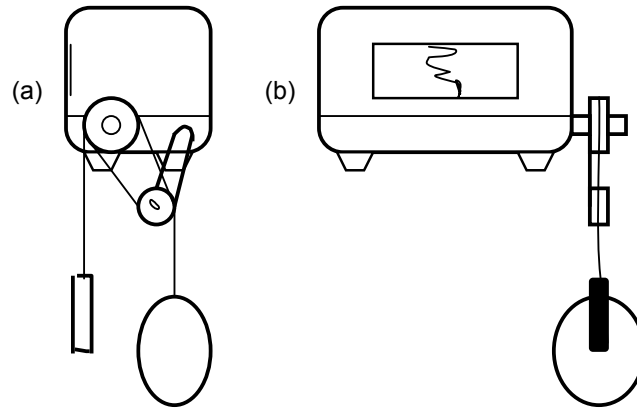


Figura II.6: Limnógrafo de flotador, (a) vista lateral, (b) vista frontal.

II.5.1.3 Limnógrafo con sonda de presión

Este instrumento determina el nivel de agua mediante un sensor que mide la presión hidrostática de la columna de agua, a través de una célula de presión, y la convierte en una señal eléctrica. El sensor se conecta a un display digital o a una unidad de adquisición y transmisión de datos mediante un cable multifilar de conexión. También puede conectarse a un registrador de tambor para obtener una gráfica en papel. El dispositivo se basa en la relación fundamental de la hidrostática: $P = \rho \cdot g \cdot H$, para convertir la medida de presión P en una medida de altura H , siendo ρ la densidad del fluido y g la aceleración de la gravedad.

El instrumento puede ser también utilizado en aguas subterráneas, ya que permite ser implementado en pozos de grandes profundidades (máximo 300 m), de diámetros reducidos (mínimo 5 cm) y no necesariamente verticales.

II.5.1.4 Limnógrafo neumático

Un limnógrafo neumático mide el nivel de agua suministrando en forma continua una corriente de aire a una cierta profundidad en el agua mediante un compresor. También puede utilizarse un tubo de gas (dióxido de carbono o nitrógeno).

La presión mínima requerida para suministrar continuamente la corriente de gas es registrada por un manómetro y es igual a la presión hidrostática ($P = \rho \cdot g \cdot H$) existente a nivel del orificio de salida. El registro de datos puede efectuarse de manera similar a la descrita en los casos anteriores.

II.5.2 Profundidad

Se entiende por medición de profundidad al relevamiento de la cota de la superficie del agua respecto al fondo del curso, en el mismo punto donde se realiza medición. En este sentido, la profundidad de una corriente hídrica se denomina también como tirante o altura.

II.5.2.1 Sonatas rígidas y sonatas flexibles

Una sonda rígida consiste en una barra metálica graduada en centímetros y decímetros. Se utiliza en cursos pequeños y poco profundos (altura máxima de 1 m aproximadamente), en los cuales es posible efectuar el vadeo para realizar las mediciones en distintas verticales predeterminadas a lo largo de la sección transversal. Las verticales se materializan sobre una cuerda que se extiende desde una margen a la otra, la sonda se introduce hasta que toca el fondo y se lee el valor indicado por la superficie del agua en la barra graduada.

Una sonda flexible consiste generalmente en un cable metálico en cuya extremidad se coloca un peso para mantenerlo vertical durante la inmersión hasta el fondo. Los sondeos pueden realizarse desde un puente, desde una balsa o bote, o utilizando un cable vía.

II.5.2.2 Ecosonda

Es el instrumento más moderno para medir profundidades y es el único que puede ser empleado para grandes profundidades marinas y para el relevamiento continuo de los niveles de fondo en extensos tramos de ríos, estuarios y embalses (batimetrías). Las mediciones se efectúan desde botes autopropulsados, cuya posición se determina usualmente utilizando las técnicas de sistema de posicionamiento global (GPS).

El instrumento está dotado de un sensor emisor-receptor de señales ultrasónicas, las señales emitidas se propagan en el agua y una vez reflejadas por el fondo son registradas por el receptor. Un cronómetro de precisión registra el tiempo T transcurrido entre la emisión y la recepción de la señal reflejada por el fondo. Si h es la profundidad a determinar y c es la velocidad de propagación del sonido en el agua (cuyo valor es aprox. 1400 m/s) es fácil deducir que: $h = 0.5 c T$.

Como se puede observar, el funcionamiento es muy simple y capaz de producir resultados sumamente precisos. En efecto, dado que existen cronómetros con un poder de resolución del orden del microsegundo, el instrumento debería ser sensible a variaciones de profundidad de algunos mm. Sin embargo, la precisión de la medida depende también de c , cuyo valor no es constante ya que depende de diversos factores, como por ejemplo, densidad del fluido, salinidad, temperatura, sedimentos en suspensión, etc. Las ventajas que presenta respecto a los precedentes instrumentos son de todos modos importantes, como ya señalado, se pueden efectuar relevamientos continuos de tramos extensos de ríos en breves períodos de tiempo. Algunos modelos recientes se utilizan en laboratorios experimentales para realizar investigaciones en las cuales es necesario medir profundidades de pocos centímetros con la más elevada exactitud y precisión alcanzable.

II.5.3 Velocidad de la corriente hídrica

II.5.3.1 Molinetes hidrométricos

Las mediciones puntuales de velocidad pueden ser realizadas utilizando *molinetes hidrométricos*. Cuando estos instrumentos son expuestos a la acción de la corriente hídrica la hélice gira con una velocidad proporcional a la velocidad del flujo. Los modelos más antiguos tienen un dispositivo mecánico que cuenta el número de giros de la hélice N , con un cronómetro se determina el tiempo T de exposición y se calcula el número de giros en la unidad de tiempo $n=N/T$. La relación funcional entre n y la velocidad puntual u integrada en el mismo intervalo de tiempo T es del tipo hiperbólica, de acuerdo a los experimentos de Ott en 1925 (Adami 1992). La hipérbola que se obtiene presenta dos ramas muy extendidas, las cuales pueden ser representadas con buena aproximación por dos rectas:

$$u = a_1 n + b_1, \quad \text{para} \quad n < n_i \quad (\text{II.1})$$

$$u = a_2 n + b_2, \quad \text{para} \quad n > n_i \quad (\text{II.2})$$

donde n_i es el número de giros en la unidad de tiempo para el cual se intersectan las dos rectas. Las constantes a_1 , b_1 , a_2 , b_2 son determinadas mediante la calibración del instrumento. Posteriormente se desarrollaron dispositivos de relevamiento del número de giros de la hélice del tipo electromagnético, los cuales redujeron notablemente las fricciones mecánicas internas del instrumento.

Las mediciones se efectúan a distintas profundidades en verticales ubicadas a lo largo de la sección transversal normal al eje del canal. El molinete se posiciona en los puntos de medición, suspendiéndolo en la corriente hídrica, en la extremidad de un cable dotado de un lastre de formas hidrodinámicas. Asimismo el molinete puede ser posicionado montándolo en una barra metálica apoyada en el fondo del canal. El molinete puede deslizarse sobre la barra y se lo puede fijar en las profundidades deseadas. Cuando el molinete no puede orientarse en la dirección de los filetes líquidos existen hélices denominadas auto-componentes (por ejemplo las hélices OTT Tipo A y F) que miden directamente la velocidad normal para ángulos de desvío de hasta 45 grados.

Actualmente existen instrumentos que no incorporan partes móviles mecánicas, como por ejemplos los basados en el principio de inducción magnética de Faraday o los basados en el efecto Doppler, tales como los perfiladores acústicos Doppler (ADCP). Estos últimos instrumentos pueden realizar además integraciones espaciales de los datos de velocidad medidos para obtener estimaciones del caudal.

II.5.3.2 Sensores perfiladores acústicos (ADCP)

Esta tecnología utiliza el efecto Doppler, que se verifica cuando un transductor de sonar de un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) emite un pulso corto de energía acústica, el cual se propaga a través del agua y es reflejado por las partículas que se encuentran en suspensión moviéndose con la velocidad del agua. Una parte de la energía acústica reflejada vuelve hacia los transductores, donde es registrada, ya que los mismos actúan también como receptores de sonido.

Estos instrumentos operan con 3 o 4 transductores para obtener información de la velocidad tridimensional del flujo y de la señal acústica de retorno que se refleja en el lecho. En la Figura II.7 se observa un ADCP Sentinel de ©RD Instruments. El peso del

instrumento es de 13 kg. Sus dimensiones son de 22.8 cm de diámetro y 40.6 cm de largo, las frecuencias pueden ser de 300, 600 o 1200 kHz. El instrumento se monta en una embarcación, en plataformas desplazables, en boyas fijas, etc.



Figura II.7. ADCP Sentinel de RD Instruments (<http://www.rdinstruments.com>)

Los ADCP realizan las mediciones emitiendo una onda de sonido en la columna de agua y analizando las características de su eco para determinar las propiedades específicas del medio. Un perfilador acústico utiliza las ondas de sonido de dos maneras: i) cuando realiza una medición de flujo, mide el carácter de las ondas sonoras reflejadas en las partículas presentes en el agua, las cuales se mueven con la velocidad del agua, para determinar la velocidad del flujo y ii) utiliza las ondas sonoras reflejadas en el fondo del río (función bottom tracking, BT) para determinar su posición, velocidad y orientación.

En ríos con lecho móvil, los ADCP se utilizan también para estimar el transporte de sedimentos de fondo (Rennie et al., 2002; Latosinski et al., 2012) y la concentración de sedimentos en suspensión (Gray y Gartner, 2009; Wright et al., 2010, Latosinski et al., 2011).

II.5.3.3 Flotadores lastrados

Se pueden efectuar también mediciones de velocidades medias superficiales por tramos mediante flotadores lastrados a una cierta profundidad, la trayectoria de los mismos definen además la disposición en planta de las líneas de corriente.

II.5.4 Caudales

El caudal en un río se calcula a partir de las mediciones de velocidad y profundidad efectuadas en una sección transversal normal al eje del curso. Las velocidades se determinan por puntos, a distintas profundidades, en diferentes verticales a lo largo del ancho de la sección. Las mediciones de profundidad de la sección se realizan conjuntamente con las mediciones de velocidad. El caudal se determina efectuando una integración doble de la $u(y,z)$ a lo largo de la dirección vertical z y horizontal y en el área A de la sección:

$$Q = \iint_A u \, dA = \int_0^B dy \int_0^h u \, dz \quad (II.3)$$

donde B es el ancho superficial de la sección y h la profundidad. La segunda integral es igual a la velocidad media en la vertical U multiplicada por la profundidad h. En efecto:

$$U = \frac{1}{h} \int_0^h u \, dz \quad (II.4)$$

introduciendo esta última en la expresión anterior y expresando la integración en la dirección y en forma discreta tenemos:

$$Q = \sum_{i=0}^k \frac{(U_i + U_{i+1})(h_i + h_{i+1})}{4} \Delta y_{i,i+1} \quad (II.5)$$

donde $i = 1, 2, \dots, k$ representan las distintas verticales, U_i las velocidades medias en las verticales, h_i las correspondientes profundidades y $\Delta y_{i,i+1}$ la distancia entre dos verticales adyacentes. En los bordes ($i=0, k+1$) se consideran velocidades y profundidades nulas.

A partir de las velocidades puntuales en una vertical, la velocidad media U puede determinarse resolviendo en forma discreta la integral (II.4) o utilizando algunos de los métodos aproximados siguientes:

Método del punto único

Se mide con el molinete en un único punto ubicado a 0.6 h a partir de la superficie libre y se considera como el valor medio: $U = u_{0.6}$.

Método de dos puntos

Se mide con el molinete en los puntos ubicados a 0.2 h y 0.8 h a partir de la superficie libre y se considera como valor medio U a la media de los dos valores medidos: $U = 0.5 (u_{0.2} + u_{0.8})$.

Método de tres puntos

Se mide con el molinete a 0.2 h, 0.6 h y 0.8 h a partir de la superficie libre. La velocidad media en la vertical se calcula como: $U = 0.25 (u_{0.2} + 2u_{0.6} + u_{0.8})$.

Método de cinco puntos

Se mide a 0.2 h, 0.6 h, 0.8 h, cerca del fondo y cerca de la superficie. La velocidad media se determina como: $U = 0.1 (u_{\text{sup.}} + 3u_{0.2} + 3u_{0.6} + 2u_{0.8} + u_{\text{fon.}})$.

Método de seis puntos

Se mide a 0.2 h, 0.4 h, 0.6 h, 0.8 h, cerca del fondo y cerca de la superficie. La velocidad media se determina como: $U = 0.1 (u_{\text{sup.}} + 2u_{0.2} + 2u_{0.4} + 2u_{0.6} + 2u_{0.8} + u_{\text{fon.}})$.

II.5.5 Curva nivel hidrométrico-caudal

La curva nivel-caudal en una sección puede determinarse efectuando el procedimiento descrito para el cálculo del caudal considerando distintos valores del nivel de la superficie libre. Si el nivel es referido al punto más bajo del fondo la curva se denomina curva altura-caudal. El tramo del curso elegido para ubicar la sección debe ser estable, es decir, el fondo no debe presentar acentuados procesos de erosión o sedimentación y no debe ser influenciado por efectos de borde, como por ejemplo remansos. La curva se construye graficando los valores de niveles y caudales en un sistema de ejes cartesianos ortogonales y puede utilizarse para convertir registros de niveles en caudales.

II.6 MEDICIÓN DEL AGUA SUBSUPERFICIAL

II.6.1 Humedad del suelo

El contenido de humedad del suelo puede medirse extrayendo una muestra del mismo y secándolo en un horno. Mediante la comparación del peso de la muestra antes y después del secado, puede determinarse el contenido de humedad. Se han desarrollado algunos aparatos registradores, los cuales miden directamente la humedad de suelo en campo. Los sensores se conectan a unidades de adquisición y transmisión de datos.

II.6.2 Infiltración

Las mediciones de infiltración se efectúan utilizando *infiltrómetros de anillo*, los cuales consisten en un anillo metálico de aproximadamente 60 cm de diámetro que se entierra en el suelo. El agua se coloca dentro del anillo y sus niveles se registran a intervalos regulares de tiempo a medida que éstos descienden. Esto permite construir la curva de infiltración acumulada en función del tiempo y a partir de ésta se pueden determinar las tasas de infiltración.

II.6.3 Nivel de agua subterránea

El nivel de agua en la zona de agua subterránea se determina mediante pozos de observación. Los registros pueden efectuarse mediante limnógrafos de flotador o utilizando limnógrafos con sonda de presión, los cuales se describieron en el punto II.5.

II.7 SISTEMAS DE MONITOREO AUTOMÁTICO

Los sistemas de monitoreo automático de variables hidrometeorológicas (SMA) se utilizan para la adquisición y transmisión a distancia de los datos hidrometeorológicos registrados por instrumentos de medición localizados en campo. Tales sistemas están constituidos por estaciones remotas equipadas con sensores que efectúan las mediciones, éstas son adquiridas y transmitidas vía ondas de radio, por conexión telefónica, por conexión con líneas punto a punto o en algunos sistemas por satélite, a una estación central que recibe los datos y los procesa utilizando un software de gestión. En la Figura II.8 se presenta el esquema general de un SMA, mostrando los posibles modos de establecer la comunicación entre una estación remota y la estación central.

Dichos sistemas son fundamentales para predecir crecidas en tiempo real y realizar alertas tempranas de inundaciones. En éste caso, los datos transmitidos a la estación

central son transferidos directamente a modelos de simulación que los utilizan para predecir la evolución temporal de caudales y niveles hidrométricos en determinados puntos de la cuenca.

En las estaciones remotas las unidades de adquisición pueden recibir los datos de distintos tipos de sensores, incluyendo además de los descritos precedentemente, sensores para la medición de la calidad del agua tales como medidores de pH, oxígeno disuelto, conductividad, concentración de sólidos en suspensión, etc. En éstas se pueden programar niveles de alarma, cuando por ejemplo, el valor de alguna de las variables registradas por los sensores supera cierto umbral preestablecido. Los datos pueden ser automáticamente transmitidos a intervalos programables o almacenados y transmitidos a partir de una interrogación desde la estación central.

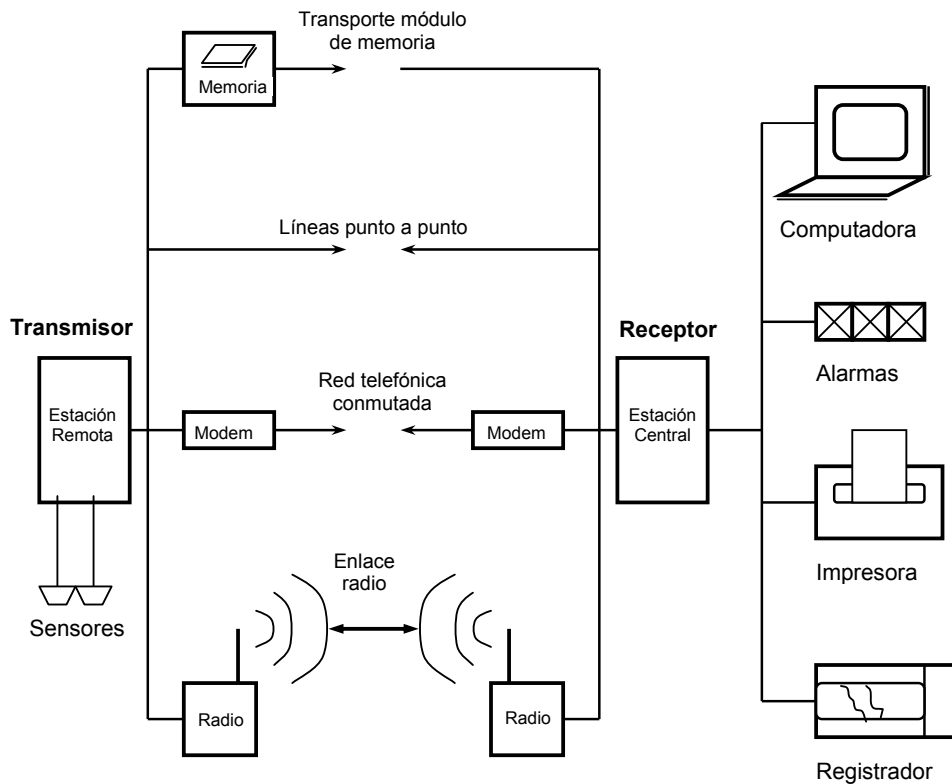


Figura II.8: Esquematización de un SMA de variables hidrometeorológicas.

II.8 PROCESAMIENTO DE DATOS DE LLUVIA

II.8.1 Datos pluviométricos

Los datos de lluvia obtenidos con pluviómetros representan valores globales diarios de altura de lámina precipitada. Los mismos, para una estación de medición A y un año genérico X1, pueden ser ordenados como se muestra en la Tabla II.1. Mediante la sumatoria de las precipitaciones diarias de cada mes se obtienen las precipitaciones mensuales $P_{E X1}$, $P_{F X1}$, etc., y a través de la sumatoria de éstas últimas se determina la precipitación anual $P_{X1(A)}$, donde en el subíndice se indica el año y la estación. Asimismo es útil extraer la precipitación diaria máxima y mínima registrada en el año.

Tabla II.1: Precipitaciones diarias, Estación A, año X1.

Mes	Día						P_{mensual}
	1	2	3		31		
E	P_{1E}	P_{2E}	P_{3E}		P_{31E}		$P_{E X1}$
F	P_{1F}	P_{2F}	P_{3F}		P_{31F}		$P_{F X1}$
M	P_{1M}	P_{2M}	P_{3M}		P_{31M}		$P_{M X1}$
.	.	.	.		.		.
.	.	.	.		.		.
D	P_{1D}	P_{2D}	P_{3D}		P_{31D}		$P_{D X1}$
	$P_{\text{máx}} = \text{-----}, P_{\text{mín}} = \text{-----}$						$P_{X1(A)}$

El mismo trabajo descripto anteriormente se debe realizar para cada año de mediciones. Por lo tanto, para la misma estación A y una serie de años X1, X2,..., Xn, las precipitaciones mensuales pueden organizarse como se muestra en la Tabla II.2. De este modo es posible calcular las precipitaciones medias mensuales. Por ejemplo, la precipitación media mensual para enero P_{mE} es:

$$P_{mE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_{E X_i} \quad (\text{II.6})$$

donde n es el número total de años. Es posible además determinar el *módulo pluviométrico* calculando la media de las precipitaciones anuales:

$$\langle P \rangle_{(A)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_{X_i(A)} \quad (\text{II.7})$$

Es evidente que el módulo pluviométrico obtenido con la ecuación (II.7) debe ser necesariamente igual a la sumatoria de las precipitaciones medias mensuales.

Tabla II.2: Precipitaciones mensuales, Estación A, años X1, ..., Xn.

Año	Mes					P _{anual}
	E	F	M		D	
X1	P _{E X1}	P _{F X1}	P _{M X1}		P _{D X1}	P _{X1 (A)}
X2	P _{E X2}	P _{F X2}	P _{M X2}		P _{D X2}	P _{X2 (A)}
X3	P _{E X3}	P _{F X3}	P _{M X3}		P _{D X3}	P _{X3 (A)}
.	.	.	.		.	.
.	.	.	.		.	.
Xn	P _{E Xn}	P _{F Xn}	P _{M Xn}		P _{D Xn}	P _{Xn (A)}
	P _{m E}	P _{m F}	P _{m M}		P _{m D}	⟨P⟩ _(A)

Realizando el mismo trabajo para otras estaciones B y C, y para la serie de años X1, X2, ..., Xn, las precipitaciones anuales pueden ser ordenadas de la siguiente manera:

Tabla II.3: Precipitaciones anuales, Estaciones A, B y C, años X1, ..., Xn.

Estación	Año					Módulo Pluviométrico
	X1	X2	X3		Xn	
A	P _{X1 (A)}	P _{X2 (A)}	P _{X3 (A)}		P _{Xn (A)}	⟨P⟩ _(A)
B	P _{X1 (B)}	P _{X2 (B)}	P _{X3 (B)}		P _{Xn (B)}	⟨P⟩ _(B)
C	P _{X1 (C)}	P _{X2 (C)}	P _{X3 (C)}		P _{Xn (C)}	⟨P⟩ _(C)

II.8.2 Completamiento de datos mensuales faltantes

II.8.2.1 Método directo

Suponiendo que falte el dato $P_{F X2}$ en la estación A (ver Tabla II.2), para completar dicho dato aplicando el método directo se procede de la siguiente manera:

- Se calcula el promedio $P'_{m F}$ sin considerar obviamente el dato faltante,
- Se compara dicho valor con cada uno de los $P_{F Xi}$, seleccionando aquellos que no difieren en $\pm 15\%$,
- Con los $P_{F Xi}$ seleccionados se calcula un nuevo promedio $P''_{m F}$,
- Se adopta $P_{F X2} = P''_{m F}$

II.8.2.2 Método de interpolación regional

Consideremos una cuenca con las estaciones A, B, C y D. Suponiendo que falte el dato $P_{F X2}$ en la estación D, para completar dicho dato utilizando el método de interpolación regional se realiza el siguiente procedimiento:

- Se calcula el módulo pluviométrico de la estación D: $\langle P \rangle'_{(D)}$ sin considerar el dato faltante,
- Se compara dicho valor con los módulos pluviométricos de las estaciones A, B y C, si el mismo no difiere en $\pm 10\%$ respecto a los restantes se realiza una *interpolación regional* calculando $P_{F X2}$ en D como:

$$P_{FX2}(D) = \frac{1}{3} [P_{FX2}(A) + P_{FX2}(B) + P_{FX2}(C)] \quad (II.8)$$

- Si el módulo pluviométrico $\langle P \rangle'_{(D)}$, calculado sin considerar el dato faltante, difiere en $\pm 10\%$ respecto a los restantes, se realiza una *interpolación regional ponderada*:

$$P_{FX2}(D) = \frac{1}{3} \left[P_{FX2}(A) \frac{\langle P \rangle'_{(D)}}{\langle P \rangle_{(A)}} + P_{FX2}(B) \frac{\langle P \rangle'_{(D)}}{\langle P \rangle_{(B)}} + P_{FX2}(C) \frac{\langle P \rangle'_{(D)}}{\langle P \rangle_{(C)}} \right] \quad (II.9)$$

II.8.3 Datos pluviográficos

Un pluviógrafo registra la variación temporal de la lluvia acumulada. En la Figura II.9 se observa el *pluviograma* que se obtiene durante la evolución de una determinada tormenta. Tal pluviograma corresponde al registro de un pluviógrafo de cubeta basculante. En el mismo se observa que en el lapso de 2.5 hs precipitaron 62 mm.

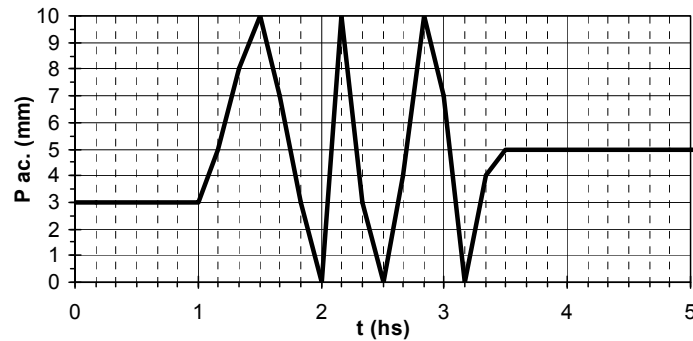


Figura II.9: Pluviograma para una determinada tormenta.

A partir del pluviograma se puede construir la *curva de altura de lluvia acumulada*, tal como se observa en la Figura II.10.

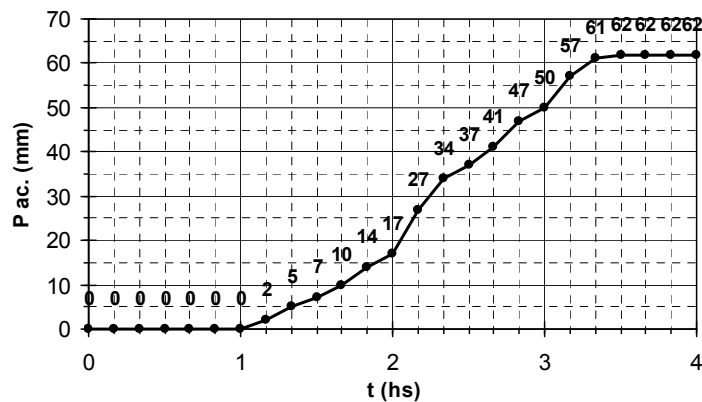


Figura II.10: Curva de altura de lluvia acumulada.

Discretizando el tiempo t en intervalos de tiempo Δt se pueden definir los incrementos de precipitación ΔP asociados a cada Δt . A partir de la curva de altura de lluvia acumulada (Figura II.10), considerando por ejemplo $\Delta t=10$ min, se determina el *hietograma* de lluvia total mostrado en la Figura II.11. A cada barra del hietograma se le puede asociar una intensidad media de lluvia $i_m=\Delta P/\Delta t$ en dicho intervalo Δt . La barra mayor del hietograma establece la intensidad media máxima de lluvia para un asignado Δt de discretización: $i_{m\text{ máx}}=\Delta P_{\text{máx}}/\Delta t$. En el caso del hietograma de la Figura II.10, $\Delta P_{\text{máx}}=10$ mm (séptima barra) e $i_{m\text{ máx}}=60$ mm/h.

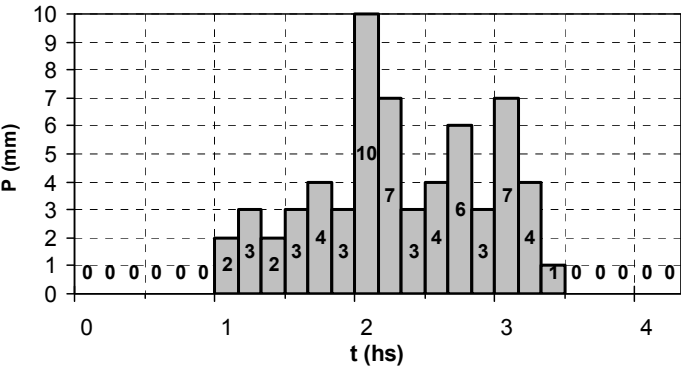


Figura II.11: Hietograma de lluvia total.

Para la misma tormenta se pueden considerar distintos valores de Δt y construir por ejemplo otros hietogramas para $\Delta t = 5', 15', 20', 30', 45', 60', 120'$, etc..

Para todas las tormentas registradas en una estación pluviográfica G, durante una serie de años $X1, \dots, Xn$, es posible realizar el análisis descrito anteriormente y seleccionar el máximo valor anual de intensidad media máxima asociado a cada intervalo de duración Δt . Tales datos se organizan como se observa en Tabla II.4 y son la base para la construcción de las curvas intensidad-duración-recurrencia (Capítulo IX).

Tabla II.4: Valores máximos de $i_{m\text{ máx}}$, Estación G, años $X1, \dots, Xn$.

Año	Δt (min)			
	5	10	15	
X1	$i_{5\text{ X1}}$	$i_{10\text{ X1}}$	$i_{15\text{ X1}}$	
X2	$i_{5\text{ X2}}$	$i_{10\text{ X2}}$	$i_{15\text{ X2}}$	
X3	$i_{5\text{ X3}}$	$i_{10\text{ X3}}$	$i_{15\text{ X3}}$	
.	.	.	.	
.	.	.	.	
Xn	$i_{5\text{ Xn}}$	$i_{10\text{ Xn}}$	$i_{15\text{ Xn}}$	

II.8.4 Determinación de la precipitación media sobre un área

Las precipitaciones presentan una distribución no-uniforme en el espacio (como así también variaciones temporales como se vio en el punto anterior). En zonas de llanura, por ejemplo, dicha no-uniformidad espacial se verifica para lluvias intensas de corta duración. En zonas de montaña existe además la influencia orográfica, la cual acentúa tales no-uniformidades espaciales. En la práctica, cuando se aplican métodos de transferencia lluvia-caudal agregados espacialmente (Capítulos VI y VII), es necesario estimar las precipitaciones medias sobre un área.

II.8.4.1 Método de la media aritmética

Es el método más simple para calcular la precipitación media sobre un área. En la Figura II.12 se muestra una cuenca con tres estaciones de medición ubicadas dentro de la misma (E_1 , E_3 y E_4) y una estación cercana pero fuera de los límites (E_2). Para calcular la precipitación media en dicha cuenca mediante este método se utiliza la siguiente ecuación:

$$\bar{P} = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M P_{(E_i)} \quad (\text{II.10})$$

donde M es el número total de estaciones, en este caso $M=4$, y $P_{(E_i)}$ es la precipitación en la i -ésima estación. Este método es aceptable cuando el área es plana y las estaciones se distribuyen uniformemente en la cuenca.

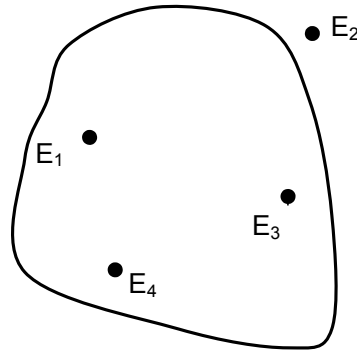


Figura II.12: Cuenca esquemática con cuatro estaciones de medición.

II.8.4.2 Método de los polígonos de Thiessen

Cuando las estaciones no están bien distribuidas y existe además una fuerte no uniformidad de las precipitaciones medidas en cada una de ellas, es conveniente asignarle a cada una de las estaciones un área de influencia y realizar una media areal ponderada. Mediante el método de los polígonos de Thiessen se pueden determinar las áreas de influencia asociadas a cada estación.

Los polígonos de Thiessen se materializan conectando las estaciones adyacentes con líneas rectas y trazando posteriormente bisectores perpendiculares a cada línea de conexión (ver Figura II.13). El polígono formado por los bisectores perpendiculares alrededor de una estación E_i contiene un área A_i que es siempre la más cercana. Por lo

tanto, se asume que las precipitaciones medidas en cada estación E_i son representativas en un área A_i . La precipitación media se calcula como:

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^M P_{(E_i)} A_i \quad (\text{II.11})$$

donde A_i es el área asociada a la i -ésima estación, A es el área total de la cuenca: $A = \sum A_i$ y M es el número total de estaciones.

El método de Thiessen es más adecuado que el método de la media aritmética pero no contempla en forma directa los efectos inducidos por la orografía.

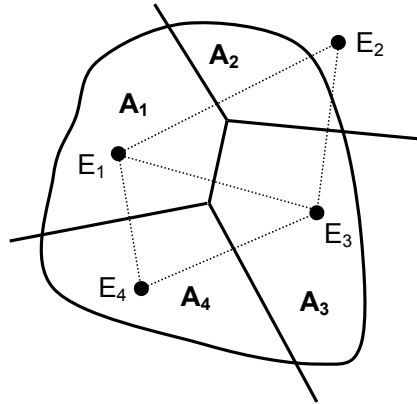


Figura II.13: Trazado de los polígonos de Thiessen.

II.8.4.3 Método de las isoyetas

Las isoyetas unen puntos de igual precipitación. El trazado de las mismas se realiza a partir de la interpolación de los datos de lluvia registrados en las distintas estaciones. Cuando la red de estaciones es densa se pueden utilizar programas computacionales de interpolación para el trazado de las mismas. Las isoyetas brindan una idea más precisa de la distribución espacial de la lluvia. Como la precipitación aumenta generalmente con la altitud las isoyetas pueden materializarse de modo tal que sigan aproximadamente las curvas de nivel. Una representación esquemática de la cuenca con las isoyetas se muestra en la Figura II.14. La precipitación media se calcula como:

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_{l=1}^{N-1} P_{l+1/2} A_{l,l+1} \quad (\text{II.12})$$

donde $A_{l,l+1}$ es el área delimitada por dos isoyetas consecutivas, $P_{l+1/2}$ es la precipitación media entre dos isoyetas consecutivas: $P_{l+1/2} = (P_l + P_{l+1})/2$, A es el área total de la

cuenca: $A = \sum_{l=1}^{N-1} A_{l,l+1}$, con N número de isoyetas.

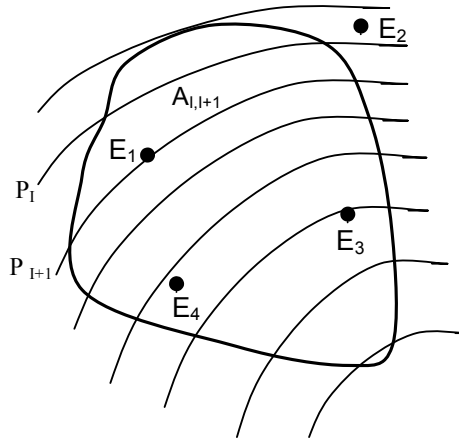


Figura II.14: Esquematización del mapa de isoyetas.

II.9 ANÁLISIS DE CONSISTENCIA Y HOMOGENEIDAD DE DATOS

II.9.1 Concepto de consistencia y homogeneidad de datos

Los datos hidrometeorológicos son *consistentes* cuando las series de valores observados no presentan errores de medición. Por lo tanto, la consistencia de los datos hidrometeorológicos está estrechamente vinculada con la explotación de las estaciones de medición. Las inconsistencias de los datos medidos ocurren en la mayoría de los casos cuando:

- El mal estado de la estación o un cambio en la localización de la misma no fue registrado,
- El mal funcionamiento de los instrumentos de medición no fue detectado,
- Existe falta de cuidado y experiencia en la ejecución de las mediciones,
- Los datos fueron transferidos por SMA en forma incorrecta,
- Los árboles crecieron en las cercanías de un pluviómetro en modo tal de ocasionar una interferencia para la medición correcta.

Los factores enunciados precedentemente afectan las mediciones en forma sistemática y por lo tanto hacen que los datos presenten *errores sistemáticos*. Mientras que los errores ocasionales, debidos a lectura, transcripción, cálculo, etc., producen *errores accidentales*, los cuales son más difíciles de detectar que los errores sistemáticos, excepto que sean demasiado evidentes (un orden de magnitud mayor, etc.).

A los datos hidrometeorológicos se los denomina como *homogéneos* cuando las series de valores observados no presentan cambios inducidos por perturbaciones de origen antrópico. Intervenciones antrópicas en las cuencas tales como: construcción de presas, derivación de caudales, tala indiscriminada de bosques, irrigación intensiva,

recuperación de extensas zonas naturales de almacenamiento, impermeabilización por urbanización, etc., producen notables no-homogeneidades en las series de datos medidos (niveles hidrométricos, caudales, etc.). El fenómeno de calentamiento global por efecto invernadero, debido a la emisión de CO_2 , es otro ejemplo de perturbación antrópica, capaz de inducir notables cambios climáticos con la consiguiente alteración del régimen de precipitaciones a escala planetaria, derretimiento de hielos polares, etc..

En los estudios y proyectos de obras hidráulicas es necesario conocer tales no-homogeneidades de las series, ya que en su defecto se podrían utilizar datos no representativos del sistema en estudio. Además, a los efectos de corregir eventuales errores sistemáticos es necesario analizar la consistencia de los datos medidos.

Desde el punto de vista estadístico, tanto una inconsistencia (asociada a errores sistemáticos) como una no-homogeneidad (relacionada con cambios en el régimen hidrológico) hacen que las series de valores medidos presenten tendencias centrales (media) o dispersiones (varianza) no estacionarias (ver Capítulo IX). En la Figura II.15 se muestra una serie de tiempo hidrológica no estacionaria correspondiente a la variable hidrológica VH, la cual podría ser representada por niveles hidrométricos máximos o mínimos anuales, precipitaciones anuales, caudales máximos o mínimos anuales, precipitaciones máximas anuales de una determinada duración, etc..

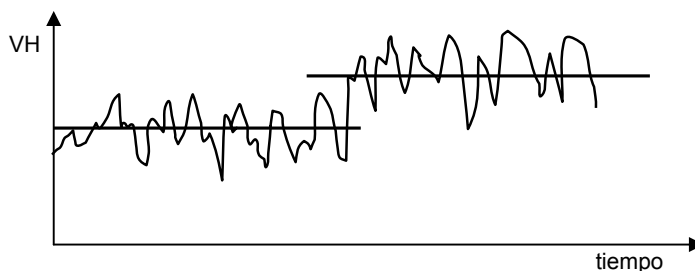


Figura II.15: Serie de tiempo con tendencia central no estacionaria.

II.9.2 Método de dobles acumulaciones

El método de dobles acumulaciones se aplica generalmente a datos de lluvia o niveles hídricos para estimar errores sistemáticos. Es decir, se utiliza para analizar la consistencia de los datos de una estación por comparación con los datos confiables de otra estación de referencia (estación de confianza).

La comparación para un determinado período de tiempo se efectúa representando los puntos ($VH_i \text{ ac.}(X)$, $VH_i \text{ ac.}(Y)$), donde $VH_i \text{ ac.}(X)$ es el i -ésimo valor acumulado correspondiente a la serie de la estación de confianza X y $VH_i \text{ ac.}(Y)$ es el i -ésimo valor acumulado correspondiente a la serie de la estación Y . Si en el período considerado, los valores acumulados de la estación Y son proporcionales a los valores acumulados de la estación X , se obtiene una recta cuya pendiente representa el coeficiente de proporcionalidad.

Esto indica que, habiendo adoptado a X como estación de confianza, los datos de la estación Y son consistentes. Por el contrario, los datos de la estación Y serán

inconsistentes si a partir de un determinado momento se observa un cambio de pendiente en la recta. Cabe agregar que los cambios de pendiente formados por menos de cinco puntos no se consideran representativos, en caso contrario indican errores sistemáticos. Por ejemplo en la Figura II.16 se presenta la curva de dobles acumulaciones para los datos de precipitaciones anuales correspondientes a las estaciones X e Y. Se observa un quiebre de la recta que implica una disminución de la pendiente a partir de $i=14$, indicando que la estación Y comenzó a medir por defecto a partir de dicho momento. Esto se puede comprobar graficando las series de las estaciones como se muestra en las Figuras II.17 y II.18.

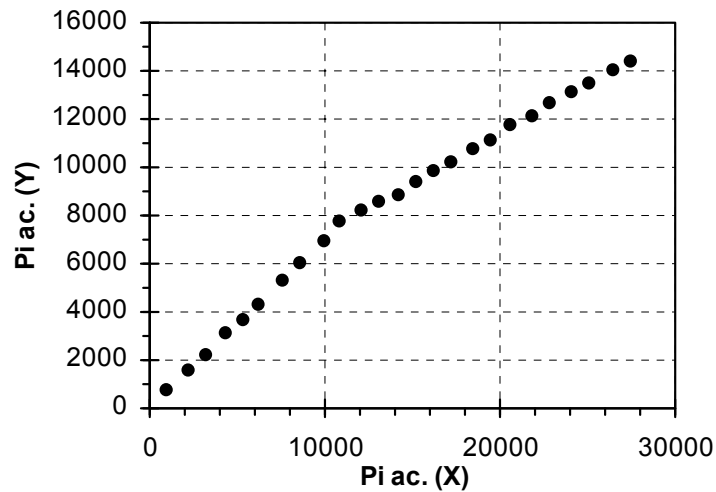


Figura II.16: Dobles acumulaciones estaciones X e Y.

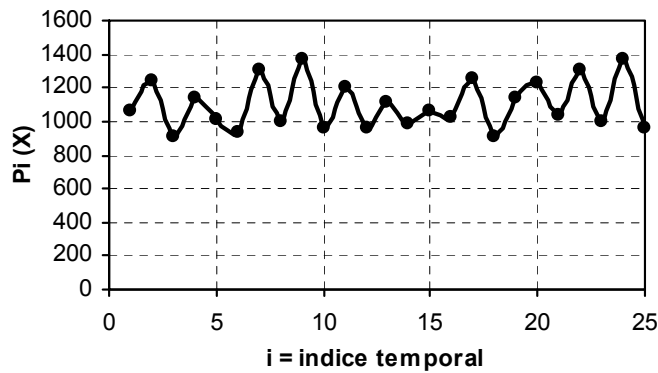


Figura II.17: Precipitaciones anuales estación X.

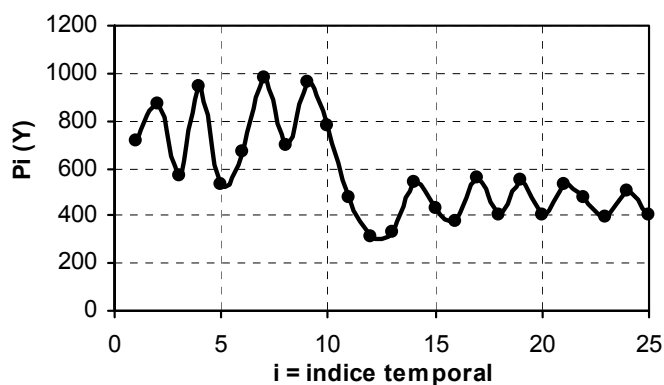


Figura II.18: Precipitaciones anuales estación Y.

Los datos de la estación Y pueden ser corregidos utilizando la ecuación de la recta formada por los primeros 14 puntos (Figura II.16). Con dicha ecuación es posible calcular los valores acumulados corregidos de Y para $i > 14$. Sucesivamente es posible calcular cada uno de los P_i (Y) para $i > 14$ realizando un proceso inverso al de acumulación.

II.9.3 Método del Test “U”

El Test “U” de Wilcoxon, Mann y Whitney (Koch y Rego, 1965) examina, utilizando números de orden, si dos muestras A y B provienen de la misma población con respecto a la tendencia central. El test “U” debe ser aplicado a muestras con número de datos $N > 4$ y dotadas de asimetría positiva. El esquema del test es el siguiente:

- 1) Juntar las muestras A y B identificando los valores de cada una y ordenar los valores en modo creciente,
- 2) Definir para cada valor el correspondiente número de orden,
- 3) Calcular R_A y R_B , suma de los números de orden asociados a las muestras A y B respectivamente,
- 4) Calcular los parámetros U_A y U_B :

$$U_A = N_A N_B + 0.5 N_A (N_A + 1) - R_A$$

$$U_B = N_A N_B + 0.5 N_B (N_B + 1) - R_B$$

donde N_A y N_B son los números de datos de las muestras A y B respectivamente.

- 5) Determinar el parámetro $U = \min \{|U_A|, |U_B|\}$
- 6) Calcular la variable Z del test, definida como:

$$Z = \frac{|U - 0.5N_A N_B|}{\sqrt{N_A N_B (N_A + N_B + 1)/12}}$$

- 7) Definir el valor de z_α para un nivel de significancia (ver Capítulo IX) $\alpha=1\%$, 5% ó 10% , mediante tablas de la variable tabulada de la ley de Gauss.
- 8) Efectuar la decisión del test: $Z \geq z_\alpha$ (Existe cambio en la tendencia central de las muestras). $Z < z_\alpha$ (No existe cambio en la tendencia central de las muestras).

La serie puede ser dividida en subseries, con el fin de analizar y determinar eventuales cambios internos en la tendencia central de la misma.

Es necesario señalar que el test determina los eventuales cambios pero no discierne si los mismos son debidos a inconsistencias o no-homogeneidades. Las causas de dichos cambios deberán establecerse a partir de comparaciones con otras estaciones mediante dobles acumulaciones, investigando las intervenciones antrópicas en la cuenca, analizando la "historia" de las estaciones de medición, etc..

En el caso de largas series temporales de caudales o niveles hidrométricos máximos o mínimos, si se han producido perturbaciones de origen antrópico en la cuenca, es seguro que las series de niveles registrados en distintas estaciones localizadas a lo largo del río evidencien la misma no-homogeneidad. Tal no-homogeneidad no sería detectada utilizando, por ejemplo, el método de dobles acumulaciones con las series completas provenientes de dos diferentes estaciones de medición ubicadas en el mismo río. En esta situación, con el método de dobles acumulaciones se obtendría que los datos son consistentes (si no ocurrieron errores sistemáticos) (ver Figura II.19), aún cuando las series sean no-homogéneas (ver Figura II.20).

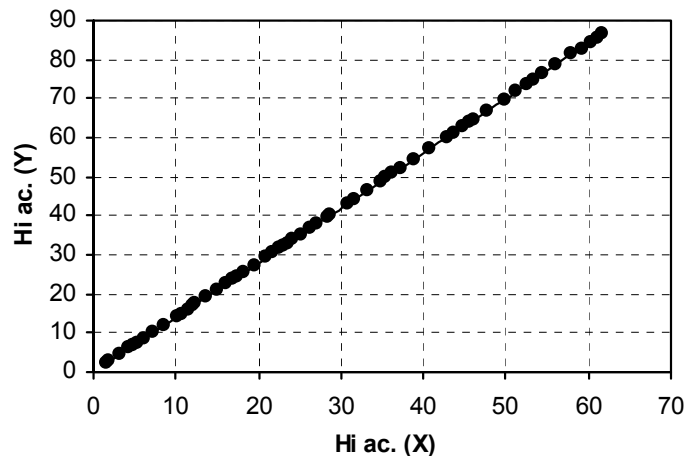


Figura II.19: Dobles acumulaciones estaciones X e Y.

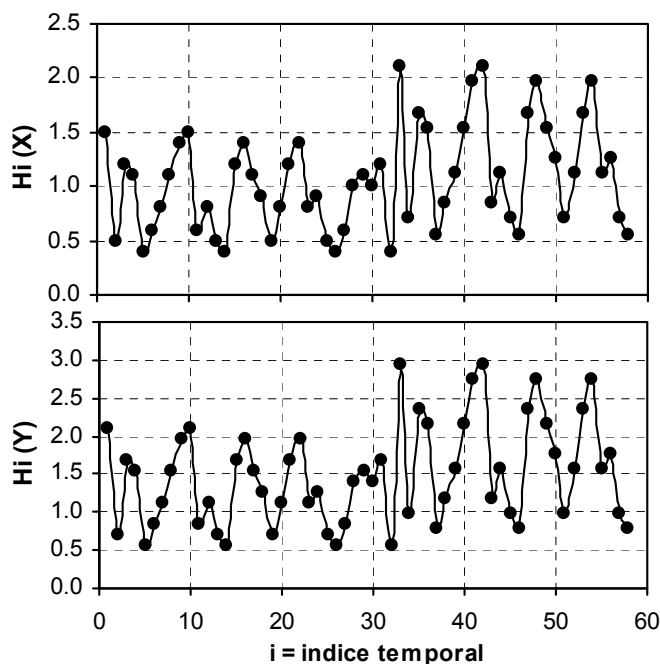


Figura II.20: Niveles hidrométricos máximos anuales estaciones X (arriba) e Y (abajo).

Por ejemplo, mediante la aplicación del test “U”, a la serie de niveles hidrométricos mínimos y máximos anuales del río Paraná en Rosario (Escala limnimétrica km 416), correspondiente al período 1901-1988, se detectó un cambio en la tendencia central a partir del 1970 (DHIS-FCEIA, 1989). Tal cambio se detecta en todas las escalas limnimétricas ubicadas a lo largo del río, el cual se mantiene hasta la actualidad (2016). Es decir, ambas series son no homogéneas. Las causas de dicho cambio deben investigarse a través del análisis de series climáticas y de la intervención del hombre en la cuenca. Diversos factores han intervenido para producir dicho cambio.

En primer lugar se observa un incremento de las lluvias a escala regional en subcuencas del río Paraguay y Alto Paraná a partir del 1970 (Anderson et al., 1993, Halcrow & Asoc., 1994; García y Vargas, 1996; Tucci, 1998).

Por otra parte, se han realizado desarrollos hidroeléctricos en la subcuenca del Alto Paraná, mediante la construcción de más de setenta represas con capacidad de almacenamiento de 283 km³ (CICPLATA, 2005). Las represas regulan sustancialmente valores mínimos, ya que operan mediante turbinado continuo para abastecer la demanda básica de energía. Los valores máximos no se ven sustancialmente modificados porque los embalses se mantienen a capacidad máxima (el desalmacenamiento implica una pérdida económica), por lo tanto, las crecidas se dejan transitar sin atenuaciones importantes de los picos.

Además, se han constatado cambios en el uso del suelo en las subcuencas del Alto Paraná, Paraguay e Iguazú, consistente en deforestación, agricultura intensiva, desarrollos urbanos desde 1950 y canalizaciones (ver Capítulo I). Verificándose una

intensificación en el período 1970-1980 con la expansión de la frontera agrícola y consecuente pérdida del 67% de la selva tropical (CICPLATA, 2005). Estas intervenciones afectan valores máximos y mínimos, ya que en la cuenca se reduce el primer nivel de almacenamiento (intercepción por follaje) y se incrementa la impermeabilización (urbanización). Es también de destacar la construcción de canales en los humedales del Pantanal (recuperación de tierras, navegación, etc.).

II.10 BIBLIOGRAFÍA

- Adami, A. (1992). *Misure Idrauliche*. Rapporto N° 3, Instituto de Hidráulica "Gino Poleni", Universidad de Padua, Italia.
- Anderson, R.J.; Dos Santos, N. y Díaz, H.F. (1993). *An analysis of flooding in the Paraná/Paraguay basin*. LATEN Dissemination Note n° 5. World Bank LACR TD, Washington, USA.
- Barnes, J.W. (1988). *Statistical Analysis for Engineers: A Computer-Based Approach*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey 07632.
- Chow, Ven Te (1964). *Handbook of Applied Hydrology*. Edit. Mc Graw-Hill, New York.
- Chow, Ven Te; Maidment, D. y Mays, L. (1994). *Hidrología Aplicada*. Mc Graw-Hill Interamericana S.A.
- CICPLATA (2005). *Programa Marco para la Gestión Sostenible de los Recursos Hídricos de la Cuenca del Plata, en relación con los Efectos de la Variabilidad y el Cambio Climático*. Informe 2005. Comité Intergubernamental Coordinador de Países de la Cuenca del Plata.
- DHIS-FCEIA (1989). *Estudio hidráulico y morfológico del tramo km 410-440 del Río Paraná*. Departamento de Hidráulica e Ing. Sanitaria. FCEIA-UNR.
- García, N. y Vargas, W. (1996). *Análisis de la variabilidad climática en la cuenca del Plata a través de sus caudales*. Proc. Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología.
- Gray, J.R. y Gartner, J.W. (2009). *Technological advances in suspended-sediment surrogate monitoring*. Water Resources Research, Vol. 45, W00D29.
- Halcrow & Asoc. (1994). *Estudio de regulación del valle aluvial de los ríos Paraná, Paraguay y Uruguay para el control de inundaciones*. Informe final. Anexo B: Hidrología.
- Heras, R. (1972). *Manual de Hidrología*. Tomo I. Centro de Estudios Hidrográficos, Madrid, España.
- Koch, U. y Rego, J. (1965). *Aplicação de testes nao-parametricos para verificar a homogeneidades de series hidrometeorologicas*. R.B.E., Vol. 3, N° 1, Brasil.
- Latosinski, F.G.; Szupiany, R.N.; García, C.M. y Guerrero, M. (2012). *Estimación del Transporte de Sedimentos de Fondo en un Gran Río con Perfilador Acústico Doppler*. I Encuentro de Investigadores en formación en Recursos Hídricos, IFRH 2012, INA, Ezeiza, Argentina.
- Latosinski, F.G.; Szupiany, R.N.; García, C.M., Gallego, M.; Amsler, M.L. y Pujol, A. (2011). *Estimación del Transporte de Material de Fondo en Suspensión con ADCP*. V Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos, Argentina.
- Linsley, R.K.; Kohler, M.A. y Paulhus, J.L. (1982). *Hydrology for Engineers*. Edit. Mc Graw-Hill.
- Rennie, C.D., Millar, R.G., y Church, M.A. (2002). *Measurement of bed load velocity using an acoustic Doppler current profiler*. Journal of Hydraulic Engineering, 128 (5), 473-483.
- Tucci, C. (1997). *Environmental issues in the Plata River*. Universidad Federal de Río Grande do Sul. Porto Alegre. Brasil.
- WMO (1981). *Manual on the Global Observing System*. WMO N° 544. World Meteorological Organization. Geneva.
- Wright, S.A.; Topping, D.J. y Williams, C.A., (2010). *Evaluation of acoustic profilers for discriminating silt-and-clay from suspended-sand in rivers*. II Joint Federal Interagency Conference, Las Vegas, NV, June 27 - July 1.