



Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura



Programa Hidrológico Internacional



Guía metodológica para la elaboración del mapa de zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas de América Latina y el Caribe

phi-LAC

Programa Hidrológico Internacional de la UNESCO para América Latina y el Caribe

PHI-VI / Documento Técnico N° 3



Centro del Agua para Zonas Áridas y Semiáridas de América Latina y el Caribe



Programa Hidrológico Internacional CONAPHI - Chile



Ministry of the Flemish Community Science and Innovation Administration



**“GUÍA METODOLÓGICA PARA LA ELABORACIÓN
DEL MAPA DE ZONAS ÁRIDAS, SEMIÁRIDAS Y
SUBHÚMEDAS SECAS DE
AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE”**



Esta Guía fue preparada bajo la Coordinación de Deyanira Lobo L.¹, y la participación de Donald Gabriels², Francisco Ovalles V³., Fernando Santibañez⁴, María Cristina Moyano⁵, Raúl Aguilera⁶, Roberto Pizarro⁷, Claudia Sanguesa⁷ y Nelson Urra⁴.

¹Universidad Central de Venezuela, Venezuela

²University of Ghent, Belgium

³INIA - Universidad Central de Venezuela, Venezuela

⁴Centro AGRIMED, Universidad de Chile, Chile

⁵Instituto Nacional del Agua, Argentina

⁶Centro de Estudios Espaciales, Universidad de Chile, Chile

⁷Universidad de Talca, Chile

Publicado en el 2006 por el Programa Hidrológico Internacional (PHI) de la Oficina Regional de Ciencia para América Latina y el Caribe de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) y el Centro del Agua para Zonas Áridas de América Latina y el Caribe (CAZALAC).

Dr. Luis P. Piera 1992, 2º piso, 11200 Montevideo, Uruguay

Documento Técnico del PHI-LAC, N° 3

ISBN 92-9089-088-6

© UNESCO 2006

Las denominaciones que se emplean en esta publicación y la presentación de los datos que en ella figura no suponen por parte de la UNESCO la adopción de postura alguna en lo que se refiere al estatuto jurídico de los países, territorios, ciudades o zonas, o de sus autoridades, no en cuanto a sus fronteras o límites. Las ideas y opiniones expresadas en esta publicación son las de los autores y no representan, necesariamente, el punto de vista de la UNESCO.

Se autoriza la reproducción, a condición de que la fuente se mencione en forma apropiada, y se envíe copia a la dirección abajo citada. Este documento debe citarse como:

UNESCO, 2006. Guía metodológica para la elaboración del mapa de zonas áridas, semi-áridas, y sub-húmedas secas de América Latina y el Caribe. CAZALAC. Documentos Técnicos del PHI-LAC, N°3.

Dentro del límite de la disponibilidad, copias gratuitas de esta publicación pueden ser solicitadas a:

Programa Hidrológico Internacional para
América Latina y el Caribe (PHI-LAC)
Oficina Regional de Ciencia para
América Latina y el Caribe
UNESCO
Dr. Luis P. Piera 1992, 2º piso
11200 Montevideo, Uruguay
Tel.: + 598 2 413 2075
Fax: + 598 2 413 2094
E-mail: phi@unesco.org.uy
<http://www.unesco.org.uy/phi>

Centro del Agua para Zonas Áridas y
Semiáridas de América Latina y el Caribe
(CAZALAC)
Benavente 980
La Serena, Chile
Tel./Fax: +56 51 204 493
E-mail: cazalac@cazalac.org
<http://www.cazalac.org>

Índice

Presentación de los autores	i
Lista de Figuras	ii
Lista de Cuadros	iii
Resumen ejecutivo	iv
Introducción	1
Capítulo I. Propuesta Metodológica	4
Disponibilidad de agua	4
Información requerida	5
Índices complementarios para describir los regímenes de humedad	8
Elaboración del mapa	11
Acuerdos del 2do. taller (Quito, Ecuador 20 y 21 enero, 2005) acerca de la Metodología para el Mapa de Zonas Áridas, Semiáridas y Subhúmedas secas de América Latina y El Caribe	12
Capítulo II. Análisis exploratorio de datos (AED)	13
Importancia del AED	14
Etapas del AED	14
Preparación de los datos	14
Gráficos de uso común en el AED	15
Identificación de los valores atípicos	21
Capítulo III Estimación y completación de datos de precipitación faltantes	24
Análisis de la consistencia de datos pluviométricos	24
Completación de datos faltantes	28
Métodos de relleno para estimar datos faltantes	29
Capítulo IV. Métodos de Estimación de Precipitaciones Areales	33
Media aritmética	33
Método de Thiessen	34
Método de las isoyetas	36
Método modificado de los polígonos de Thiessen	39
Método del inverso de la distancia al cuadrado	41
Ejemplo Práctico	42
Capítulo V. Datos climáticos faltantes para la estimación de la ET_0 por el protocolo de	
FAO/Penman-Monteith	45
Ecuación de Thornthwaite	45
Ecuación de Penman- Monteith original	45
Ecuación de Turc	46
Ecuación de Ivanov	46
Anexo 1. Métodos cartográficos para la creación del Mapa de Regímenes Hídricos.	47
Mapa preliminar de Zonas Áridas de Sur América. Versión Demo	52
Anexo 2. Protocolo de Calculo de la Evapotranspiración de Referencia mediante la ecuación FAO/Penman-Monteith	53
Anexo 3. Símbolos y Unidades	56
Anexo 4. Equivalencia de Unidades	57
Anexo 5. Referencias Bibliográficas	58

PRESENTACIÓN DE LOS AUTORES

AGUILERA RAÚL Ingeniero Civil Electrónico. Centro de Estudios Espaciales - Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas - Universidad de Chile, Chile. raguiler@ing.uchile.cl

GABRIELS DONALD. Ingeniero Agrícola. MSc. en Agronomía. Ph.D en Ciencias Agrícolas. Postdoctorado en Conservación de Suelos. Department of Soil Management and Soil Care. Faculty of Agricultural and Applied Biological Sciences. Ghent University, Bélgica. donald.gabriels@ugent.be

LOBO L. DEYANIRA. Ingeniero Agrónomo. MSc. en Ciencia del Suelo. Dr. Ciencia del Suelo. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Agronomía, Instituto y Departamento de Edafología. Postgrado en Ciencia del Suelo. Venezuela. lobod@agr.ucv.ve

MOYANO MARÍA CRISTINA. Licenciada en Ciencias Meteorológicas. Postgrado en Hidrología. Departamento de Ciencias de la Atmósfera de la Facultad de Ciencias Exactas de la Universidad de Buenos Aires. Instituto Nacional del Agua (INA). Argentina. cmoyano@ina.gov.ar

OVALLES V. FRANCISCO. Ingeniero Agrónomo. MSc. Ciencia del Suelo. Ph.D en Ciencia del Suelo, mención Geografía. Instituto Nacional de Investigaciones Agropecuarias (INIA). Facultad de Agronomía, Universidad Central de Venezuela. fovalles@inia.gov.ve

PIZARRO T. ROBERTO. Ingeniero Forestal. Dr. en Hidrología. Facultad de Ciencias Forestales. Universidad de Talca, Chile. rpizarro@utalca.cl

SANGÜESA CLAUDIA. Ingeniero Forestal. Licenciada en Ciencias Forestales. Asistente de Investigación. Facultad de Ciencias Forestales, Universidad de Talca, Chile. csanguesa@utalca.cl

SANTIBAÑEZ FERNANDO. Ingeniero Agrónomo. Dr. En Ciencias Naturales. Especialista en Bioclimatología y Ciencias Ambientales. Centro de Agricultura y Medio Ambiente (AGRIMED), Universidad de Chile, Chile. fsantiba@uchile.cl

URRA NELSON. Ingeniero en Recursos Naturales Renovables. Licenciado en Recursos Naturales Renovables. Centro de Agricultura y Medio Ambiente (AGRIMED) Universidad de Chile. Chile. nelsonurra@agrimed.cl

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Características del cultivo de referencia hipotético (tomada de FAO, 1998)
- Figura 2. Temperatura mínima media mensual (período 1960-2003)
- Figura 3. Histogramas de a) la precipitación media mensual y b) la temperatura media mensual (período 1960-2003).
- Figura 4. Relación existente entre diversos parámetros climáticos: a) precipitación media anual y precipitación media del mes de mayo, b) precipitación media mensual y temperatura media mensual, c) ETP e índice hídrico
- Figura 5. Distribución de los datos de a) temperatura promedio mensual y b) precipitación mensual.
- Figura 6. Distribución de los valores de las medias locales (mensuales) en relación a la media general (período 1960-61) de la precipitación.
- Figura 7. Distribución de los valores de las medias locales (anuales) en relación a la media general (período 1970-2003) de la precipitación.
- Figura 8. Distribución de los valores de las medias locales (mensuales) en relación a la media general (período 1960-2003) de la precipitación.
- Figura 9. Distribución de los valores de las medias locales (mensuales) en relación a la media general (período 1960-2003) de la precipitación., mostrando las cercas internas y externas.
- Figura 10. Representación gráfica de datos acumulados de precipitación entre los años 1991 y 1963.
- Figura 11. Polígonos de Thiessen
- Figura 12. Perfil Pluviométrico
- Figura 13. Mapa de Isoyetas

LISTA DE CUADROS

Cuadro 1.	Clasificación del Índice P/ET_0	
Cuadro 2.	Clasificación del Índice de Fournier Modificado (IFM)	
Cuadro 3.	Clasificación del Índice de Concentración de la Precipitación (ICP)	
Cuadro 4.	Medidas descriptivas numéricas y representaciones gráficas aconsejadas en función de la escala de medida de la variable.	

RESUMEN EJECUTIVO

La presente Guía constituye uno de los productos preliminares del Proyecto liderado por el Centro del Agua para Zonas Áridas y Semiáridas de América Latina y El Caribe (CAZALAC), para la elaboración del Mapa de Zonas Áridas, Semiáridas y Subhúmedas secas de América Latina y El Caribe.

Esta iniciativa representa el esfuerzo de diferentes instituciones: Gobierno de Flandes, Bélgica; Programa Hidrológico Internacional (PHI – UNESCO) y CAZALAC, así como de profesionales que estudian la problemática de la aridez e índices relacionados.

Este documento está dirigido a:

- Expertos en cambio climático y cambio global y sus consecuencias
- Expertos e instituciones que estudian los procesos de degradación de tierras y desertificación
- Profesionales relacionados con estudios de uso de la tierra, manejo y conservación de suelos y aguas, manejo del recurso agua, y otros sectores relacionados.
- Planificadores y tomadores de decisión con respecto al uso de la tierra, para el conocimiento y entendimiento de los problemas relacionados con la aridez y los riesgos de desertificación.

La Guía consta de una parte introductoria, de carácter conceptual, que resume la importancia de la delimitación de los regímenes de humedad de la Región de América Latina y El Caribe, así como los objetivos de la misma.

A continuación se presenta en el Capítulo I la propuesta metodológica que incluye los criterios y métodos adoptados para la delimitación de las Zonas Áridas, Semiáridas y Subhúmedas secas de la Región. Se incluyen los índices a mapear y la información requerida para el cálculo de los mismos.

El Capítulo II se refiere al Análisis Exploratorio de datos, incluyendo algunos ejemplos de este.

En el Capítulo III se presentan diferentes métodos para la estimación y completación de datos de precipitación faltantes.

En el Capítulo IV se muestran algunos métodos de estimación de precipitaciones areales, incluyendo ejemplos y un análisis crítico de los mismos.

El Capítulo V resume algunas opciones para el cálculo de la Evapotranspiración de Referencia (ET_0), cuando no se dispone de la información para realizarlo utilizando el protocolo de FAO/Penman-Monteith.

El documento contiene cinco anexos: Anexo 1, que presenta los métodos cartográficos para la creación del Mapa de Regímenes Hídricos, y presenta además una versión preliminar del Mapa. El anexo 2, se refiere al Protocolo de Cálculo de la Evapotranspiración de Referencia mediante la ecuación FAO/Penman-Monteith. El anexo 3 contiene los Símbolos y Unidades, mientras que el anexo 4 contiene las Equivalencias de Unidades. En el anexo 5 se presentan las Referencias Bibliográficas.

La presente Guía tiene que ser entendida como un documento marco, cuyo uso podría requerir un enfoque más flexible para la adaptación a condiciones específicas.

Esta Guía está acompañada del Sistema CIRH, software para el Cálculo de Índices del Régimen Hídrico.

INTRODUCCIÓN

En muchas regiones, en el ámbito mundial existe un desbalance entre recursos naturales, población y necesidades básicas. Este desbalance es más marcado y notorio en regiones áridas, semiáridas y subhúmedas. Las regiones áridas y semiáridas comprenden el 30 % de la superficie de la tierra y están caracterizadas por un balance hídrico negativo casi todo el año

En estas regiones la degradación de suelos es un serio problema, generalmente causado por una estrecha interacción entre los factores biofísicos y socioeconómicos.

Por otra parte, debido a que la precipitación en esas regiones tiene bajos promedios y una alta variabilidad espacial y temporal, además del carácter torrencial, es difícil hacer predicciones.

Problemas generales de delimitación de las zonas.

Los límites de las zonas áridas, semiáridas y subhúmedas no son abruptos ni estáticos, debido a la alta variabilidad interanual en la precipitación y a la ocurrencia de sequías, lo cual puede ocurrir por períodos de varios años.

Definiciones relacionadas

Es importante diferenciar los términos 'aridez', 'sequía' y 'desertificación':

'Aridez' implica un déficit pluviométrico permanente (fenómeno climático de largo tiempo), lo cual está ligado a otras condiciones climáticas específicas, como temperaturas elevadas, baja humedad de aire y fuerte evaporación. Es definida usualmente en términos de baja precipitación promedio o agua disponible.

'Sequía' resulta de un déficit pluviométrico temporal con relación a la precipitación normal (fenómeno de corto plazo) y es generalmente percibido como un incidente por debajo de la disponibilidad natural de agua. Hay que distinguir entre 'sequía' (período de 1 – 2 años con precipitación por debajo del promedio y 'desección' (período seco por una década o mas).

'Desertificación' es la degradación de la tierra en zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas derivada fundamentalmente de los efectos negativos de diversos factores, tales como las variaciones climáticas y las actividades humanas.

El término "tierras secas" ha sido adoptado por la Convención de las Naciones Unidas para el combate de la desertificación (CCD) para describir a aquellas tierras donde los problemas de degradación de tierras deben ser atendidos y donde deben promoverse métodos para alcanzar el desarrollo sostenible, considerando sus fragilidad ecológica.

Dentro de las tierras secas se incluyen las zonas hiperáridas, las zonas áridas, las zonas semiáridas y las zonas subhúmedas secas.

Se han realizado intentos para establecer los límites o definirlos en términos de características como la vegetación natural. Se debe reconocer también que zonas áridas individuales no representan climas homogéneos.

El problema fundamental para la caracterización y delimitación de zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas, desde el punto de vista climático, es la evaluación e identificación de variables climáticas para establecer un índice de deficiencia y excedencia de agua que evalúe la

relación entre el agua que entra al sistema y que sale de este.

Diferentes metodologías se han propuesto y utilizado para la delimitación de zonas climáticas en el ámbito mundial, entre estas se destacan:

- Sistema basado en la relación de precipitación/evapotranspiración estimada, incluyendo el factor temperatura (Köppen, 1948)
- Índice de aridez anual de Bailey (Bailey, 1983)
- Sistema basado en la precipitación media anual y temperatura media anual (Bailey, 1983 y Thornthwaite, 1948)
- Sistemas basados en la longitud del período de crecimiento
- Sistemas basados en el número de meses secos, precipitación, evapotranspiración y tipo de vegetación

Uno de los criterios más ampliamente utilizado para delimitar zonas climáticas es el índice climático P/ETP, desarrollado por la FAO y la UNESCO en 1977, tomando como base el índice de humedad propuesto por Thornthwaite (1948), el método de Penman (1948) y el procedimiento propuesto por Meigs (1953). Este índice expresa la relación entre la precipitación anual promedio y la evapotranspiración potencial en un área determinada (UNEP, 1992; UICN/CCD, 2002)

El mapa de Aridez, publicado por la UNESCO (1977) no fue derivado de una base de datos georeferenciados, sino de una base de datos, en la cual no se identifica los rangos de períodos de tiempo cubiertos para las diferentes estaciones consideradas.

El cálculo de los valores de ETP se realizó por el método de Penman, que requiere un amplio rango de datos meteorológicos.

La UNESCO, en su reunión de Noviembre de 2001, estableció en el marco de la fase VI del Programa Hidrológico Internacional (PHI) (2002 – 2007) que la mayor prioridad debe ser dada al manejo de los recursos hídricos con especial atención a las regiones áridas y semiáridas.

En vista de esto, el Centro del Agua para Zonas Áridas y Semiáridas para América Latina y El Caribe (CAZALAC), con sede en La Serena, Chile, propuso dentro del Programa Hidrológico Internacional, un proyecto para desarrollar, una metodología estandarizada y consolidada para la delineación y mapeo de las zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas en América Latina y El Caribe. Este proyecto debe satisfacer la necesidad de la representación gráfica de la dinámica del clima en la región, para ser usada como un estudio temático descriptivo y como herramienta de manejo.

La necesidad creciente de estrategias de manejo más integrales y amplias, en el ámbito subregional, regional y continental implica el uso de herramientas técnicas y científicas comunes, estandarizadas y homogeneizadas, dentro de las cuales la clasificación y el mapeo son esenciales. Los procedimientos para la delineación y mapeo deben estar relacionados con criterios básicos, tales como los temas de referencia (aridez, sequía, agresividad climática), la escala, la precisión y los indicadores para estimar los temas de referencia.

Una metodología estandarizada ofrece ventajas relacionadas con la posibilidad de intercambiar la información, realizar transferencia de conocimientos, implementación de estudios comparativos, establecer programas y proyectos de investigación conjunta.

El procesamiento de los datos y la implementación es de importancia crítica para el éxito del mapa.

Las fuentes potenciales de error y los procedimientos para interpolación y extrapolación deben recibir atención preferencial.

La Guía y los mapas, en el ámbito subregional, regional y continental están destinados a expertos en cambio climático, cambio global, degradación de tierras y desertificación, Hidrología, manejo y conservación de suelos y aguas, así como a planificadores y tomadores de decisión con respecto al uso de la tierra y el agua.

La Guía tiene que ser entendida como un documento marco cuyo uso podría requerir un enfoque más flexible para la adaptación a condiciones específicas.

METODOLOGÍA PRELIMINAR

Como primer paso se realizó un Taller de trabajo cuyo objetivo fue proponer una metodología general, que se pueda aplicar en los países de la región de América Latina y El Caribe, para la elaboración del Mapa de Zonas Áridas, Semiáridas y Subhúmedas Secas.

Este primer Taller contó con la participación de representantes de Chile (Guido Soto, Fernando Santibañez, Roberto Pizarro, Luis Aguilera, Claudia Sangüesa, Manuel Soto) México (José Donaldo Ríos), Argentina (Elena Abraham, María Cristina Moyano), Venezuela (Deyanira Lobo, Francisco Ovalles y Nectalí Rodríguez), Gobierno de Flandes (Donald Gabriels) y con Organizaciones e Instituciones que trabajan dentro del Programa UNESCO-PHI.

Los propósitos de este primer taller estuvieron dirigidos a definir y establecer los objetivos, contenidos, metodología y escala de trabajo que se seguirán, así como productos y las fases en las cuáles se realizará el trabajo y los productos preliminares en cada fase.

CAPITULO I. PROPUESTA METODOLÓGICA

A continuación se describen los criterios y metodologías adoptadas para la delimitación de zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas de América Latina y El Caribe; así como las fases para realizar el trabajo

En esta propuesta hicieron importantes aportes: Donald Gabriels, Francisco Ovalles V., Fernando Santibañez, María Cristina Moyano, Raúl Aguilera, Roberto Pizarro, Claudia Sanguesa y Nelson Urra.

En el tema correspondiente al *Análisis Exploratorio de Datos* se agradecen los valiosos aportes de Francisco Ovalles, mientras que el tema relativo a los *Métodos de Completación de Datos*, se agradecen los aportes de María Cristina Moyano, Roberto Pizarro y Claudia Sanguesa.

En el ítem correspondiente a *Métodos de Estimación de Precipitaciones Areales*, se agradecen los aportes de Roberto Pizarro y Claudia Sanguesa.

De igual manera, se agradece a Fernando Santibañez los aportes presentados en los Anexos 1 y 2

DISPONIBILIDAD DE AGUA

Una vez revisados los diferentes índices utilizados para la caracterización y delimitación de Zonas Áridas, Semiáridas y Subhúmedas Secas, tanto en el ámbito regional como mundial, se acordó adoptar un índice que permite definir los lapsos de deficiencia y excedencia climática de agua en un período específico, el cual debe estar relacionado básicamente con la precipitación y la evapotranspiración de referencia en el sistema considerado. Por ello se propone la utilización de la relación:

$$\frac{P_m}{ET_0} \quad (\text{UNEP, 1997}) \quad (1)$$

donde: P_m : precipitación media del periodo

ET_0 : Evapotranspiración de referencia del periodo

Este índice se utilizará para la clasificación y delimitación de las tierras utilizando los criterios propuestos por Hassan y Dregne (1997), utilizados en el Atlas Mundial de Desertificación (UNEP, 1997), siguiendo los criterios señalados en el Cuadro 1.

Cuadro 1. Clasificación del Índice P/ET_0

Zonas	P/ET_0
Hiperáridas	< 0.05
Áridas	0.05 a < 0.20
Semiáridas	0.20 a < 0.50
Subhúmedas secas	0.50 a < 0.65
Subhúmedas húmedas	0.65 a 1
Húmedas	> 1

INFORMACIÓN REQUERIDA

PRECIPITACIÓN

Se propone utilizar datos de precipitación mensuales para un período de 30 años, de preferencia durante el lapso de 1970 al 2000.

En el caso de no contarse con la información, esta deberá completarse y corregirse siguiendo la metodología del Balance Hídrico de América del Sur, la cual se describe bajo el título *ESTIMACIÓN Y COMPLETACIÓN DE DATOS DE PRECIPITACIÓN FALTANTES*. De igual manera se realizará un análisis exploratorio de los datos disponibles siguiendo las pautas señaladas bajo el título: *ANÁLISIS EXPLORATORIO DE DATOS (AED)*

EVAPOTRANSPIRACIÓN

Se utilizará el término Evapotranspiración de referencia (ET_0), cuya estimación se realizará utilizando el método de Penman-Monteith FAO, como referencia para el cálculo de esta.

Método de Penman-Monteith FAO

FAO, en colaboración con la Comisión Internacional para Riego y Drenaje y con la Organización Meteorológica Mundial, organizó una consulta de expertos e investigadores para revisar las metodologías de FAO sobre los requerimientos de agua de los cultivos y hacer sugerencias sobre la revisión y actualización de los procedimientos.

El panel de expertos recomendó la adopción de la combinación del método de Penman-Monteith como un nuevo estándar para la evapotranspiración de referencia y sugirió los procedimientos para el cálculo de varios de sus parámetros, los cuales se encuentran ampliamente explicados en *Crop Evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements* (FAO, 1998)

A continuación se resumen algunas de las pautas más importantes, tomadas de FAO (1998):

Para definir el cultivo de referencia como un cultivo hipotético con una altura asumida de 0.12 m, teniendo una resistencia superficial de 70 s m^{-1} y un albedo de 0.23, estrechamente parecido a la evaporación de una extensión superficial de grama verde de altura uniforme, creciendo activamente con una adecuada suplencia de agua (Figura1). Este método supera las limitaciones del método previo FAO Penman y provee valores más consistentes con los datos mundiales de uso de agua de los cultivos

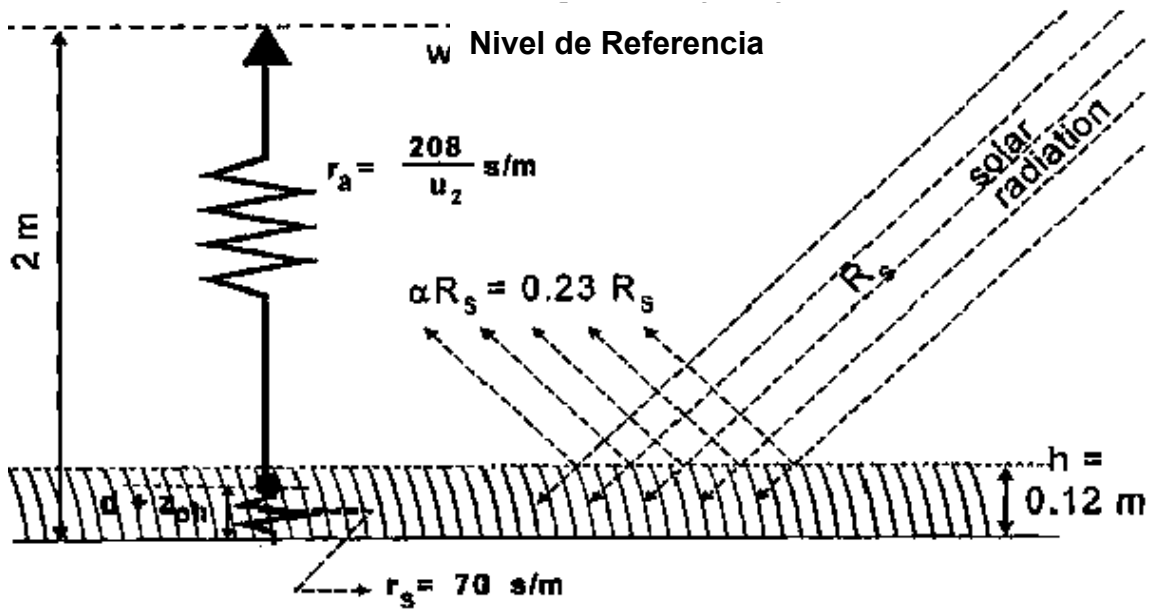


Figura 1. Características del cultivo de referencia hipotético (tomada de FAO, 1998)

Con la ecuación original Penman-Monteith y las ecuaciones de resistencia aerodinámica y superficial, el método FAO Penman-Monteith para estimar la ET_0 , pudo ser derivada, y se propone la siguiente:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (2)$$

Donde:

- ET_0 evapotranspiración de referencia [$mm \text{ día}^{-1}$]
- R_n radiación neta en la superficie del cultivo [$MJ \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$]
- G densidad de Flujo de calor en el suelo [$MJ \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$]
- T temperatura del aire media diaria a 2 m altura [$^{\circ}C$]
- u_2 velocidad del viento a 2 m altura [$m \text{ s}^{-1}$]
- e_s presión de vapor de saturación [kPa], e_a presión de vapor actual [kPa]
- $e_s - e_a$ déficit de presión de vapor de saturación [kPa],
- Δ pendiente de la curva de presión de vapor de saturación en función de la temperatura [$kPa \text{ } ^{\circ}C^{-1}$],
- γ coeficiente psicrométrico [$kPa \text{ } ^{\circ}C^{-1}$].

La Evapotranspiración de referencia, ET_0 , provee un estándar al cual:

- la evapotranspiración en diferentes períodos del año o en otras regiones puede ser comparada;
- la evapotranspiración de otros cultivos puede estar relacionada

La ecuación usa registros meteorológicos estándar de: radiación solar, temperatura del aire, humedad y velocidad del viento. Para asegurar la integridad de los cálculos, las mediciones deben ser realizadas a 2 m (o convertidas a esa altura) por encima de una extensa superficie de grama verde cubriendo el suelo y sin déficit de agua

La ecuación Penman-Monteith -FAO es una representación simple y cercana de los factores que rigen el proceso de evapotranspiración. Para usar la definición de ET_0 de la ecuación de Penman-Monteith -FAO se pueden calcular los coeficientes de los cultivos (K_c) en los sitios de investigación, relacionando la ET_c con la ET_0 calculada

$$K_c = \frac{ET_c}{ET_0} \quad (3)$$

En esta propuesta se toman en cuenta dentro del coeficiente del cultivo las diferencias en el dosel del cultivo y la resistencia aerodinámica relativa al cultivo de referencia hipotético. El factor K_c sirve como una agregación de las diferencias físicas y fisiológicas entre cultivos y la definición de referencia.

Datos requeridos

La ecuación Penman-Monteith -FAO además de la localización del sitio, requiere datos de humedad, radiación y velocidad del viento para cálculos diarios, semanales, decadiarios o mensuales.

Es importante verificar las unidades en las cuales son reportados los datos meteorológicos y la posibilidad de hacer las respectivas conversiones si son necesarias.

Localización

Se deben especificar: la altura por encima del nivel del mar (m) y la latitud (grados norte o sur). Estos datos son necesarios para ajustar algunos parámetros del clima para el valor promedio local de presión atmosférica (en función de la elevación del sitio por encima del nivel del mar medio) y computar la radiación extraterrestre (R_a) y, en algunos casos, las horas de luz (N). En el cálculo de R_a y N, la latitud es expresada en radianes

Para el hemisferio Norte es usado un valor positivo y para el hemisferio Sur un valor negativo

Temperatura

Se requieren los valores de temperatura máxima y mínima mensual promedio, expresada en grados Celsius ($^{\circ}\text{C}$). Si solo se dispone de los valores de temperatura media diaria, se pueden ejecutar los cálculos, pero con cierta sobreestimación de la ET_0 , debido a las relaciones no-lineales entre la presión de vapor de saturación y temperatura.

Usando la temperatura media del aire, en lugar de los valores máximos y mínimos se obtiene un valor mas bajo de la presión de vapor de saturación (e_s) y por lo tanto una diferencia de presión de vapor mas baja ($e_s - e_a$), de aquí un bajo estimado de la ET_0

Humedad

Se requieren datos (promedios) de presión de vapor actual mensual, e_a , en kilopascales (kPa). Si no se dispone de los datos, estos pueden ser derivados de la Humedad relativa mínima (%), datos psicrométricos (temperaturas del bulbo húmeda y seca ($^{\circ}\text{C}$) o temperatura del punto de condensación ($^{\circ}\text{C}$))

Radiación

Se requieren los valores de radiación neta mensual (promedio), expresada en megajulios por metro

cuadrado por día ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). Estos datos no están disponibles comúnmente, pero pueden ser derivados de los valores promedio diarios de radiación de onda corta medidos con un piranómetro, o de los valores promedios diarios de horas de luz solar (horas por día), mediadas con un registrador de horas de luz solar (Campbell-Stokes)

Velocidad del viento

Se requieren datos mensuales de velocidad del viento, expresada en metros por segundo (m s^{-1}), medidos a 2 m por encima del nivel del suelo. Es importante verificar la altura a la cual es medida la velocidad del viento, ya que las velocidades difieren a diferentes alturas por encima del nivel del suelo.

ÍNDICES COMPLEMENTARIOS PARA DESCRIBIR LOS RÉGIMENES DE HUMEDAD

Considerando que los régimen de humedad tiene dos dimensiones: espacial y temporal, se requiere utilizar índices que incluyan las variaciones temporales de la disponibilidad de agua. Considerando el tiempo, se pueden describir ambos, los períodos de déficit y exceso de agua. Los períodos de exceso de agua pueden crear también muchos problemas de sequía.

- **Períodos seco y húmedo**

La principal característica del régimen de humedad que influencia la distribución ecológica de las especies y el manejo del agua en la agricultura de riego es la longitud de la estación seca. Esta puede definirse mediante los siguientes criterios:

$$LP_D = \text{N}^\circ \text{ de meses secos} = P < 0,5ET_0 \quad (4)$$

$$LP_R = \text{N}^\circ \text{ de meses lluviosos} = P > ET_0 \quad (5)$$

donde: LP_D : longitud del período con déficit de agua

LP_R : longitud del período con exceso de agua

Encontrándose la siguiente clasificación:

- Árido: LDP < 75 días
- Semi-árido: LDP entre 75 – 180 días
- Sub-húmedo: LDP entre 180 – 270 días
- Húmedo: LDP > 270 días

Donde: LDP: período del año (en días), cuando el suministro de humedad aprovechable del suelo, alimentado por la lluvia, es mayor que la mitad de la evapotranspiración de referencia (ET_0).

- **Déficit de agua**

Otro aspecto que determina la aridez de un clima dado es el valor absoluto de las diferencias negativas entre precipitación y evapotranspiración de referencia. Este índice provee una estimación del déficit total anual de precipitación durante la estación seca. Esto es una aproximación del requerimiento de riego para cultivos perennes.

$$DH = \sum_{i=1}^{12} (P - ET_0) , \text{ (Solo valores negativos)} \quad (6)$$

DH = déficit de agua anual (mm)

P = precipitation mensual (mm)

□ AGRESIVIDAD CLIMATICA

Las zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas son frágiles y sensibles a la desertificación (degradación de la vegetación y suelos), siendo la erosión hídrica uno de los principales indicadores asociados, razón por la cual es importante la selección de un Índice de agresividad de las lluvias.

El grupo de expertos propone el Índice de Fournier modificado (*IFM*) para un periodo específico, para caracterizar la agresividad de la precipitación.

$$IFM = \sum_{i=1}^{12} \frac{P_i^2}{P} \quad (\text{Arnoldus, 1980}) \quad (7)$$

donde: P_i = precipitación mensual (mm)

P = precipitación anual (mm)

El cálculo del IFM debe hacerse para cada año y luego calcular el promedio, cuya clasificación se presenta en el Cuadro 2.

Cuadro 2. Clasificación del Índice de Fournier Modificado (IFM)

IFM	Clasificación
0 – 60	Muy bajo
60 - 90	Bajo
90 – 120	Moderado
120-160	Alto
> 160	Muy alto

- Índices complementarios

La variabilidad de la precipitación es un aspecto importante en zonas áridas, semiáridas y subhúmedas. Las actividades humanas en estas zonas pueden estar más comprometidas por la incertidumbre de ocurrencia de lluvias en una estación o año, que por la disponibilidad de humedad promedio.

Las variaciones interanuales de la precipitación tienen gran relevancia en estudios de degradación de tierras, y las características de las lluvias en una localidad pueden incrementar la presión sobre las tierras vecinas que tienen mejores condiciones de humedad. Períodos con mayor precipitación pueden contribuir a la desertificación, ya que se incrementa la presión sobre la tierra, debido al cultivo, lo cual tiende a crear dificultades durante los períodos secos siguientes.

Entre otros índices que permiten la evaluación de la agresividad y distribución de las lluvias que pueden contribuir a la metodología de referencia propuesta, se pueden mencionar:

- **Factor R de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelos:**

$$EI_{30} \quad (\text{Wischmeier y Smith, 1978}) \quad (8)$$

$$E = a + b \log I \quad (\text{Renard et al, 1993})$$

Este índice debe ser calculado sobre una base anual, estimado mediante la sumatoria de 1 a n precipitaciones con características erosivas ocurridas durante el año, para un periodo de tiempo específico o disponible.

- **Índice de Fournier**

$$IF = \frac{P_{max}^2}{P} \quad (\text{Fournier F. 1960}) \quad (9)$$

P_{max} : precipitación del mes más lluvioso (mm)

P : precipitación media anual (mm)

- **Índice de Concentración de la Precipitación (ICP) de cada año**

$$ICP = 100 \frac{\sum p_i^2}{P^2} \quad (\text{Oliver, 1980}) \quad (10)$$

p_i : precipitación mensual (mm)

P : precipitación media anual (mm)

El cálculo del ICP debe hacerse para cada año y luego calcular el promedio, cuya clasificación se presenta en el cuadro 3.

Cuadro 3. Clasificación del Índice de Concentración de la Precipitación (ICP)

PCI	
8.3 – 10	uniforme
10 – 15	moderadamente estacional
15 – 20	estacional
20 – 50	altamente estacional
50 – 100	irregular

ELABORACIÓN DEL MAPA

Se ha planteado:

- Elaborar el Mapa para toda la región, separada en cuatro áreas, para mayor facilidad en planificación del trabajo:
 1. Meso América: incluido México, América Central, Cuba y República Dominicana
 2. El Caribe, Guyana y Surinam y Belice
 3. Países Andinos: Venezuela, Colombia, Perú, Ecuador, Bolivia
 4. Cono Sur: Argentina, Chile, Uruguay, Paraguay y Brasil

El mapa de referencia a utilizar se construirá sobre la base de:

- Usar la longitud de la estación seca como primer parámetro para separar los regímenes de humedad. Como fue definido anteriormente, el período seco corresponde al número de meses que tienen una relación menor que el valor crítico de 0.5. Este será combinado con la temperatura mínima del mes más frío como parámetro secundario.
- El índice de aridez P/ET_0 será calculado para todas las localidades disponibles e indicadas como puntos de información en el mapa.
- El cálculo de la ET_0 se realizará mediante la fórmula Penman-Montieth-FAO.

Escala de Trabajo

- Se trabajará en función de una escala de mapeo de 1:5.000.000
- Abrir ventanas para cada uno de los países, cuya escala va a estar en función de la disponibilidad de datos.
- Se recomienda utilizar como base cartográfica la Digital Chart of the World (DCW) corregida, y como datum de referencia SIRGAS. (WGS84). Esta carta está disponible en el formato Shapefile compatible con ArcView
- De igual manera se propone que en el ámbito de cada país se establezca la presentación de la información de una manera estratificada desde la definición de unidades mínimas cartografiables hasta grandes regiones homogéneas, lo cual llevaría a la definición de la escala y las necesidades de interpolación y extrapolación de datos. Esto podría constituir una segunda fase de trabajo.

El mapa será realizado en tres niveles:

1. Mapa regional y subregional sobre la base de criterios unificados
2. Mapas por países con información detallada, incluyendo las principales cuencas
3. un sistema de información sobre recursos hídricos incluyendo capas relevantes: base de datos, inventario de problemas y limitaciones locales para alcanzar un uso sostenible de los recursos hídricos, indicadores de estado y presión sobre los recursos hídricos y prioridades para riego y drenaje. Este sistema de información será operado en cada país, usando sistemas y criterios unificados con el propósito de permitir intercambio de información y experiencias entre países.

TRABAJO FUTURO PARA MEJORAR Y COMPLEMENTAR LA INFORMACIÓN DE ESTA ETAPA.

1. Actualizar las series de tiempo usando la base de datos de FAO y otras fuentes
2. Incrementar la densidad de estaciones meteorológicas usadas como referencia
3. Incluir nuevos índices para caracterizar mejor el régimen hídrico (déficit de agua, longitud del período húmedo, etc.)
4. Incluir variables térmicas para determinar el régimen hidrotérmico, lo cual facilita aplicaciones ecológicas.
5. Cálculo y mapeo de índices asociados al proceso de erosión hídrica, escorrentía y degradación de tierras: Índice de Fournier Modificado, Índice de Concentración de la Precipitación, Precipitación efectiva.
6. Mejoramiento del mapa base incluyendo la delimitación de cuencas y otra información complementaria.
7. creación de un sistema interactivo basado en las capas del mapa y base de datos.

ACUERDOS DEL 2do. TALLER (QUITO, ECUADOR 20 Y 21 ENERO, 2005) ACERCA DE LA METODOLOGÍA PARA EL MAPA DE ZONAS ÁRIDAS, SEMIÁRIDAS Y SUBHÚMEDAS SECAS DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE

1. Hacer los cálculos de Eto e índices para las estaciones que tienen la información requerida
2. Escala de trabajo 1:5.000.000
3. Escala de mapeo 1:9.000.000
4. Se mantiene como Período de referencia 1971 – 2000 (de preferencia)
 - Para la base de datos del Sistema CIRH: Mínimo 5 años para datos de Temperatura, Radiación y Humedad Relativa
 - Utilizar Series de tiempo para el cálculo de los índices pluviométricos
 - Mínimo 20 años para datos de Precipitación.
 - Mínimo 1 año para datos de Velocidad del viento
 - Incluir otros períodos, si es absolutamente necesario, señalando el período utilizado
 - Especificar el código de datos faltantes
 - Para análisis de variabilidad de índices pluviométricos: usar series de tiempo, usar estaciones con 30 o mas años de registro
 - Aplicar un método basado en la relación V_d/V_n para repartir el recorrido del viento entre el día y luego estimar la velocidad como un cociente entre el recorrido y el número de horas del día
 - Tomar con preferencia datos que hayan cumplido con algún protocolo de calidad de datos
 - Usar Penman-Monteith original si se tiene recorrido en lugar de velocidad del viento
 - Discutir y reseñar los criterios utilizados.
 - Incluir la amplitud térmica anual como Índice de estacionalidad térmica: temp media del mes + cálido – la media del mes + frío

CAPÍTULO II. ANÁLISIS EXPLORATORIO DE DATOS (AED)

El Análisis exploratorio de datos (AED) surge de los trabajos realizados por Tukey (1977), desde entonces su uso se ha venido incrementando, ya que se ha comprobado que el examen previo de los datos es un paso necesario. Este análisis toma su tiempo, y habitualmente se descuida por parte de los analistas de datos. Muchas veces las tareas implícitas en dicho examen pueden parecer insignificantes y sin consecuencias a primera vista, pero son una parte esencial de cualquier análisis estadístico. El uso directo de la data sin evaluar su estructura, consistencia, presencia de valores atípicos y relaciones entre variables, entre otros, constituye un enfoque de caja negra que incrementa el grado de incertidumbre sobre la validez de los resultados obtenidos.

ANÁLISIS EXPLORATORIO DE DATOS (AED)

El AED consiste en el análisis de los datos empleando una variedad de técnicas (en su mayoría gráficas) para incrementar nuestro entendimiento sobre ellos y visualizar las relaciones existentes entre las variables analizadas. El AED es examinar los datos previamente a la aplicación de cualquier técnica estadística.

El AED abarca un gran ámbito; sin embargo, él proporciona métodos gráficos sencillos para organizar y preparar los datos, detectar fallas en el diseño y muestreo para recolectar los datos, tratamiento y evaluación de datos ausentes, identificación de valores atípicos y comprobación de los supuestos subyacentes en la mayor parte de las técnicas estadísticas.

Entre los objetivos mas relevantes del AED están:

1. Maximizar nuestro entendimiento de los datos.
2. Describir la estructura subyacente que ellos tienen (normalidad, multimodalidad, asimetría, curtosis, linealidad, homogeneidad entre grupos, homocedasticidad, etc.).
3. Detectar las variables importantes.
4. Detectar valores atípicos y anomalías.
5. Comprobar los supuestos implícitos en los análisis.
6. Determinar los ajustes óptimos de los factores.
7. Proporcionar al analista información relevante en cuanto al modelo que mejor ajusta los datos, una lista de valores atípicos, sentido de certeza en las conclusiones, estimaciones de los parámetros, grado de incertidumbre sobre las estimaciones, lista de los variables importantes, conclusiones sobre las significancia estadística de variables individuales.

Las técnicas utilizadas en el AED son generalmente gráficas, con algunas evaluaciones cuantitativas, la razón de esto a la naturaleza del análisis que implica una exploración de los datos sin restricciones, los gráficos le dan al analista la capacidad de realizarlo.

Las técnicas gráficas del análisis exploratorio se pueden agrupar en:

1. Gráficos de datos crudos (histogramas, gráficos de probabilidad, gráficos de bloques, gráficos de intervalos).
2. Gráficos de estadísticos simples como la media y desviación estándar, gráfico de caja (box plot) y gráficos de los efectos principales de los datos crudos.
3. Posicionar los gráficos anteriores a objeto de incrementar la habilidad de reconocimiento de patrones, mediante la utilización de varios gráficos por página.
4. Gráficos de posicionamiento de los datos para reconocimiento de patrones y/o relaciones espaciales o temporales.

Entre las técnicas más utilizadas están los gráficos de dispersión (scatter plots), gráficos de caracteres (character plots), gráficos de caja (box plot), histogramas, gráficos de probabilidad (probability plots), gráficos de residuales y gráficos de medias, entre otros.

IMPORTANCIA DEL AED

El análisis cuantitativo de los datos es ampliamente utilizado, sin embargo tiene limitaciones en el sentido que es incompleto. Esto es consecuencia debido a que son resúmenes numéricos que focalizan un aspecto particular de la data (relación, pendiente, intercepto, etc.), lo que conlleva a una reducción de los datos a unos pocos números. Al realizar este análisis se filtra los datos, pudiendo provocar una omisión y un tamizado de información importante que está fuera del ámbito del análisis pero incide marcadamente en el proceso estudiado.

El AED al contrario toma en cuenta toda la data, ya que su finalidad es precisamente tener una "mirada interna" de los datos y establecer su estructura y relaciones existentes, evitando de esta forma un filtrado en el cual pueda dejarse por fuera información importante.

ETAPAS DEL AED

Para realizar el AED Salvador Figueras y Gargallo (2003) recomiendan seguir las siguientes etapas:

1. Preparar los datos para hacerlos accesibles a cualquier técnica estadística.
2. Realizar un examen gráfico de la naturaleza de las variables individuales a analizar y un análisis descriptivo numérico que permita cuantificar algunos aspectos gráficos de los datos.
3. Realizar un examen gráfico de las relaciones entre las variables analizadas y un análisis descriptivo numérico que cuantifique el grado de interrelación existente entre ellas.
4. Evaluar, si fuera necesario, algunos supuestos básicos subyacentes a muchas técnicas estadísticas como, por ejemplo, la normalidad, linealidad y homocedasticidad.
5. Identificar los posibles valores atípicos y evaluar el impacto potencial que puedan tener en los análisis estadísticos posteriores.
6. Evaluar, si fuera necesario, el impacto potencial que pueden tener los datos faltantes sobre la representatividad de los datos analizados.

Preparación de los datos

El primer paso del AED es hacer accesible los datos a cualquier técnica estadística, para ello se incorporan de acuerdo a las opciones disponibles del programa estadístico utilizado, se efectúa la entrada de datos y su codificación (Salvador Figueras y Gargallo, 2003)

Una vez organizados los datos se procede a las siguientes etapas. Los pasos 2 y 3 tienen implícito análisis estadísticos y de datos que se pueden agrupar en dos clases:

1. Cuantitativo o numérico: se refiere al conjunto de procedimientos estadísticos que producen un resultado numérico o tabular, son muy importantes y constituyen la corriente principal en términos del análisis clásico. Ejemplo: las pruebas de hipótesis, el análisis de varianza, las estimaciones puntuales y los intervalos de confianza, la regresión de mínimos cuadrados.
2. Gráfico: constituye una gran colección de herramientas estadísticas que generalmente son referidas como técnicas gráficas, donde se incluye: gráficos de dispersión, histogramas, probabilidades, residuales, caja y bloques.

En la práctica, para analizar los datos se utiliza una mezcla de ambos tipos de análisis.

El tipo de análisis a realizar depende de la escala de medida de la variable analizada (Cuadro 4).

Cuadro 4. Medidas descriptivas numéricas y representaciones gráficas aconsejadas en función de la escala de medida de la variable.

Escala de medida	Representaciones gráficas	Medidas de tendencia central	Medidas de dispersión
Nominal	Diagrama de barras Diagrama de líneas Diagrama de sectores	Moda	
Ordinal	Boxplot	Mediana	Rango Intercuartil
Intervalo	Histogramas Polígono de frecuencias	Media	Desviación Típica
Proporción o razón		Media Geométrica	Coefficiente de Variación

Fuente: Salvador Figueras y Gargallo, 2003

Gráficos de uso común en el AED

Para ilustración de los gráficos que se señalan a continuación se utilizan, a menos que se indique lo contrario, datos provenientes de la estación del Campo Experimental CENIAP (Maracay-Venezuela, latitud 10° 17' N, longitud 67° 37' W) correspondientes al período 1960 – 2003.

1. Gráfico de caja (box plot)

Es utilizado para obtener información relativa a la concentración y variación de los datos. Cuando se obtienen varias de ellas permiten ilustrar los cambios en las medidas de concentración y la variación entre conjuntos de datos (Figura 2).

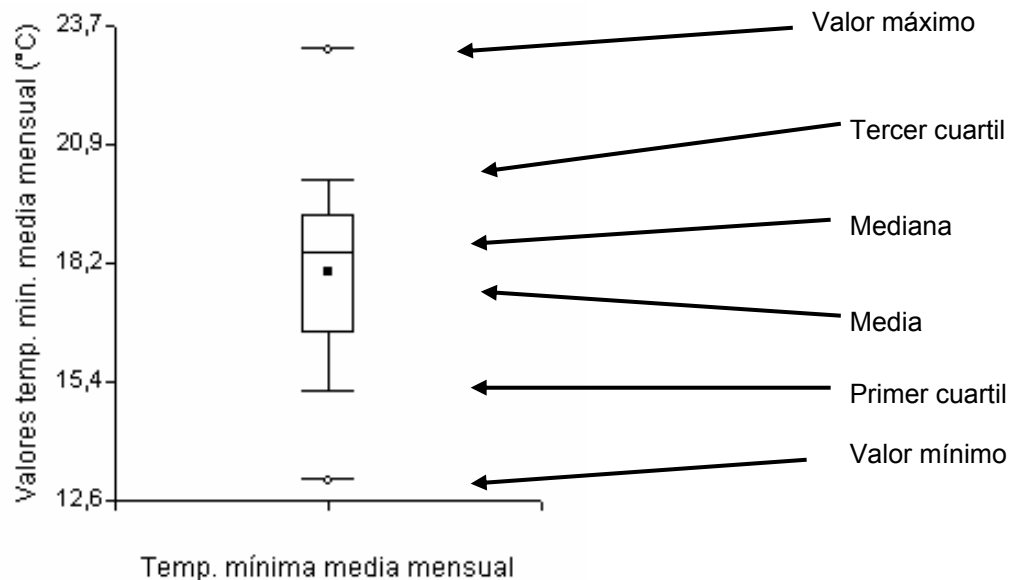


Figura 2. Temperatura mínima media mensual (período 1960-2003)

2. Histogramas

El propósito del histograma es el de resumir gráficamente la distribución del conjunto univariado de

datos. Este tipo de gráficos muestran en relación a los datos: a) el centro, b) la dispersión, c) la asimetría, d) la presencia de valores atípicos y e) la ocurrencia de múltiples modas, que son utilizados como indicadores del modelo de distribución apropiado para los datos.

El histograma presenta variantes como el histograma acumulativo y los histogramas acumulativos relativos.

El gráfico de histograma está representado por la Figura 3 donde se presenta la distribución de los datos de la precipitación promedio mensual y la temperatura promedio mensual. El gráfico señala una clara diferencia entre las dos distribuciones de los datos, para la precipitación existe una fuerte asimetría mientras que los datos de temperatura muestran una distribución más cercana a la distribución normal.

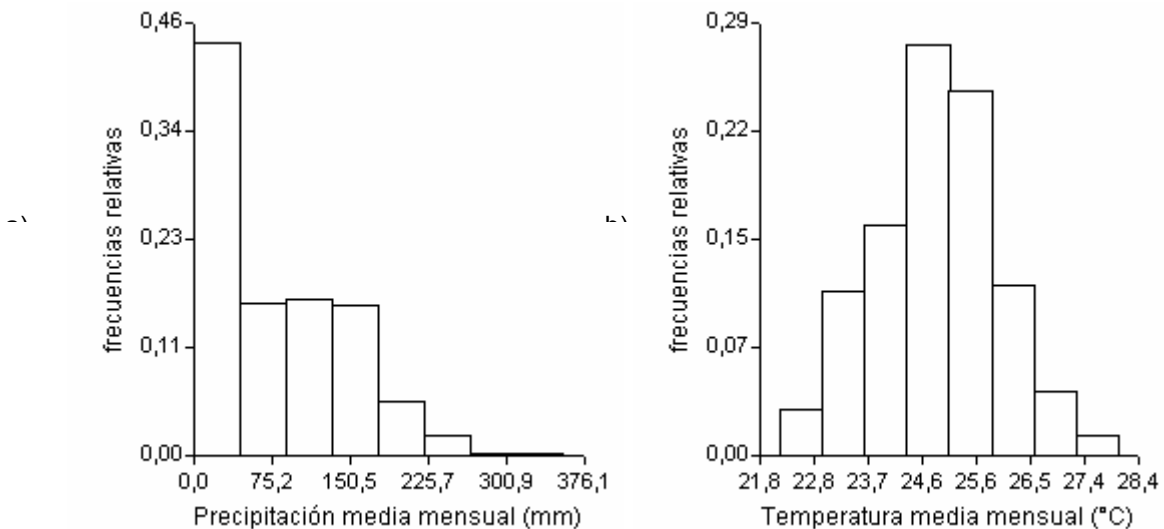


Figura 3. Histogramas de a) la precipitación media mensual y b) la temperatura media mensual (período 1960-2003).

3. Gráfico de dispersión (scatter plot)

Este tipo de gráficos revela la relación o asociación existente entre dos variables. Tal relación manifiesta en si misma una estructura no aleatoria.

Los gráficos de dispersión son una herramienta de diagnóstico muy útil para determinar asociaciones, pero si tal asociación existe, el gráfico podría o no sugerir el mecanismo de causa – efecto subyacente. Este tipo de gráficos nunca pueden probar la causa y efecto, solo es a través de la investigación que puede inferirse tal situación.

La Figura 4 muestra distintos grados de relación existente entre parámetros climáticos. La Figura 4a muestra una alta relación entre la precipitación media anual y la precipitación media del mes de mayo, señalando una relación positiva, en este caso los datos corresponden al promedio de 910 estaciones distribuidas en todo el territorio de Venezuela (período 1961-1990). La Figura 4b indica la relación negativa existente entre la temperatura máxima mensual y la precipitación promedio mensual, expresando una tendencia menos marcada que en el caso anterior, donde en la medida que las precipitación promedio mensual es mayor la temperatura máxima promedio mensual es menor. A diferencia de esto, la Figura 4c (promedio de 910 estaciones para el período 1961-1990) indica la ausencia de relación entre la ETP y el índice hídrico según Thornthwaite

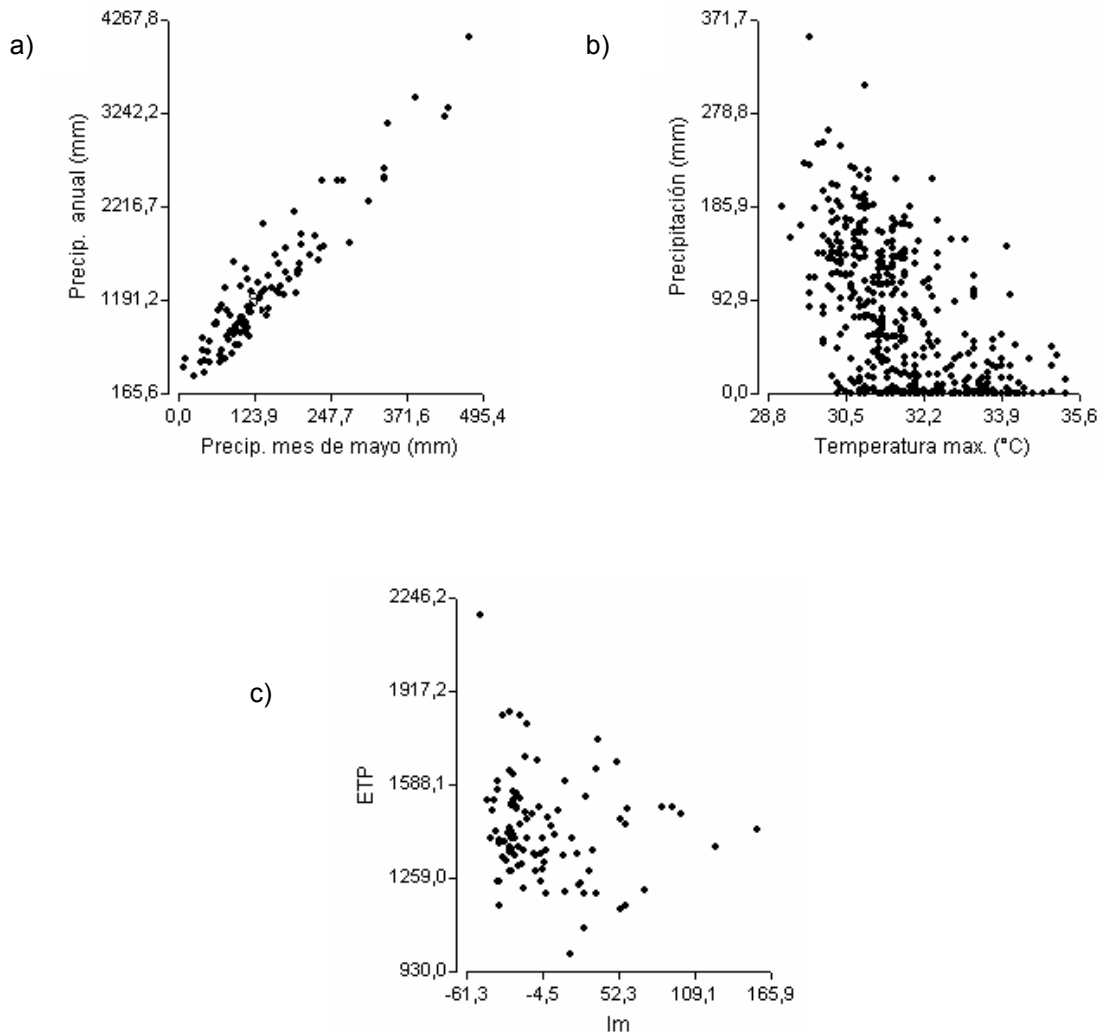


Figura 4. Relación existente entre diversos parámetros climáticos: a) precipitación media anual y precipitación media del mes de mayo, b) precipitación media mensual y temperatura media mensual, c) ETP e índice hídrico

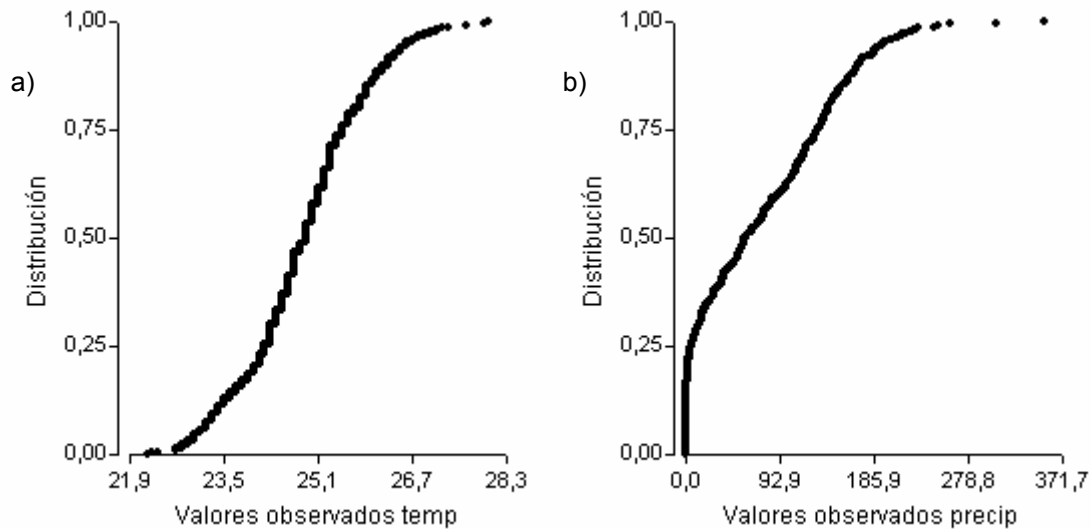
4. Gráfico de probabilidades

Mediante este tipo de gráficos se puede determinar si un conjunto de datos sigue una distribución dada, como por ejemplo la distribución normal.

Los datos son graficados contra una distribución teórica de tal forma que los puntos deberían formar aproximadamente una línea recta, el distanciamiento en relación a la línea recta indica un alejamiento en relación a la distribución específica. El coeficiente de correlación asociado con el ajuste lineal de la data en este tipo de gráficos es una medida de la bondad de ajuste.

Las figuras de probabilidad (Figura 5a y Figura 5b) señalan que para el caso de la distribución de la temperatura media mensual a pesar que no alcanza una línea recta es mas próxima a la distribución normal que la distribución que presenta la precipitación media mensual, lo cual se

corresponde con lo observado para la Figura 3.



.Figura 5. Distribución de los datos de a) temperatura promedio mensual y b) precipitación mensual.

5. Gráfico de relación medias locales - media general

Estos gráficos son utilizados para ver si las medias varían entre distintos grupos de la data. La agrupación es determinada por el analista, los criterios son distintos, uno puede ser los niveles de los valores de una variable; en el caso de atributos distribuidos temporal o espacialmente el criterio sería en el primer caso períodos de tiempo (meses del año), en el segundo sectores de una región; de esta manera se puede determinar como son los cambios de la media o la mediana en función del tiempo o del espacio. Este tipo de gráficos permite también evaluar la distribución de la medias generadas por la agrupación en relación a la media general, esto es útil para probar si se cumplen ciertos supuestos en algunos análisis, como es la estacionaridad en el análisis geoestadístico (Ovalles, 1988; 1996).

Algunos autores (Cressie, 1993) han señalado que la media es un valor que probablemente no exista en el conjunto de datos; en consecuencia, recomiendan en su lugar utilizar la mediana.

Esto gráficos permiten detectar la presencia de tendencias generales, como es el caso de la Figura 4, donde se indica la relación entre las medias mensuales y la media anual (período 1960-1961) de la precipitación, donde se refleja los cambios estacionales por la alternancia de períodos húmedos y períodos secos. Sin embargo, las conclusiones sobre el comportamiento de algunas variables climáticas deben ser muy bien evaluadas, ya que algunas de ellas tienen un comportamiento que es función de la escala de observación. Este es el caso de la precipitación, donde en la Figura 4 se observa la ocurrencia de tendencias generales, pero si se considera un período mayor (1970-2003) se observa una distribución de los valores de las medias anuales alrededor de la media general más uniforme, donde las tendencias generales observadas en la Figura 8 se transforman en tendencias locales. Si se incrementa aún mas el período a evaluar (1960-2003) y se considera en lugar de los valores de las medias anuales a los datos de las medias anuales, el resultado es que desaparece cualquier tendencia (Figura 6), observándose una distribución alrededor de la media general totalmente aleatoria con una gran dispersión en los valores de las medias locales (mensuales).

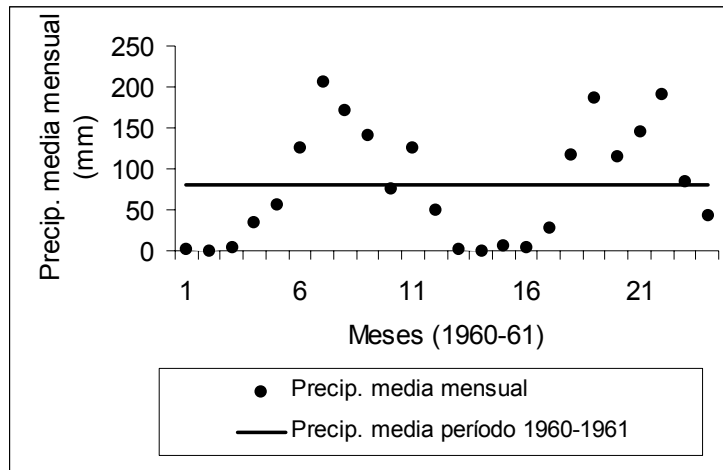


Figura 6. Distribución de los valores de las medias locales (mensuales) en relación a la media general (período 1960-61) de la precipitación.

Adicionalmente, en la Figura 8 comienzan a observarse algunos valores, hacia el lado de los valores mayores de las medias locales, que se desvían considerablemente en relación a la media general, lo cual puede estar indicando la presencia de valores atípicos, cuya presencia puede influir de manera considerable en la distribución y comportamiento de los datos de las medias locales.

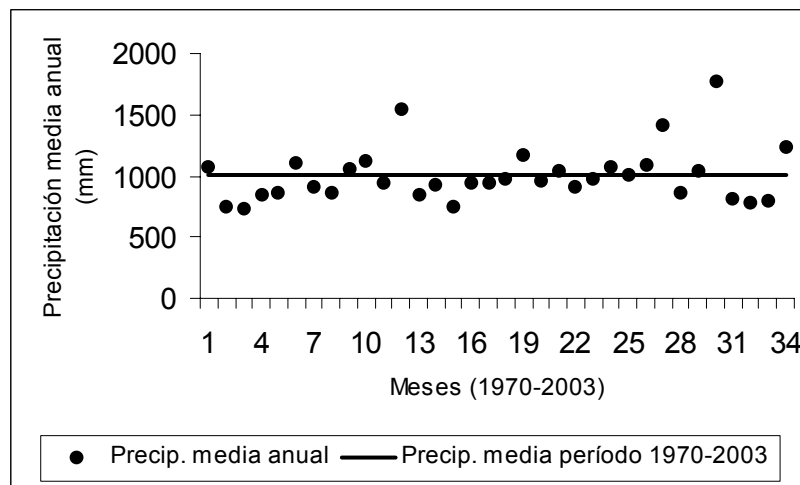


Figura 7. Distribución de los valores de las medias locales (anuales) en relación a la media general (período 1970-2003) de la precipitación.

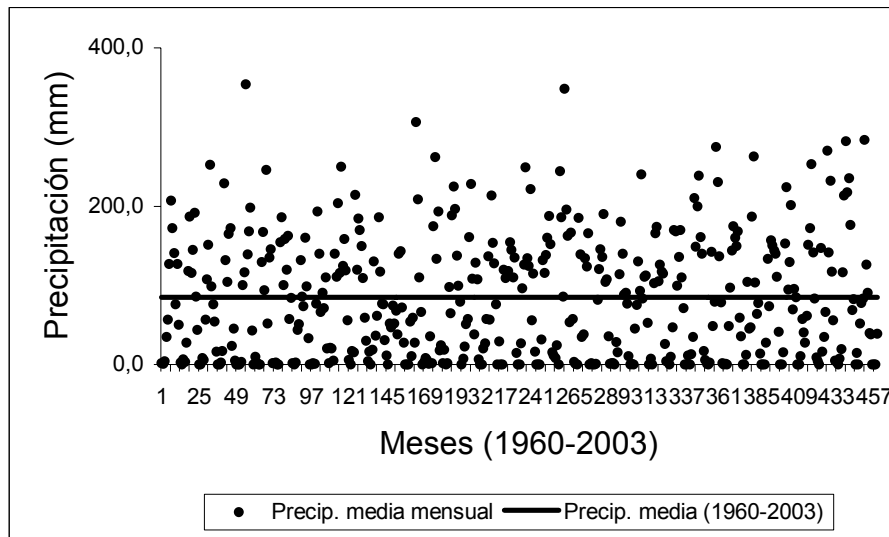


Figura 8. Distribución de los valores de las medias locales (mensuales) en relación a la media general (período 1960-2003) de la precipitación.

6. Diagramas de cuantiles (Q-Q plots)

Son usados para determinar si dos conjuntos de datos vienen de poblaciones con distribuciones comunes. En estos diagramas se grafica los cuantiles del primer conjunto vs los cuantiles del segundo conjunto, entendiéndose por cuantil el porcentaje de valores por debajo de un determinado valor; también se grafica una línea de referencia de 45°. Si los dos conjuntos de datos provienen de poblaciones con la misma distribución, los puntos deberían estar sobre la línea de referencia.

Los diagramas de cuantiles comparan en un sistema de coordenadas cartesianas, los cuantiles muestrales (eje X) con los cuantiles esperados bajo la hipótesis normalidad. Si la distribución de partida es normal dichos diagramas tenderán a ser rectas que pasan por el origen. Cuanto más se desvíen de una recta, menos normales serán los datos.

Los diagramas de cuantiles son similares a los gráficos de probabilidad, pero en estos últimos gráficos los cuantiles de uno de los conjuntos de datos son sustituidos por los cuantiles de una distribución teórica.

La siguiente etapa en el AED esta referida a la evaluación de los supuestos básicos subyacentes a muchas técnicas estadísticas como, por ejemplo, la normalidad, linealidad y homocedasticidad.

1. Normalidad: Muchos métodos estadísticos se basan en la hipótesis de normalidad de la variable objeto de estudio. De hecho, si la falta de normalidad de la variable es suficientemente fuerte, muchos de los contrastes utilizados en los análisis estadístico-inferenciales no son válidos. Incluso aunque las muestras grandes tiendan a disminuir los efectos perniciosos de la no normalidad, el investigador debería evaluar la normalidad de todas las variables incluidas en el análisis.
2. La linealidad es un supuesto implícito de todas las técnicas multivariantes basadas en medidas

de correlación, tales como la regresión múltiple, regresión logística, análisis factorial y los modelos de ecuaciones estructurales. Es, además, una forma indirecta de contrastar la normalidad conjunta de dos variables dado que si dicha hipótesis es cierta la relación existente entre ellas deberá ser lineal.

3. La homocedasticidad es una hipótesis muy habitual en algunas técnicas estadísticas como el Análisis de la Varianza, el Análisis Discriminante y el Análisis de Regresión. Dicha hipótesis se refiere a suponer la igualdad de varianzas de las variables dependientes en diversos grupos formados por los distintos valores de las variables independientes. Si dicha hipótesis no se verifica puede alterar la potencia y el nivel de significación de los contrastes utilizados por dichas técnicas y de ahí el interés de analizar si se verifica o no y, en éste último caso, poner los remedios oportunos.

Las pruebas requeridas para estos supuestos pueden ser consultadas en cualquier libro de estadística.

Identificación de valores atípicos (outliers)

Los valores atípicos son observaciones con características diferentes de las demás.

Este tipo de valores no pueden ser caracterizados categóricamente como benéficos o problemáticos sino que deben ser contemplados en el contexto del análisis y debe evaluarse el tipo de información que pueden proporcionar. Su principal problema radica en que son elementos que pueden no ser representativos de la población pudiendo distorsionar seriamente el comportamiento de los contrastes estadísticos. Por otra parte, aunque diferentes a la mayor parte de la muestra, pueden ser indicativos de las características de un segmento válido de la población y, por consiguiente, una señal de la falta de representatividad de la muestra.

Tipos de valores atípicos

Los valores atípicos pueden clasificarse en 4 categorías.

1. Valores atípicos que surgen de un error de procedimiento, tales como la transcripción de valores de los instrumentos a planillas, o al ingresarlos en una base de datos digital. Estos valores atípicos deberían detectarse en el filtrado de los datos, y si no se puede, deberían eliminarse del análisis o recodificarse como datos ausentes.
2. Valores atípicos correspondientes a un acontecimiento extraordinario. En este caso, el valor no representa ningún segmento válido de la población y puede ser eliminado del análisis.
3. Valores atípicos correspondientes a observaciones cuyos valores caen dentro del rango de las variables observadas pero que son únicas en la combinación de los valores de dichas variables. Estas observaciones deberían ser retenidas en el análisis pero estudiando qué influencia ejercen en los procesos de estimación de los modelos considerados.
4. Valores atípicos provenientes de observaciones extraordinarias para las que el investigador no tiene explicación. En estos casos lo mejor que se puede hacer es replicar el análisis con y sin dichas observaciones con el fin de analizar su influencia sobre los resultados. Si dichas observaciones son influyentes el analista debería reportarlo en sus conclusiones y debería averiguar el por qué de dichas observaciones.

Identificación de valores atípicos

Para la identificación de estos valores se sigue la siguiente metodología (Tukey, 1977):

1. Cálculo del rango intercuartil

$$RI = Q3 - Q1 \quad (11)$$

Donde: RI = rango intercuartil

Q3 = tercer cuartil (75%)

Q1 = primer cuartil (25%)

2. Calcular del paso

$$\text{Paso} = 1,5 * RI \quad (12)$$

3. Cálculo de las cercas internas (inferior y superior) y las cercas externas (inferior y superior).

$$Cli = Q1 - \text{Paso} \quad (13)$$

$$CIs = Q3 + \text{Paso} \quad (14)$$

$$CEi = Q1 - 2 * \text{Paso} \quad (15)$$

$$CEs = Q3 + 2 * \text{Paso} \quad (16)$$

Donde Cli = cerca interna inferior

CIs = cerca interna superior

CEi = cerca externa inferior

CEs = cerca externa superior

Los valores ubicados entre la media y las cercas internas (inferior y superior) son denominados adyacentes, los valores entre las cercas internas y las cercas externas son considerados como alejados y los valores ubicados fuera de las cercas externas (inferior y superior) son considerados como muy alejados. Los valores ubicados fuera de las cercas externas son por lo general considerados como valores atípicos.

Como ejemplo se presenta la Figura 9, donde se observa claramente que existen valores de precipitación que sobrepasan a la cerca interna pero no así a la cerca externa, por consiguiente tan solo existen valores adyacentes a la media (datos ubicados entre la media y la cerca interna) y alejados de la media (datos ubicados entre la cerca interna y a cerca externa), ningún valor se encuentra por encima de las cercas externas como para ser considerado un valor atípico; Sin embargo, estos valores influyen en la distribución de los datos de la precipitación media mensual.

Datos faltantes (missing)

Los datos faltantes son algo habitual los conjuntos de datos provenientes de la evaluación de los recursos naturales.

En estos casos la ocupación primaria del investigador debe ser determinar las razones que subyacen en el dato ausente buscando entender el proceso principal de esta ausencia para seleccionar el curso de acción más apropiado

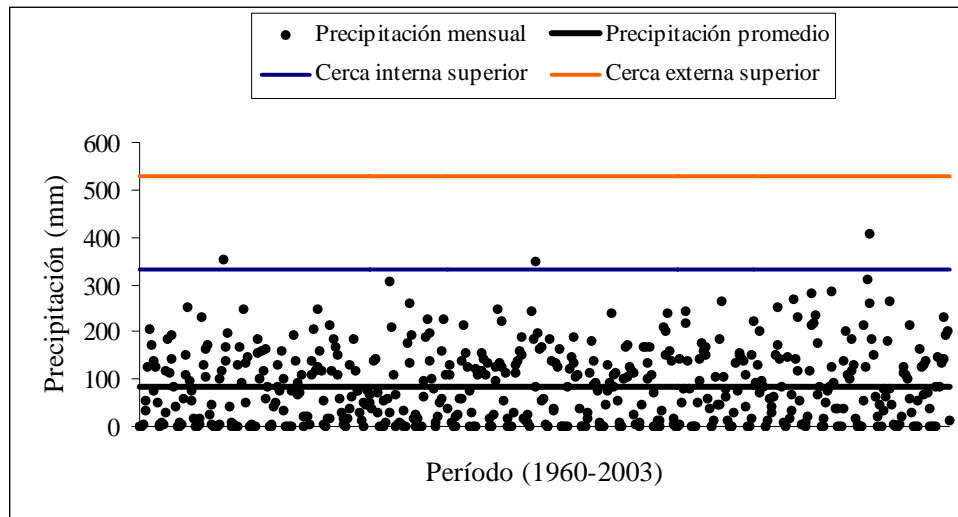


Figura 9. Distribución de los valores de las medias locales (mensuales) en relación a la media general (período 1960-2003) de la precipitación., mostrando las cercas internas y externas.

En el AED, adicional al examen gráfico y la detección de valores atípicos, es necesario considerar el empleo de transformaciones de los datos (e.g. logarítmica, inverso, raíz, entre otras) a objeto de garantizar distribuciones de los datos lo mas cercano a la distribución normal, lo cual es necesario para ciertos tipos de análisis.

El AED conlleva a la realización del análisis cuantitativo de los datos, estos tipos de técnicas caen en dos categorías: a) técnicas para estimación de intervalos (tiene implícito el calculo de las medidas de concentración y dispersión correspondientes) y b) pruebas de hipótesis. Los análisis relativos a estas técnicas pueden ser consultados en publicaciones especializadas en la materia.

CAPITULO III. ESTIMACIÓN Y COMPLETACIÓN DE DATOS DE PRECIPITACIÓN FALTANTES

Las mediciones de la precipitación pueden estar afectadas por diferentes errores. Estos errores pueden ser sistemáticos o accidentales, además de los producidos por la acción del viento o la perturbación aerodinámica del pluviómetro.

Los errores accidentales se pueden originar por errores en el instrumental, perturbaciones aleatorias por la vida silvestre (animales) y se manifiestan por "ruido" en las mediciones. Estos errores tienden a disminuir al considerar un período extenso de observaciones.

Los errores sistemáticos se pueden presentar por varias razones. Por ejemplo la instalación de un pluviómetro cerca de algún obstáculo que pueda llevar a mediciones de precipitación por defecto. Otra fuente de error es la observación permanente del nivel de la precipitación por defecto/exceso que puede conducir a precipitaciones subestimadas/ sobreestimadas por el observador. De igual manera puede ser fuente de error el criterio empleado para elegir datos para los promedios cuando faltan observaciones.

Una técnica clásica para evaluar la exactitud de una estación es comparar las tendencias de esta estación con las tendencias en estaciones vecinas. Si se producen cambios abruptos en una estación con respecto a otras estaciones, entonces se sugiere que existiría algún tipo de error que puede afectar las mediciones. La técnica clásica de comparación es el análisis de las curvas doble masa o doble acumulada (Rostlac-Unesco, 1992; Dunne y Leopold, 1978)

Análisis de la consistencia de datos pluviométricos

El primer paso para la evaluación espacial de la precipitación es verificar que las observaciones son consistentes, o sea, que la estación haya permanecido durante el período de observaciones en las mismas condiciones sin cambiar el instrumental o las condiciones del predio no se alteraran significativamente.

Para esta verificación se emplea el método de doble masa o doble acumulada (CDA) o Metodo de Doble Masa (MDM). Este método se debe aplicar para detectar errores sistemáticos en regiones homogéneas definidas en este caso por el mismo régimen pluviométrico.

Este método requiere para su utilización, contar con una estación pluviométrica confiable o patrón, la cual se contrasta gráficamente con una estación cuyos registros merecen la duda de que pueda existir algún nivel de error sistemático. Así, para realizar el contraste grafico, es necesario graficar en un plano cartesiano, las coordenadas que entregan los valores acumulados de la estación patrón y la estación dudosa; la primera define sus valores en el eje x, y la segunda en el eje de las y.

Así, algebraicamente se tiene lo siguiente, suponiendo que se trata de estaciones pluviométricas:

Ai	PEPi	PEDi	$\sum PEPi$	$\sum PEDi$
A1	PEP1	PED1	PEP1	PED1
A2	PEP2	PED2	PEP1+PEP2	PED1+PED2
A3	PEP3	PED3	PEP1+PEP2+PEP3	PED1+PED2+PED3
.
.
AN	PEPn	PEDn	PEP1+.....+PEPn	PED1+.....+PEDn

donde;

Ai = Año i.

PEPi = Precipitación estación patrón año i (mm).

PEDi = Precipitación dudosa año i (mm).

Obtenida esta información, se grafican las coordenadas $(\sum PEPi, \sum PEDi)$, y se observa el comportamiento de la nube de puntos. Esto, porque lo que este método asume, es que para un lapso constante, se debería manifestar una relación estable de proporcionalidad entre los datos que registra la estación patrón y los que registra la estación dudosa. Esto significa, que para el período en estudio, la relación de incrementos, entre los datos de precipitación de la estación dudosa y de la estación patrón, se debería mantener relativamente constante de no existir algún error sistemático.

En términos matemáticos, la relación entre ambas variables debería estructurarse en una sola recta, al no existir error. Así se tendría lo siguiente:

$$\sum PEDi = a + b * \sum PEPi \tag{17}$$

con a y b constantes de la ecuación de una recta.

Luego,

$$\frac{d \sum PEDi}{d \sum PEPi} = b \tag{18}$$

Donde b es la constante de proporcionalidad entre los datos de las dos series.

Escrito en términos finitos, queda:

$$\frac{\Delta \sum PED_i}{\Delta \sum PEP_i} = b \quad (19)$$

Es decir, el valor b representa la relación constante, que teóricamente debiese existir entre los incrementos pluviométricos acumulados de la estación dudosa y la estación patrón. Ahora bien, si existiese un quiebre de la pendiente b , se evidenciaría la presencia de algún tipo de error sistemático el cual es necesario corregir.

Bajo el supuesto de dos series de datos acumulados, en que el eje x representa la información numérica de la estación patrón, y el eje y la información de la estación dudosa, y en que además, los datos de carácter anual han sido acumulados desde la fecha más reciente hasta la más lejana, manifestándose cuatro tipos de rectas, y en donde la primera representa el período confiable, es posible visualizar lo que sigue (Figura 10):

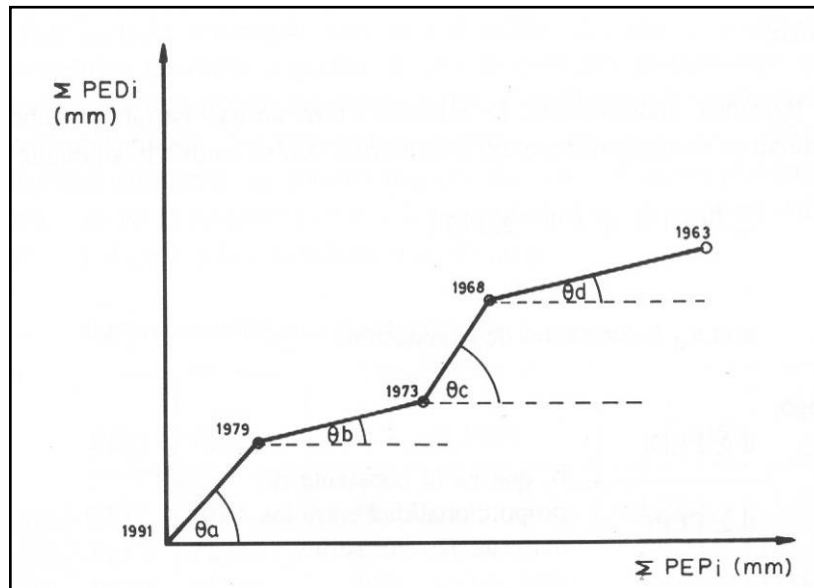


Figura 10. Representación gráfica de datos acumulados de precipitación entre los años 1991 y 1963.

Del gráfico expuesto, se desprende cuatro valores de pendiente:

$$tg\theta_a = \frac{\sum PED_{80}}{\sum PEP_{80}} \quad (20)$$

$$tg\theta_b = \frac{\sum PED_{73} - \sum PED_{80}}{\sum PEP_{73} - \sum PEP_{80}} \quad (21)$$

$$tg\Theta_c = \frac{\sum PED_{65} - \sum PED_{73}}{\sum PEP_{68} - \sum PEP_{73}} \quad (22)$$

$$tg\Theta_d = \frac{\sum PED_{53} - \sum PED_{65}}{\sum PEP_{53} - \sum PEP_{65}} \quad (23)$$

Luego, como se reconoce para este caso que el primer tramo o zona de valores acumulados, corresponde a la zona sin error sistemático y las tangentes representan la relación incremental entre $\sum PED$ y $\sum PEP$, es posible establecer un coeficiente, que permita la correlación de los datos sin acumular. Así, el cociente entre tangente del tramo considerado correcto y la tangente de un tramo i cualquiera, define el coeficiente o factor de corrección ya señalado. En el marco descrito, si la tangente del tramo i cualquiera, es mayor que la tangente del tramo correcto, que para este ejemplo es el primer tramo, el valor numérico obtenido es menor a la unidad y viceversa.

Luego, se tiene lo siguiente:

$$FC_i = \frac{tg \theta_a}{tg \theta_i} \quad (24)$$

donde;

- FC_i = Factor de corrección para la zona i de datos sin acumular.
- tg θ_a = tangente de la zona a sin error sistemático.
- tg θ_i = tangente de la zona i con error sistemático.

Por ende, el valor de FC_i, permite corregir los datos de la zona i con error sistemático, mediante la ponderación de dicho factor, a todos los datos sin acumular, correspondiente a dicha zona.

Sin embargo, falta determinar con qué criterio se asume la zona A , es decir, aquella en la cual se reconoce la no existencia de algún error sistemático o en donde éste es mínimo. Para ello, se recomienda lo siguiente:

- a) Frente a series de datos se debe propender a elegir la tendencia más larga, dado que en función de su longevidad, se obtendría una menor probabilidad de error.
- b) Frente a series de datos se debe tender a elegir la serie más reciente, dado a que, por una parte, ella asegura un mejor control sobre la generación de las estadísticas, y por otra, contempla la utilización de instrumental meteorológico más fiable.

El criterio a utilizar, dependerá de cada caso en particular, además de la experiencia que posea el investigador. Ello, porque una serie larga puede determinar también la presencia de un error sistemático largo. De igual forma, una estadística reciente puede estar originada por una descalibración de instrumental moderno, generando con ello un error sistemático de importancia.

Por otra parte, es importante señalar que se considera, según UNESCO, como un quiebre de la tendencia de los datos aquel que comprenda una cifra mayor o igual a cinco años, toda vez que normalmente, la gráfica entrega una nube de puntos que difícilmente se ubicará sobre una recta, luego, este criterio evita la incorporación de quiebres que en la realidad no representan errores sistemáticos.

Criterios de selección para la estación patrón

Otro elemento de importancia, lo constituye el criterio a seguir para la determinación de la estación patrón. Este consta de los siguientes pasos:

- i) Se agrupan las estadísticas año a año de una serie de n estaciones representativas del área geográfica en estudio, en lo posible en número superior a tres. Con estas n estaciones, se determinan las precipitaciones promedio para cada año y la información generada se acumula.
- ii) Con los datos acumulados promedio por año, que corresponde a una primera aproximación a lo que se denominó estación patrón, se establece un análisis de doble masa entre estos valores y los valores acumulados de cada estación componente de dicho promedio.
- iii) Si las n estaciones, no presentan tendencias con quiebre, se asume que el valor promedio anual de las n estaciones seleccionadas, corresponde a los valores representativos de la estación patrón.
- iv) Si alguna de las n estaciones representa algún tipo de quiebre en las tendencias, ésta es eliminada calculándose un nuevo promedio para cada año, con las estaciones restantes. Posteriormente se repite el análisis de doble masa con cada estación componente, hasta llegar a un patrón de precipitaciones depurado.
- v) Si el número de estaciones de que se dispone es pequeño, menor a tres, o bien como producto del análisis de doble masa han sido eliminadas varias estaciones, reduciendo su número a una o dos, el analista debe decidir cual de las restantes estaciones será definida como estación patrón, o bien si la única opción que eventualmente posee puede ser utilizada como estación patrón.

Finalmente, es importante de destacar que según UNESCO, este método debe ser utilizado con cautela en zonas montañosas, por la gran influencia que ejerce el factor orográfico. Asimismo y como ya se señaló este método puede ser utilizado en estadísticas fluviométricas.

COMPLETACIÓN DE DATOS DE PRECIPITACIÓN FALTANTES

Los datos climáticos o hidrológicos por las características de su registro y transmisión son proclives a presentar frecuentes vacíos en las series también llamados lagunas de información.

La aparición de estas discontinuidades en las series temporales de variables climáticas, ya sea porque el dato no se ha observado o porque se sabe que es erróneo, representa muchas veces una restricción al uso simultáneo de los registros obtenidos en distintos puntos de una región.

Los métodos a utilizar para la completación o relleno de datos faltantes se ordenarán según el tipo de la región abarcada y la fundamentación matemática que los sustenta, mientras que el análisis de los métodos se apoya en la validez de la aplicación para distintos niveles de agregación, es decir mensual, estacional o anual y para distintas variables meteorológicas, como por ejemplo la temperatura, la precipitación o el caudal.

Los métodos de relleno o completación de datos faltantes se basan en suponer que existe una estructura de dependencia espacial que permite, para cada intervalo de tiempo, completar el valor faltante o con información regional. La información regional puede abarcar otras variables relacionadas que puedan ser explicativas de la variable con datos faltantes.

Las metodologías que permiten completar las series suponen, como es lógico, una región del espacio dentro de la cual son aplicables, la extensión dependerá de la precisión que se exija para el relleno, de la variable que se trate y del nivel temporal al cual se pretende completar valores. Por lo tanto, antes de elegir la metodología de relleno para completar una serie climática o hidrológica hay que tener en cuenta:

- Nivel de agregación temporal de los vacíos (o datos erróneos a corregir)
- La unidad física o región en la que se encuentra la estación a completar.
- La exactitud o margen de error que permite el estudio.

La respuesta a estas preguntas se encuentra implícita en las características de homogeneidad y en la uniformidad de la variable analizada.

La homogeneidad de los campos será mayor en el caso de la variable temperatura por ser de tipo continuo en comparación con la precipitación, por ejemplo. Asimismo, puede afirmarse sobre la mayor uniformidad de los campos anuales con respecto a los mensuales, puesto que los primeros al ser promedio de varias situaciones resultan más suaves y estables.

Es conveniente verificar la homogeneidad regional, lo que implica, analizar las condiciones orográficas, cobertura vegetal, vientos predominantes, pendientes, etc. Una mayor uniformidad en las variables o adoptar intervalos de tiempo mayores (anual) facilita el relleno de vacíos en las series temporales.

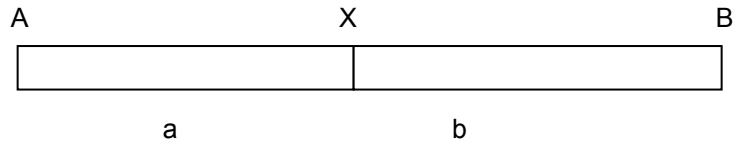
Métodos de relleno para estimar datos faltantes

1. Análisis de regresión

Un método que se puede aplicar es el de estimación de coeficientes de regresión con la ayuda de una o varias estaciones cercanas que cuenten con una serie confiable de observaciones durante un período compartido. Se han sugerido diversos esquemas: Regresión lineal simple o con datos transformados, regresión con una estación vecina o varias. Se puede aplicar, por ejemplo, el software Statistica o Systat, que cuenta con gráficos y parámetros de la bondad del ajuste, prestando atención a la correlación existente entre las variables independientes.

2. Completación por razones de distancia

Si en una zona plana se cuenta con las estaciones A y B completas y una estación X con observaciones incompletas, se puede rellenar esta en función de la distancia



$$P_X = P_A + a * \frac{P_B - P_A}{(a + b)} \quad (25)$$

Donde:

P_X: precipitación en la estación X

P_A: precipitación en la estación A

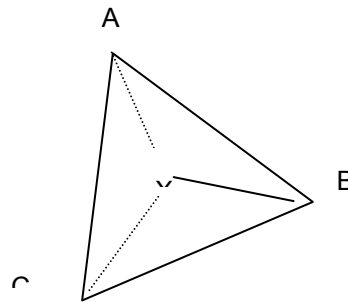
P_B: precipitación en la estación B

a y b: distancias

3. Completación por promedios vecinales.

Zona de llanura

En una zona plana en la que la situación es similar a la figura siguiente se puede estimar la precipitación en una estación X como el promedio de las vecinas A, B y C.



$$P_X = \frac{1}{3} P_A + P_B + P_C \quad (26)$$

Zonas orográficas

Si el caso anterior se presenta en una zona montañosa es muy probable que las precipitaciones en A, B y C difieran en más del 10%, por lo cual la precipitación en X se obtiene dándole diferente peso a cada estación. Para ello se puede aplicar la ecuación:

$$P_X = P_{med X} * (P_A / P_{med A} + P_B / P_{med B} + P_C / P_{med C}) / 3 \quad (27)$$

donde: $P_{med X}$, $P_{med A}$, $P_{med B}$, $P_{med C}$ = es el valor normal o promedio de las precipitaciones anuales registradas en A, B, C, y X durante un período común suficientemente largo (20-30 años).
 P_A , P_B , P_C = precipitaciones en las estaciones A, B y C durante el período que falta en X.

Este método es conocido como el de los cocientes normales. La ecuación anterior es justo una estimación pesando las observaciones vecinas por la normal.

El US National Weather Service (1972) utiliza otro peso para estimar los records faltantes. Las precipitaciones vecinas P_A , P_B se pesan por la inversa del cuadrado de la distancia hasta la localidad de interés. El resultado se normaliza dividiendo por la suma de los pesos. Existen otras investigaciones que proponen otra potencia para la distancia en los factores de peso (Shearman y Salter, 1975; Dean y Zinder, 1977)

4. Coeficientes de correlación

Otro método consiste en emplear el coeficiente de correlación con estaciones vecinas ponderando las estaciones por pesos relacionados con los coeficientes de correlación. En este caso el dato faltante P_X se rellenará con la ecuación:

$$P_X = (P_{XA} * r_{XA} + P_{XB} * r_{XB} + P_{XC} * r_{XC}) / (r_{XA} + r_{XB} + r_{XC}) \quad (28)$$

donde:

P_X = valor estimado en X

r_{XA} , r_{XB} , r_{XC} = son los coeficientes de correlación entre las observaciones de la estación X con las estaciones A, B y C.

P_{XA} , P_{XB} y P_{XC} son los valores de precipitación en X a partir de A, B y C.

La interpolación en el tiempo y en el espacio es muy importante para completar datos faltantes. Existen muchas técnicas para completar con la variación espacial. Rhendals- Figueredo (1974) han usado para ajustar lluvias en el espacio las series de Fourier y superficies multicuadráticas. Chua y Bras (1982), Lenton y Rodríguez Iturbe (1977) han usado el método de Kriging para ajustar las lluvias y otros procesos geofísicos en el espacio.

Completación por correlación con estaciones vecinas.

Es un método que incorpora la ponderación de precipitaciones, en función de los coeficientes de correlación obtenidos entre los registros de la estación en estudio y las estaciones vecinas. Se le considera complementario al método de completación por correlación lineal, ya que se recomienda

cuando el coeficiente de correlación no supera la barrera del valor $\pm 0,8$.

Su expresión matemática, es la siguiente:

$$PX = \frac{PXA * rXA + PXB * rXB + + PXn * rXn}{rXA + rXB + + rXn} \quad (29)$$

donde:

PX = Valor estimado en X.

PXi = Valor estimado en X, a partir de las correlaciones con cada una de las n estaciones.

rXi = Coeficiente de correlación entre los registros de la estación X, y cada una de las n estaciones.

El método, como es posible de inferir, sirve para la completación de información de tipo anual, y su uso es sólo recomendable cuando el método de correlación lineal no satisface los requerimientos del estudio. Asimismo, su uso se plantea para un máximo de tres estaciones vecinas, dado que un número mayor, puede involucrar sesgo estadístico por las distancias normalmente existentes entre estaciones en países como Chile, además de que la utilidad obtenida tiende a ser marginal.

CAPÍTULO IV. MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE PRECIPITACIONES AREALES

En el análisis de variables hidrológicas, realizado con fines de investigación y/o ejecución de obras técnicas, en distintas disciplinas ligadas a la ingeniería, la biología y las ciencias de la tierra, posee una marcada importancia la estimación de precipitaciones medias para un área geográfica determinada. Así por ejemplo, el análisis volumétrico de una tormenta pluvial caída sobre una cuenca, puede permitir la influencia de elementos técnicos de importancia a ser considerados en proceso precipitación-escorrentía.

En el marco que se señala, el cálculo de precipitaciones medias para un área física cualquiera, pasa por el hecho de contar con una red mínima de estaciones pluviométricas. A partir, entonces, de estos requerimientos, es posible realizar un cálculo estimativo acerca del nivel medio de precipitaciones pluviales caídas sobre una zona determinada.

A continuación se revisa el uso de cinco técnicas de estimación de precipitaciones en un área geográfica, incorporando un marco de análisis y cuestionamiento para cada una de estas técnicas, de tal forma de permitir una orientación adecuada para el potencial uso de las mismas.

Los métodos, en concreto son básicamente cinco:

- a) Media Aritmética
- b) Polígonos de Thiessen
- c) Isoyetas
- d) Thiessen modificado en función de Isoyetas
- e) Inverso de la Distancia al Cuadrado

Media Aritmética

Es un modelo de muy fácil aplicación y mucha rapidez y simplicidad. Además, no necesita mayor información para su ejecución que las mediciones puntuales de la precipitación y, dependiendo del número de valores en consideración, una calculadora o planilla electrónica para realizar dicho cálculo.

La principal carencia del modelo es no considerar características anexas que pueden influir en las precipitaciones, como podría ser la presencia de cordones montañosos, cercanía a océanos, condiciones atmosféricas predominantes u otros. Relacionado a lo anterior, para tratar de minimizar la falencia que posee este método, es de suma importancia poseer una red de medición lo suficientemente densa y con una distribución relativamente homogénea de los aparatos de medición de acuerdo a las condiciones del terreno, sobre todo si éste es accidentado.

El método se resume en la siguiente expresión:

$$P_{mj} = \sum_{\substack{i=1 \\ j=1}}^n P_{ij} / n \quad (30)$$

donde;

$$P_{mj} = \text{Precipitación media del área en estudio en el tiempo } j \text{ (mm.)}$$

$$P_{ij} = \text{Precipitación de la estación } i \text{ en el tiempo } j \text{ (mm).}$$
$$n = \text{Número de estaciones de precipitación en análisis.}$$

Discusión de la técnica

Es el método de menor fiabilidad, dado que el simple promedio aritmético, no interpreta la realidad orográfica del área, ni tampoco la representación por superficie que denota cada estación en particular. Así por ejemplo, otorga igual peso a una estación que pretende estimar las precipitaciones de una pequeña área en el valle, que a una estación que intenta estimar la precipitación de toda la cuenca de cabecera.

En virtud de lo anterior, aunque este método se constituye en el de mayor facilidad operativa, es el menos recomendado para el cálculo de una precipitación media.

Método de Thiessen

La aplicación de Thiessen no presenta mayores complicaciones. Además de la información pluviométrica, requiere para su ejecución sólo la ubicación espacial de las estaciones. No requiere de una inversión excesiva de tiempo, ni de materiales. Debido a que se realiza una representación geométrica, los implementos necesarios para llevarlo a cabo son básicamente materiales de dibujo técnico, destacando la importancia de trabajarlo en una escala adecuada. Incluso algunos Sistemas de información Geográfica (S.I.G.) llevan incorporado el modelo.

Este método intenta asignar una ponderación de representatividad en función de la superficie a cada estación pluviométrica inserta en el área de estudio. Para ello, es preciso ubicar las estaciones en un plano cartográfico, mediante puntos representativos, los cuales se unen a través de líneas rectas. Posteriormente, se trazan las mediatrices a cada una de estas rectas, las cuales, en conjunto con los límites del área en estudio, definen la superficie de influencia de cada estación pluviométrica, valor que es determinado mediante un cálculo sobre el mapa.

Entre las falencias del método destaca que sólo considera el posicionamiento de las estaciones y una superficie plana de influencia para cada una, sin considerar las diferencias topográficas que se pueden presentar. Además, asume que la precipitación de la estación es la misma de la zona que representa geométricamente, lo cual no siempre es cierto.

Al ponderar cada estación por diferentes superficies, hipotéticamente sus resultados deberían ser más precisos que el modelo de la Media Aritmética, pero al igual que en éste, también es de suma importancia la distribución y cantidad de puntos de medición por unidad de superficie.

En términos gráficos, el planteamiento es el siguiente (Figura 11):

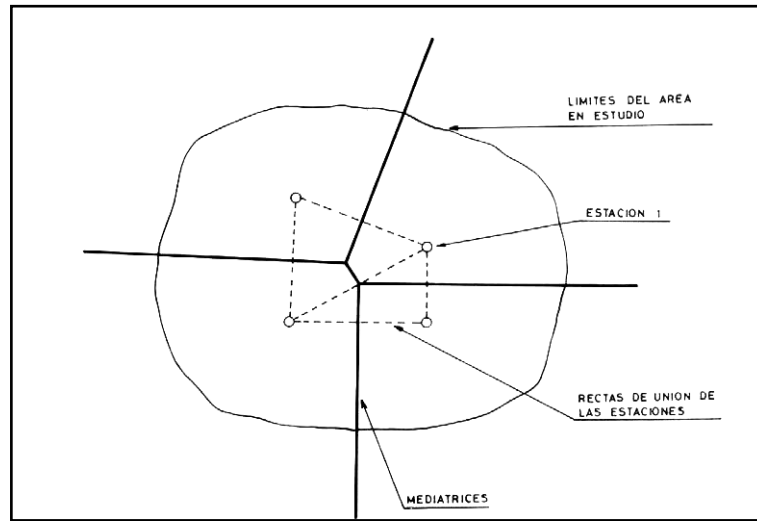


Figura 11. Polígonos de Thiessen

Si se denomina por S_i , a la superficie de influencia que presenta una determinada estación i , para un determinado período j , el valor medio de precipitación de la zona como conjunto, será el siguiente:

$$P_{mj} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i * P_{ij}}{\sum_{i=1}^n S_i} \quad (31)$$

donde:

- P_{mj} = Precipitación media del área en estudio, en el tiempo j (mm).
- S_i = Superficie de influencia de la estación i (Km^2).
- P_{ij} = Precipitación de la estación i en el tiempo j (mm).

Discusión de la técnica

El método de los Polígonos de Thiessen, a pesar de que intenta realizar una asignación proporcional en función de la superficie, lo cual representa al parecer una menor subjetividad que la media aritmética, posee el gran problema de que esa asignación no necesariamente representa la proporcionalidad real que cada estación pluviométrica tiene, referida a valores de precipitación espacial. Asimismo, el hecho de asignar como valor medio de precipitación del área de influencia de una determinada estación, el valor correspondiente a la estación, es a lo menos cuestionable, toda vez que lo más frecuente es encontrar diferencias entre ambos valores.

Por otra parte, el método Thiessen presenta como elemento restrictivo, el hecho de que algún cambio en la configuración espacial de las estaciones, define un cambio total de configuración de los polígonos, y con ello la necesidad de nuevos cálculos. Sin embargo, esta dificultad es eventual y en la actualidad presenta escasa relevancia, en función de las técnicas digitales existentes.

La gran ventaja que posee este método, lo constituye la posibilidad de estimación de precipitaciones medias de un área geográfica, para cualquier lapso en estudio. Este elemento, es equivalente a la ventaja que denota una media aritmética, pero presenta como valor adicional, la asignación de ponderaciones a cada estación, en función de superficies, hecho que tiende hipotéticamente a un aumento de precisión con respecto a los valores que arroja un promedio aritmético.

Método de las Isoyetas

Una isoyeta es una curva trazada en un plano, que representa puntos de igual precipitación. Luego, este método, para su aplicación contempla el trazado en el área geográfica que se desea estudiar, de las correspondientes isoyetas.

El método de las isoyetas es el que presenta más laboriosidad, tanto en tiempo como en recursos materiales. Para su ejecución es necesario disponer, además de las mediciones de precipitación en los períodos de interés y de las ubicaciones de los puntos de observación, de las precipitaciones normales de cada estación, del material cartográfico correspondiente y de un conocimiento espacial y atmosférico lo más detallado posible de las áreas consideradas. Si la zona es relativamente plana, las isoyetas se pueden distribuir más o menos homogéneas, pero de no ser así se debe considerar una serie de factores, dando mayor importancia a los correspondientes a la topografía y los tipos de precipitaciones.

El trazado de una isoyeta, obedece básicamente a dos criterios que se conjugan entre sí:

- a) El primero dice relación con un trazado entre dos puntos de precipitación conocida, en el cual caben en proporción lineal a las distancias sobre el plano, todas aquellas isoyetas de valor intermedio. Es decir, es equivalente al criterio que rige el trazado de las curvas de nivel en un mapa cartográfico.
- b) El segundo criterio, señala que si bien el primero es altamente orientador, el trazado de las isoyetas intermedias a través de dos puntos conocidos, debe considerar factores de relieve condicionantes de la precipitación. Esto implica, que es necesario conocer para la zona de estudio, un perfil pluviométrico, es decir, cómo varía la precipitación en función de la altitud. Así el trazado de la isoyeta, a través del primer criterio, se ve compensada hacia una mayor precisión por medio del segundo, ya que evidentemente la progresión de la precipitación en altitud, no es lineal.

Es importante destacar, que cuando se trata de una zona relativamente plana, es posible asumir un trazado lineal de las isoyetas; esto implica la aplicación única del primer criterio, sin necesidad de recurrir al segundo.

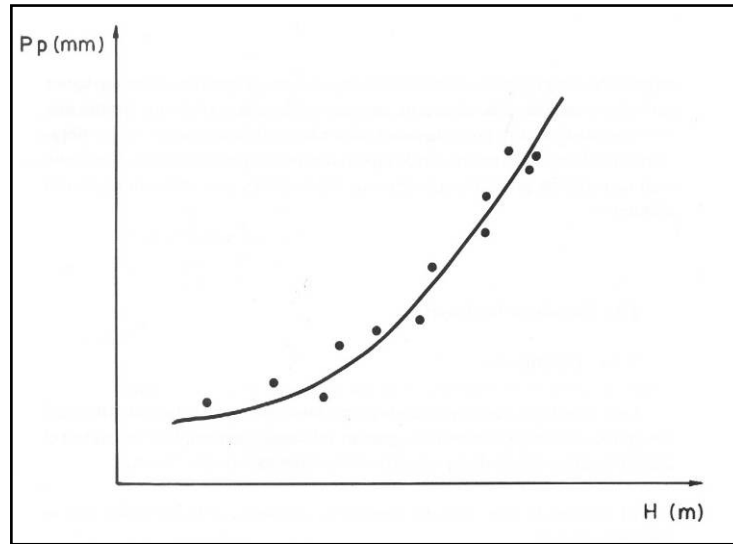


Figura 12. Perfil Pluviométrico

La figura 12, presenta un perfil pluviométrico, el cual se puede conseguir por una curva de regresión del siguiente tipo:

$$Pp = a + (b * H^2) \quad \text{(modelo parabólico)} \quad (32)$$

$$Pp = a * H^b \quad \text{(modelo exponencial)} \quad (33)$$

donde:

- Pp = precipitación (mm).
- H = altitud (m).
- a, b = coeficientes de regresión.

No obstante lo expuesto, estos modelos son sólo indicativos, toda vez que la elección del modelo, dependerá básicamente del tipo de datos estadísticos con que se cuente. Aún más, es posible la utilización de ajustes de tipo gráfico.

Establecido lo anterior, es necesario completar el trazado de todas las isoyetas que pasan por el área de estudio, para luego medir la superficie entre isoyetas. De esta forma, la precipitación media se calculará utilizando la siguiente expresión:

$$Pm = \frac{\sum_{i=1}^n \left[\frac{(Pi + 1 + Pi)}{2} \right] * S_{i+1,i}}{St} \quad (34)$$

donde:

- Pm = Precipitación media del área geográfica en estudio (m).
- $Pi + 1$ = Precipitación de la isoyeta $i + 1$ (m).
- Pi = Precipitación de la isoyeta i .
- $S_{i+1,i}$ = Superficie comprendida entre dos isoyetas secuenciales (m^2).
- St = Superficie total (m^2).

Por otra parte, es posible calcular el volumen medio de aportación hídrica del área en estudio, a través de la siguiente expresión:

$$Vm = \sum_{i=1}^n \left[\frac{(Pi + 1 + Pi)}{2} \right] * S_{i+1,i} \quad (35)$$

donde:

- Vm = Volumen medio de aportación (m^3).
- $Pi + 1$ = Precipitación de la isoyeta $i + 1$ (m).
- Pi = Precipitación de la isoyeta i .
- $S_{i+1,i}$ = Superficie comprendida entre dos isoyetas secuenciales (m^2).

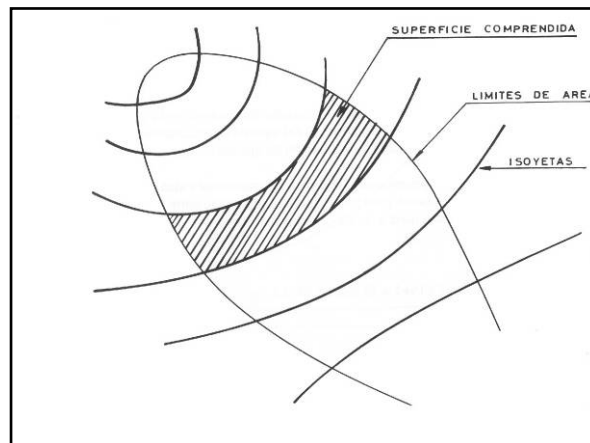


Figura 13. Mapa de Isoyetas

Discusión de la técnica.

El método de las Isoyetas, ha demostrado ser el de mayor precisión para la estimación de precipitaciones medias en un área geográfica. Sin embargo, su principal limitación es el alto nivel de trabajo que demanda, el cual sólo tiende a justificarse en el caso de valores de precipitación anual a lo menos; en el caso de una determinada tormenta no se justifica su utilización.

El mayor uso del método de las isoyetas, es el cálculo de precipitaciones medias de una zona geográfica, a partir de las precipitaciones medias de las estaciones respectivas, lo cual le otorga una consistencia temporal, factible de ser proyectada a lo menos diez años.

Método modificado de los polígonos de Thiessen

Este método está basado en una composición del método de las Isoyetas y los Polígonos de Thiessen. Así, se sabe que la precipitación de un área de influencia definida por los Polígonos de Thiessen, no guarda relación estricta con la precipitación de la estación involucrada; sin embargo, es posible asumir que la oscilación temporal que presentan la precipitación del área y la precipitación de la estación pluviométrica, posee cierto nivel de uniformidad, por lo cual, la relación entre estos valores de precipitación tiende a mantenerse constante. En otras palabras, establecidos los polígonos de Thiessen, la relación *precipitación media del área de influencia / precipitación media de la estación*, es relativamente constante, por lo menos en intervalos superiores a un año.

La información que necesita para su puesta en práctica, además de la requerida en el Método de Thiessen, es la existencia previa de isoyetas. Este requisito condiciona bastante a este método, debido a que su exactitud dependerá fuertemente de la calidad de esta información pluvial, ya sea en el grado de semejanza a la realidad que posean o en la cantidad de datos utilizada en su construcción, entre otros aspectos.

Uno de los inconvenientes del Método de Thiessen Modificado, al igual que en el Método de Thiessen, es que una variación en la cantidad o ubicación de las estaciones, conlleva la realización de una nueva representación gráfica y, por ende, actualizar las mediciones de los polígonos, con los inconvenientes y nuevos cálculos asociados que ello demanda.

En el método de Thiessen Modificado es posible establecer la siguiente relación:

$$K_i = \frac{\bar{P}_{ai}}{\bar{P}_{ei}} \quad (36)$$

donde:

K_i = Constante de proporcionalidad de precipitaciones de la estación i .

\bar{P}_{ai} = Precipitación media del área de influencia de la estación i .

\bar{P}_{ei} = Precipitación media de la estación i .

El valor de \bar{P}_{ai} , se obtiene a partir de un mapa de isoyetas del área en estudio.

Por otra parte, el valor \bar{P}_{ei} es obtenido como un promedio aritmético de los datos que posee la estación pluviométrica en análisis, recomendándose cuando sea posible el uso de la precipitación normal, es decir, el promedio de los treinta últimos años.

En el mismo marco, se plantea la existencia de una segunda relación matemática, la que se define en función de la superficie del área de influencia y la superficie total del área en estudio. Así, se tiene la siguiente expresión:

$$R_i = \frac{S_i}{S} \quad (37)$$

donde;

R_i = Constante de proporcionalidad de superficies.

S_i = Superficie del área de influencia i .

S = Superficie total del área en estudio.

La constante K_i presenta valores $K_i \geq 0$, en tanto que la constante R_i , denota valores $0 \leq R_i \leq 1$.

Finalmente, para calcular la precipitación media, se utiliza la siguiente expresión:

$$P_{mj} = \sum_{i=1}^n K_i * P_{ij} * R_i \quad (38)$$

donde:

P_{mj} = Precipitación media del área en estudio, en período j , en mm, donde j es el lapso a analizar.

P_{ij} = Precipitación de la estación del área de influencia i , en mm, en el período j .

Discusión de la técnica

Este método, posee una limitación similar al de Thiessen, esto es, que un cambio en la configuración de estaciones, define un cambio en la configuración espacial de los polígonos de Thiessen, y por ende demanda la necesidad de nuevos cálculos. Asimismo, la gran deferencia que posee con respecto al Thiessen original, es la incorporación como factor de ponderación, de la relación de precipitaciones medias entre el área de influencia de la estación, y el promedio que denota la misma estación; sin embargo, la incorporación de este factor puede no representar un incremento de precisión de importancia, si la relación de precipitaciones medias no representa valores muy distintos a la unidad; asimismo, el factor que relaciona las precipitaciones medias del área y de la estación, puede ser representativo del lapso para el cual fue calculado, pero ello no

necesariamente significa que sea válido para lapsos distintos, especialmente si estos son menores, todo lo cual definiría la no existencia de una real aportación correctora del método, respecto al Thiessen original.

Por otra parte, este método implica el contar con un mapa previo de isoyetas, que permita establecer las precipitaciones medias del área de influencia de las distintas estaciones.

No obstante lo expuesto, posee como ventaja estructural el cálculo de precipitaciones medias para períodos específicos, sin contemplar grandes cálculos una vez establecidas las constantes, y con un hipotético mayor grado de precisión que en el método de Thiessen.

Método del Inverso de la Distancia al Cuadrado

El Método de la Distancia al cuadrado es uno de los más recientes. Su importancia radica en la fácil aplicación en un S.I.G. Este método sería similar al de la Media Aritmética, pero con el agregado de una ponderación por distancia. Pizarro y Ramírez (2000) señalan que dicha ponderación, al tener un factor cuadrático, recibe una influencia bastante fuerte del monto pluvial de las estaciones más cercanas y al considerar una serie o variedad de puntos de estimación, puede formar concentraciones concéntricas de los montos estimados en torno a las estaciones.

La información para la aplicación de este método no va más allá de poseer la ubicación exacta de los puntos de medición, además de la información pluvial. Entre los inconvenientes que se vislumbran, está el que sólo considera distancias, pero no direccionalidad de la precipitación, la cual a su vez puede ser influida por condiciones tanto del terreno como atmosféricas. Además, su estimación va a depender en forma importante, de la separación que tengan las estaciones en la respectiva zona.

Pizarro et al. (2000), señalan que éste método divide la cuenca o área de estudio en celdas, considerando que la precipitación dentro de una celda sin medida, es una función de la precipitación de las celdas próximas que poseen medidas y del inverso de la distancia que las separa elevada al cuadrado.

$$P_{mj} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i * (1/D_i^2)}{\sum_{i=1}^n (1/D_i^2)} \quad (39)$$

donde:

- P_{mj} = Precipitación media del área en el periodo j (mm)
- P_{ij} = Precipitación de la estación i en el periodo j (mm)
- D_i = Distancia entre estación y celda correspondiente (Km)

En este modelo se consideró la celda central o centro de masa de cada zona geográfica, la cual se encuentra ubicada en la intersección de las diagonales de las respectivas áreas delimitadas.

EJEMPLO PRÁCTICO

Con el objetivo de ejemplificar los métodos expuestos, a excepción de las isoyetas que involucra más bien una adecuada representación cartográfica, se presenta el siguiente ejercicio.

Se desea calcular la precipitación media caída sobre una determinada área geográfica en 1991, en la cual se ubican seis estaciones pluviométricas.

E_i	$A_i(\text{km}^2)$	\bar{P}_{ai} (mm)	\bar{P}_{ei} (mm)	P 1991 (mm)
E1	40	604	650	630
E2	30	470	490	570
E3	100	390	380	430
E4	60	730	750	690
E5	40	575	610	720
E6	60	590	570	610

Donde:

- E_i = Estación pluviométrica i.
- A_i = Área de influencia de la estación, según polígonos de Thiessen.
- \bar{P}_{ai} = Precipitación media del área de influencia de la estación i, obtenida por isoyetas.
- \bar{P}_{ei} = Precipitación media de la estación i.
- P1991 = Precipitación de la estación i en 1991.

En la aplicación de los métodos resulta lo siguiente:

a) Promedio aritmético:

$$P_m(1991) = \sum_{i=1}^n P_{ij} / n = \frac{(630 + \dots + 610)}{6} = 608 \text{mm}$$

b) Polígonos de Thiessen:

$$P_m(1991) = \sum_{i=1}^n S_i * P_{ij} / \sum_{i=1}^n S_i = \frac{(630 * 40 + \dots + 610 * 60)}{330} = 582 \text{mm.}$$

c) Isoyetas:

En este caso es posible utilizar la sumatoria de ponderaciones $P_{ai} * A_i$, con el fin de definir la precipitación media por isoyetas, para período que define los valores medios, pero no para 1991, ya que para ello sería preciso definir un mapa de isoyetas para el año en cuestión.

$$P_m(1991) = \frac{\sum_{i=1}^n \bar{P}_{ai} * A_i}{\sum_{i=1}^n A_i}$$

$$= \frac{(604 * 40 + \dots + 590 * 60)}{330}$$

$$= 543mm.$$

d) Thiessen Modificado

$$P_m(1991) = \sum_{i=1}^n K_i * R_i * P_{i,1991}$$

$$= \frac{1}{330} * \left[\frac{604}{650} * 40 * 630 + \dots + \frac{590}{570} * 60 * 610 \right]$$

$$= 574mm$$

De los métodos expuestos y el ejemplo práctico desarrollado, es posible inferir las siguientes conclusiones o comentarios finales:

El método más recomendado por la literatura, en virtud de la probabilidad que otorga en el cálculo de precipitaciones medias en un área geográfica, es de las isoyetas. De igual forma y en términos de hipótesis, le siguen en orden decreciente el método Thiessen modificado, el método Thiessen y el promedio aritmético.

No obstante lo expuesto, la mayor o menor fiabilidad de un método estará determinado por la precisión respecto a un valor real no conocido y por ende se inscribe en un marco probabilístico. En esos términos debe ser reconocida la posición de fiabilidad expuesta en al anterior punto.

Es importante de destacar, que si no existen diferencias significativas entre las precipitaciones medias del área de influencia de una estación i , definida por polígonos de Thiessen, y la precipitación media de la misma estación, la aplicación del Thiessen modificado y el Thiessen original, no presenta diferencias significativas, como lo demuestra el ejemplo práctico expuesto.

En relación al promedio aritmético, es posible advertir que su uso sería únicamente válido, en términos científicos, en áreas planas con una distribución espacial relativamente homogénea.

Por último es preciso destacar que al igual que en otras materias técnicas y científicas, el uso de distintos métodos expuestos, será función de los objetivos del investigador y de la experiencia que éste posea sobre el área en estudio, dado que esos factores estructurarán las restricciones existentes para usar decisivamente uno u otro método.

CAPÍTULO V. DATOS CLIMÁTICOS FALTANTES PARA LA ESTIMACIÓN DE LA ET₀

Puede ocurrir que falten algunos datos climáticos, lo que hace que se recurra a procedimientos alternativos que requieran solo parámetros meteorológicos limitados, lo cual debe ser evitado. Es recomendable utilizar el método estándar Penman-Monteith-FAO después de resolver el problema de datos faltantes.

FAO (1998) presenta algunos procedimientos viables para estimar ET₀ aplicando la ecuación de Penman-Monteith-FAO, utilizando datos alternativos. Por ejemplo, si no se cuenta con la temperatura media del aire, se pueden utilizar las temperaturas máxima y mínima del aire; los datos de radiación pueden ser derivados de la diferencia de temperatura del aire; asimismo los datos de velocidad del viento y humedad pueden ser importados de estaciones meteorológicas cercanas.

Los datos de humedad pueden ser también estimados de valores diarios de temperatura mínima del aire.

Los procedimientos para estimar los datos faltantes deben ser validados a nivel regional. Esto puede ser hecho comparando los valores de ET₀ de estaciones climáticas que tengan los datos completos con los valores de ET₀ calculados con datos limitados. La relación entre ambos debe ser estrecha. En los casos que la relación se desvíe, la relación puede ser usada como factor de corrección para las estimaciones hechas con datos limitados. Cuando el error estándar de estimación excede el 20% de la media de ET₀, debe realizarse un análisis de sensibilidad para determinar las causas y límites para los métodos utilizados para importar los datos faltantes.

MÉTODOS ALTERNATIVOS

- **ET₀ según THORNTHWAITE**

Thornthwaite (1948) propone la fórmula:

$$e = 16 \times (10 \times tm/I)^a \quad (40)$$

donde:

e : evapotranspiración mensual sin ajustar en mm (mm/mes)

tm : temperatura media mensual en ° C

I : índice de calor anual

I = Sumatorio(ij) ; j = 1, ..., 12 (que se calcula sumando los doce índices de calor mensual).

ij = (tmj/5) 1,514

a : parámetro que se calcula a partir de I según la expresión:

a = 0,00000675 × I³ - 0,0000771 × I² + 0,01792 × I + 0,49239

- **Evapotranspiración de Referencia de Penman-Monteith original**

La ecuación de Penman-Monteith estima por medio de un modelo físico la evapotranspiración de referencia mediante la combinación de un término de radiación y de un término aerodinámico.

La evapotranspiración de referencia, según Penman-Monteith corresponde a un cultivo hipotético que tiene una altura de 12 cm, una resistencia de cubierta de 69 s/m, una resistencia aerodinámica de 208/U₂ s/m, donde U₂ es la velocidad del viento a dos metros de altura; y un albedo de 0,23. Simplificando la expresión la ecuación tiene la forma:

$$ET_0 = D / (D + g^*) \times (1/I \times \{R_n - G\}) + g / (D + g^*) \cdot (900 \times U_2 / \{tm + 273\}) \times (e^o - e) \quad (41)$$

Donde:

ET₀ = evapotranspiración según Penman-Monteith en mm/día
 l_v = calor de vaporización del vapor de agua MJ/kg
 D = pendiente de la curva de saturación de vapor kPa/°C
 g = constante psicrométrica kPa/°C
 g* = constante psicrométrica modificada kPa/°C
 R_n = radiación neta MJ× m⁻²× día⁻¹
 G = flujo de calor en el suelo MJ× m⁻²× día⁻¹
 t_m = temperatura media °C
 U₂ = velocidad del viento a 2 metros, m/s
 (e° -ea) = déficit de presión de vapor, kPa

• **ET₀ según TURC**

Turc (1961. *Ann. Agr.*) Propone calcular la evapotranspiración potencial (mm/mes) para cada mes en función de la radiación solar media diaria de ese mes (cal× cm⁻²× día⁻¹) sobre una superficie horizontal, la temperatura media mensual (°C) y una corrección basada en la humedad relativa media mensual (%).

$$ET_0 \text{ TUR}_i = f_i \times [t_{mi}/(t_{mi}+15)] \times [R_i+50] \times c_i \quad (42)$$

Donde :

f_i factor de corrección mensual: 0,37 para Febrero; 0,4 para el resto de los meses.
 t_{mi} temperatura media mensual en ° C.
 R_i radiación solar media en el suelo (cal× cm⁻²× día⁻¹), calculada por medio de la expresión:
 R_i = RA × (0,18+0,62× ni/Ni)
 RA radiación global en el límite superior de la atmósfera
 ni horas de insolación efectiva (h/día)
 Ni horas de insolación máxima (h/día)
 c_i factor de corrección para zonas áridas, con desplazamientos de masas de aire cálido, en función de la humedad relativa del mes:
 c_i = 1 si HR > 50 %
 c_i = 1+[(50-HR_i)/70] si HR < 50 %

• **ET₀ según Ivanov/Turc**

Este método calcula la Et₀ de acuerdo a la siguiente expresión (DVWK, 1996)

$$ET_p(t) = \begin{cases} a \Omega (r_a(t) + b) * T(t) / (T(t) + 15) & \Leftrightarrow T(t) \geq 5 \text{ } ^\circ\text{C} \\ 0.000036 (25. + T(t))^2 (100. - U(t)) & \Leftrightarrow T(t) < 5 \text{ } ^\circ\text{C} \end{cases}$$

donde: r_a(t) es radiación global [J/(cm²*d)], a = 0.0031 y b = 209.4 para Δt = 1 d, Ω es un factor de corrección mensual (Cuadro 5), U(t) es la humedad relativa del suelo[%], y T(t) es la temperatura media diaria [°C].

Cuadro 5. Factor de corrección mensual

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
f	0,22	0,22	0,22	0,29	0,29	0,28	0,26	0,25	0,23	0,22	0,22	0,22
Ω	0,70	0,85	0,95	1,05	1,25	1,15	1,05	0,95	0,90	0,80	0,75	0,70

ANEXO 1. MÉTODOS CARTOGRÁFICOS PARA LA CREACIÓN DEL MAPA DE REGÍMENES HÍDRICOS.

A continuación se presenta un ejemplo de la delimitación de los Regímenes Hídricos para América del Sur, utilizando la base de datos de FAO y otras fuentes, y los protocolos para los cálculos adaptados a la información disponible.

Cálculos básicos

Los regímenes fueron determinados sobre la base de la longitud del período seco. Para determinar esta variable se calculó mensualmente el índice de humedad (cuociente PP/ET₀). Luego se contó el número de meses en que este cuociente se mantuvo por debajo de 0.5, período del año que fue considerado como seco o deficitario en agua:

$$LP_D = \sum_{m=1}^{m=n} \text{meses}(P < 0,5ET_0)$$

Esto requiere contar con información precisa, a nivel mensual, de las precipitaciones y la evapotranspiración de referencia. Con el objetivo de normalizar el cálculo de la evapotranspiración de referencia se propone utilizar la fórmula de Penman-Monteith-FAO. Para simplificar los cálculos hemos desarrollado el protocolo siguiente:

Protocolo PENMAN-MONTEITH-FAO para el cálculo de la ET₀

A continuación se presenta un protocolo simplificado para evaluar la ET₀ mediante la fórmula PM-FAO.

T_m, temperatura media mensual (°C)

RS, radiación solar en cal cm⁻²d⁻¹

HR, humedad relativa media mensual (%)

U₂, velocidad del viento en ms⁻¹

Temperatura mensual en la escala absoluta (°K):

$$T_a = T_m + 273$$

Radiación neta (R_n) en Jm⁻² a partir de la radiación solar en cal cm⁻²d⁻¹:

$$R_n = RS * 0.0419 * 0.8$$

Presión de vapor de saturación media mensual (KPa):

$$e_s = 0.707 * e^{(.05979 * T_m)}$$

Déficit de saturación medio mensual (KPa):

$$D_s = e_s * (1 - HR / 100)$$

$$\beta = (T_m + 237.3)^2$$

$$\alpha = 17.27 * T_m / (T_m + 237.3)$$

$$\delta = 4098 * (0.6108 * e^{\alpha}) / \beta$$

$$N_a = (0.066 * 900 * U^2 * D_s) / T_a$$

$$N_r = 0.408 * \delta * R_n$$

$$D_n = \delta + 0.066 * (1 + 0.34 * U^2)$$

Cálculo del componente advectivo de la ET:

$$ET_{adv} = N_a / D_n$$

Cálculo del componente radiactivo de la ET:

$$ET_{rad} = N_r / D_n$$

Cálculo de la Evapotranspiración de referencia:

$$ET_o = ET_{rad} + ET_{adv}$$

Precipitación

La información de precipitación puede contener errores originados en una serie de factores (cambio de localización de la estación, cambio de instrumento, construcciones en el entorno de la estación). Por esta razón, cuando se conocen estos antecedentes, es recomendable analizar su calidad y consistencia, y corregir las series, eliminando los errores de origen conocido. Para ello el método más usado es el de las curvas másicas. Estas consisten en un análisis gráfico donde se comparan las precipitaciones acumuladas en el tiempo en una estación con la misma precipitación acumulada proveniente de la suma de varias estaciones del mismo sector (patrón pluviométrico). Se supone que una estación cualquiera debiera presentar una acumulación lineal, con pendiente constante, respecto de la suma de sus vecinas, de modo que cualquier quiebre en la pendiente de esta relación puede indicar una anomalía en los registros de dicha estación. En las estaciones que conforman el patrón pluviométrico debe excluirse a la estación que exhibe anomalías o quiebre evidentes en las curvas másicas.

Supongamos una estación A cuyas series pudieran presentar errores. Se conforma un patrón cuya precipitación anual es la suma de las estaciones B,C,D,E y F. Se construye una serie de tiempo con los valores acumulados de precipitación en la estación A y otra con los valores acumulados en la estación patrón.

$$PAaC_a = \sum_{a=1}^{a=n} (PA)_a$$

PAaC_a = precipitación acumulada al año "a"

PA = precipitación anual de cada año de la serie, a

$$PPaC_a = \sum_{a=1}^{a=n} (PB + PC + PD + PE + PF)_a$$

PPaC_a = precipitación acumulada el año "a" en el patrón

PB, PC, PD, PE y PF = precipitación anual en las estaciones B,C,D,E y F para el año a

En el gráfico se aprecia un cambio en la pendiente (M1,M2) a partir del año x. La serie de la estación A debe ser corregida para cada año a:

$$P_a = \frac{M_1}{M_2} \times P_0$$

Pa = precipitación ajustada en la estación A

Po = precipitación observada en la estación A

En este caso los datos de la estación A deben ser corregidos por un factor M1/M2 = 1.0588 a partir del año x.

La pendiente de la recta puede usarse también para rellenar las series en años en que una estación no disponga de registros, y se dispone de información en las estaciones vecinas.

$$PA_a = \frac{Ma}{Mb} \times Ppa$$

PAa = Precipitación en la estación A en el año faltante a

Ma = Pendiente de la curva másica para la estación A

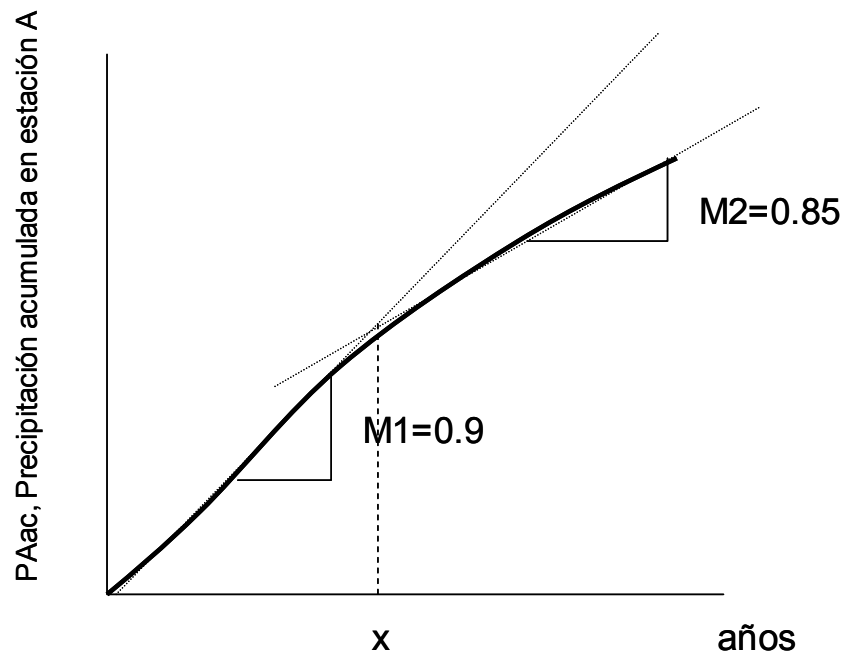
Mb = pendiente de la curva másica para una estación vecina b

Pp = precipitación en la estación vecina.

El método de las curvas másicas debe tener en cuenta que un cambio de pendiente no debe considerarse significativo a menos que se mantenga por un período mínimo de cinco años. La precipitación tiende a ser consistente para períodos largos de observación pero no necesariamente para períodos cortos, por lo cual no puede aplicarse para corregir precipitaciones diarias.

Normalmente para completar series pluviométricas se usa el procedimiento de los módulos pluviométricos ponderados:

$$PA_a = \frac{Ma}{Mb} \times Ppa$$



PPac, Precipitación acumulada en el patrón pluviométrico

Análisis de la variación espacial de la precipitación

Diversos factores determinan la variación de la precipitación en el espacio. En general los principales factores que influyen son: la latitud, la distancia a los frentes de humedad (mar, etc.) y la fisiografía de la cuenca o región.

La precipitación debería variar gradualmente con la latitud. Esta relación se distorsiona debido a la influencia de una serie de factores; regímenes de viento, distribución de masas continentales y mares, corrientes marinas, etc.

Con respecto a la influencia de la distancia a las fuentes de humedad, puede decirse que en general las precipitaciones tienden a ser mayores en regiones cercanas al mar. Por supuesto existen otros factores que pueden modificar esta relación general. Los principales son la influencia del régimen de vientos, barreras orográficas, relieve y perturbaciones asociadas con frentes (desplazamiento de los frentes ecuatoriales y polares, por ejemplo).

Las influencias del relieve y otros factores fisiográficos sobre el régimen pluviométrico de una región son variados y complejos. En general se acepta el hecho de que la precipitación varía con la altura del lugar sobre el nivel del mar. Por lo general a sotavento en la montañas se produce una "sombra de lluvia" por efecto del descenso de las masas de aire en estos sectores. De esta manera se podrían obtener distintos perfiles pluviométricos para diferentes zonas, dependiendo del relieve y de la dirección de los vientos. Los pocos perfiles que se han determinado y sobretodo

estudios en otros países del mundo hacen ver que las variaciones de la precipitación con la altura, pueden diferir bastante entre sí y que además no toda la variación y dispersión de valores observados puede atribuirse al efecto de la altura.

Algunos autores han demostrado la importancia que existe de considerar otros factores topográficos fuera de la altitud, como por ejemplo, la exposición, pendiente y orientación del terreno. Para algunas regiones se han construido relaciones coaxiales entre la precipitación y estos factores (1).

La altura sobre el nivel del mar también influye en la forma de la precipitación. En efecto, como la temperatura disminuye con la altura, se alcanzará un punto en que la temperatura llega a 0°C y por lo tanto se crean las condiciones favorables para que la precipitación sea nival. En este sentido, se define el coeficiente de niviosidad que es igual al cociente entre la precipitación anual en forma de nieve y la precipitación total (nieve + lluvia). El coeficiente de niviosidad puede determinarse a partir de los datos proporcionados por varias estaciones hidrometeorológicas, o en su defecto, por medio de una estimación de la ubicación de la isoterma 0°C.

Por las razones anteriores, es difícil realizar una cartografía de isoyetas a través de métodos automatizados, sin cometer errores importantes. El método de polígonos de Thiessen, de los promedios ponderados u otros, son más aplicables a topografías planas, sin grandes efectos topográficos locales. El trazado manual de isoyetas se hace necesario, lo que le da al trazador la posibilidad de integrar todos los factores que, según su experiencia, influyen en los gradientes pluviométricos en cada caso. El trazado de isoyetas se realiza sobre mapas de relieve de modo que el trazador pueda interpretar las variaciones espaciales que estas sufren por acción del relieve. Mientras mayor sea la densidad de estaciones, más preciso resultará el mapa.

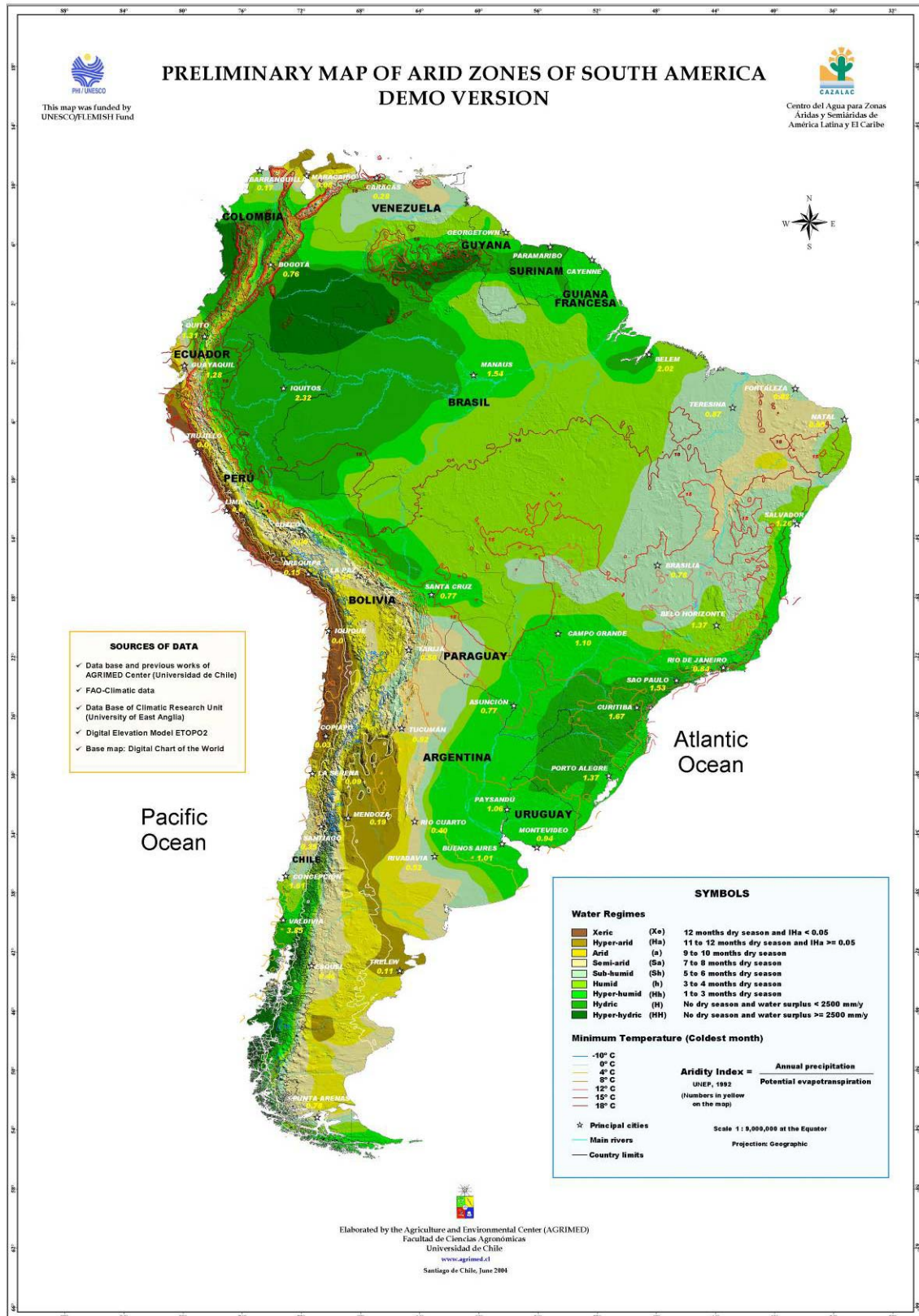
Trazado de isolíneas de ET

Para el trazado de las cartas de evapotranspiración, esta se calcula para todas las estaciones que cuentan con datos. En aquellas que disponen de temperatura, humedad, radiación y viento, se aplica directamente el método de PM_FAO. En estas estaciones se aplican además otras fórmulas simples como la de Thornthwaite, Ivanov o Turc, las cuales se pueden calibrar a través de regresiones, teniendo como referencia el método de PM_FAO. En aquellas que dispongan de datos parciales, es decir, falten uno o dos de estos parámetros, se aplican las fórmulas simples debidamente corregidas por los coeficientes de las regresiones de calibración. Una vez calculada la ET para todas las estaciones disponibles, se procede al trazado siguiendo un procedimiento análogo al de las isoyetas.

Creación de una malla climática.

Con el propósito de calcular el índice de aridez Pa/ET a nivel mensual, los mapas de precipitación y de ET se leen en cada punto de una malla regular con coordenadas equiespaciadas a un grado, cubriendo todo el continente. Posteriormente, con un programa computacional, se calcula el Índice de aridez para cada mes y en cada punto de la malla. Además el programa cuenta el número de meses secos resultantes (Índice de aridez inferior a 0.5). Este número de meses se vierte en cada punto de la malla, a partir de lo cual se trazan los límites de los regímenes climáticos que cuentan con distinta longitud de la estación seca. El resultado es un mapa como el que se presenta a continuación:

MAPA PRELIMINAR DE ZONAS ÁRIDAS DE SUR AMÉRICA. VERSIÓN DEMO



ANEXO 2. PROTOCOLO DE CALCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA MEDIANTE LA ECUACIÓN FAO/PENMAN-MONTEITH

Paso 1. Cálculo de la Radiación Neta, Rn (MJ/m2 día) a partir de la radiación solar global, RG (Cal/cm2 día)

$$R_n = R_G * 0.0419 * 0.8$$

Factor 0.0419 convierte cal/cm2 día en MJ/m2 día

Factor 0.8 corresponde al cociente Rn/RG para una superficie vegetal bien provista de agua

Paso 2. Cálculo de la presión de vapor del aire a la saturación, es (kPa)

$$e_s = 0.707 * \exp(0.05979 * T_a)$$

Ta es la temperatura media del aire (°C)

Paso 3. Cálculo del déficit de saturación del aire (kPa)

$$D_s = e_s * (1 - HR / 100)$$

HR es la humedad relativa en %

Paso 4. Cálculo de la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación, Δ (kPa/°C)

$$TETA = (T_a + 237.3)^2$$

$$ALFA = 17.27 * T_a / (T_a + 237.3)$$

$$\Delta = 4098 * (0.6108 * \exp(ALFA)) / TETA$$

Paso 5. Cálculo del aporte advectivo

$$Adv = (\gamma * 900 * U * D_s) / (T_a + 273)$$

$$\gamma = 0.066 \text{ (kPa/°C)}$$

U= velocidad del viento en m/s

Ds = déficit de saturación (kPa)

Paso 6. Cálculo del aporte radiativo

$$Rad = 0.408 * \Delta * R_n$$

Paso 7. Cálculo del denominador (resistencia a la difusión del vapor en la capa limite)

$$D_n = \Delta + 0.066 * (1 + 0.34 * U)$$

Paso 8. Cálculo del componente radiativo de la ETo

$$ETRAD = Rad / Dn$$

Paso 9. Cálculo del componente advectivo de la ETo

$$ETADV = Adv / Dn$$

Paso 10. Cálculo de la ETo

$$ETo = ETRAD + ETADV$$

Calculo de la ETo para un día X

EJEMPLO

Datos para un día X:

Temperatura media : 20°C

Radiación global : 600 cal/ cm² día

Humedad relativa : 60%

Viento : 2 m/s

Paso 1. Cálculo de la Radiación Neta, Rn (MJ/m² día) a partir de la radiación solar global, RG (Cal/cm² día)

$$Rn = 600 * .0419 * .8 = 20.112 \text{ MJ/m}^2 \text{ día}$$

Paso 2. Cálculo de la presión de vapor del aire a la saturación, es (kPa)

$$es = 7.07 * \text{EXP}(.05979 * 20) = 2.34 \text{ kPa}$$

Paso 3. Cálculo del déficit de saturación del aire (kPa)

$$Ds = es * (1 - HR/ 100) = 0.93 \text{ kPa}$$

Paso 4. Calculo de la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación, Δ (kPa/°C)

$$TETA = (Ta + 237.3) ^ 2 = 66203$$

$$ALFA = 17.27 * Ta / (Ta + 237.3) = 1.34$$

$$\Delta = 4098 * (.6108 * \text{EXP}(ALFA)) / TETA = 0.145 \text{ kPa/}^\circ\text{C}$$

Paso 5. Cálculo del aporte advectivo

$$Adv = (\gamma * 900 * U * Ds) / (Ta+273) = 0.38$$

Paso 6. Calculo del aporte radiativo

$$\text{Rad} = 0.408 * \Delta * R_n = 1.19$$

Paso 7. Cálculo del denominador (resistencia a la difusión del vapor en la capa límite)

$$D_n = \Delta + .066 * (1 + .34 * U) = 0.256$$

Paso 8. Cálculo del componente radiativo de la ETo

$$\text{ETRAD} = \text{Rad} / D_n = 4.65 \text{ mm/día}$$

Paso 9. Cálculo del componente advectivo de la ETo

$$\text{ETADV} = \text{Adv} / D_n = 1.48 \text{ mm/día}$$

Paso 10. Cálculo de la ETo

$$\text{ETo} = \text{ETRAD} + \text{ETADV} = 6.13 \text{ mm/día}$$

ANEXO 3. SÍMBOLOS Y UNIDADES

SÍMBOLO	DESCRIPCIÓN	UNIDAD estándar
<i>P</i>	Precipitación media anual	mm
<i>p</i>	Precipitación media mensual	mm
<i>IF</i>	Índice de Fournier	mm
<i>IFM</i>	Índice de Fournier Modificado	mm
<i>ICP</i>	Índice de Concentración de la Precipitación	
<i>DH</i>	Déficit de Humedad Anual	mm
<i>ET₀</i>	Evapotranspiración de Referencia	mm
<i>R_n</i>	Radiación neta en la superficie del cultivo	MJ m ⁻² día ⁻¹
<i>G</i>	Densidad de Flujo de calor en el suelo	MJ m ⁻² día ⁻¹
<i>T</i>	Temperatura	°C
<i>u₂</i>	Velocidad del viento a 2 m altura	m s ⁻¹
<i>e_s</i>	Presión de vapor de saturación	kPa
<i>e_a</i>	Presión de vapor actual	kPa
Δ	Pendiente de la curva de presión de vapor de saturación en función de la temperatura	kPa °C ⁻¹
γ	Coeficiente psicrométrico	kPa °C ⁻¹
<i>K_c</i>	Coeficiente del cultivo	
<i>R_a</i>	Radiación extraterrestre	MJ m ⁻² día ⁻¹
<i>N</i>	Horas de luz	
<i>LP_D</i>	Longitud del período con déficit de agua	Días, meses
<i>LP_R</i>	Longitud del período con exceso de agua	Días, meses
<i>DH</i>	Déficit de agua anual	mm
<i>EI₃₀</i>	Factor de Erosividad de la USLE	MJ.mm.ha ⁻¹ h ⁻¹ año ⁻¹

ANEXO 4. EQUIVALENCIA DE UNIDADES

	Unidad estándar	Otras unidades	Equivalencia
Presión	kPa	mbar (milibar) Bar cm (centímetro de agua) atm (atmosfera) mm Hg (milímetros de Hg) psi (libra por pulgada cuadrada)	1 mbar = 0.1 kPa 1 bar = 100 kPa 1 cm = 0.09807 kPa 1 atm = 101.325 kPa 1 mm Hg = 0.1333 kPa 1 psi = 6.896 kPa
Velocidad	m.s⁻¹	km.día ⁻¹ (kilómetro por día) ft s ⁻¹ (pie por segundo) knot (milla náutica por hora)	1 km día ⁻¹ = 0.01157 m.s ⁻¹ 1 ft s ⁻¹ = 0.3048 m.s ⁻¹ 1 knot = 0.5144 m.s ⁻¹
Radiación	MJ m⁻² día⁻¹	mm día ⁻¹ (evaporación equivalente) J cm ² día ⁻¹ (joule por cm ² por día) cal cm ² día ⁻¹ (caloría por cm ² por día)	1 mm día = 2.45 MJ m ⁻² día ⁻¹ 1J cm ² día ⁻¹ = 0.01 MJ m ⁻² día ⁻¹ 1 cal = 4.1868 J =4.1868 10 ⁻⁶ MJ 1cal cm ² día ⁻¹ = 4.1868 10 ⁻² MJ m ⁻² día ⁻¹
Evapotranspiración	Mm día⁻¹	m ³ ha ⁻¹ día ⁻¹ (m ³ por hectárea por día) l s ⁻¹ ha ⁻¹ (litros por segundo por hectárea)	m ³ ha ⁻¹ día ⁻¹ = 0.1 mm día ⁻¹ 1 l s ⁻¹ ha ⁻¹ = 8.64 mm día ⁻¹
Temperatura	°C	°F (grados Fahrenheit) K (grados Kelvin)	1°C = °F – 32 * 5/9 1K = °C + 273.16

ANEXO 5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARNOLDUS H.M. 1980.** An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. En: De Boodt M., and Gabriels D. (Eds) Assessment of erosion. John Wiley and Sons, Inc. Chichester, West Sussex, UK. 127 – 132.
- BAILEY R. G. 1983.** Delineation of ecosystem regions. *Environ. Manage.* 7:365-373
- BARROW, C. J. 1994.** Land degradation. Development and Breakdown of Terrestrial Environments. Cambridge University. 295p.
- BRAS, R.L. 1990.** Hydrology. An Introduction to Hydrologic Science, MIT.
- CHUA, S.H. y BRAS, R.L. 1982.** Optimal estimators of mean areal precipitation in regions of orographic influence. *Journal of hydrology* 57 (112): 23-48.
- CLEVELAND, WILLIAM y MARYLYN MCGILL, (Eds) 1988.** Dynamic Graphics for Statistics, Wadsworth.
- CRESSIE, N. 1993.** Statistics for spatial data. J. Wiley, N.Y.
- DEAN, J. D. y SNYDER, W. M. 1977.** Temporally and areally distributed rainfall. *Journal of Irrigation Drainage Div.* 103 (IR2): 221-229.
- DEUTSCHERVERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAN e.V. (DVWK) 1996.** Ermittlung der Verdunstung von Land-und Wasserflächen. Heft. 238
- DUNNE, T. y LEOPOLD, L.1978.** Water in Environmental Planning: W. H. Freeman et al., San Francisco, p. 41.
- FAO. 1977.** Assessing soil degradation: report of an FAO/UNEP expert consultation. FAO Bull. N° 34, Roma, Italy.
- FAO/UNESCO. 1977.** Soil map of the world, 1: 5 000.000. UNESCO, Paris, France.
- FAO, 1998.** Crop Evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Bull N° 56, Roma, Italy.
- FOURNIER F. 1960.** Climat et érosion. Ed. Presses Universitaires de France. Paris.
- HASSAN H., and H. E. DREGNE. 1997.** Natural Habitats and Ecosystems Management in Drylands: an overview. Natural Habitats and Ecosystems Management Series. Environment Department Papers. Washington DC. The World Bank.
- KÖPPEN, W. 1936.** Das geographische system der klimare. In: Köppen W. and Geiger R. (Eds) *Handbuch der Klimatologie*, pp 1-46.
- LENTON, R. L. and RODRÍGUEZ ITURBE, I. 1977.** On the collection, the analysis, and the synthesis of spatial rainfall data” MIT Department of Civil Engineering. Tech Report N°194. Parsons Laboratory
- MEIGS P. 1953.** World distribution of arid and semi-arid homoclimates. UNESCO. Review of Research on Arid Zone Hydrology. Arid Zone Research I.
- NIST/SEMATECH. 2002.** e-Handbook of Statistical Methods, <http://www.itl.nist.gov/div898/handbook/>.
- OLIVER J.E. 1980.** Monthly precipitation distribution: A comparative index. *Professional Geographer*, 32(3) 300 – 309.
- OVALLLES, F.A. 1986.** Selection of important properties to evaluate the use of geostatistical analysis in selected northwest Florida soils. Ph.D Dissertation, University of Florida,

- Gainesville, USA. 208p.
- OVALLES, F. A. 1996.** Evaluación de la variabilidad espacial del suelo y su relación con los rendimientos del cultivo de maíz a nivel de parcela experimental. Trabajo de Ascenso. UCV-Facultad de Agronomía, Maracay, Venezuela. 160p
- OVALLES, F.A. y M.E. COLLINS. 1988.** Evaluation of soil variability in northwest Florida using geostatistics. Soil Sci. Soc. J. 52:1702-1708.
- PENMAN H. L. 1948.** Natural evaporation from open water, bares oil, and grass. Proc. Roy, Soc. Serie A (193):120-146
- PIZARRO R.; RAMÍREZ C. 2000.** Análisis Comparativo de Modelos para la Estimación de Precipitaciones Areales Anuales en Períodos Extremos. Región del Maule, Chile
- RHENALDS- FIGUEREDO, A; RODRIGUEZ-ITURBE; I.; SHAAKE, J.C. 1974.** Bidimensional spectral analysis of rainfall events" MIT Department of Civil Engineering. Tech Report N°139. Ralph Parsons Laboratory.
- ROSTLAC-UNESCO 1982.** Guía metodológica para la elaboración del balance hídrico de América del Sur
- RENARD, K.G.; G.R. FOSTER; T. WEESIES. 1993.** Predicting Soil Erosion and Water. A guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation RUSLE. U.S. Department of Agriculture. Agricultural Research Service. Washington D.C.
- SALVADOR FIGUERAS, M y GARGALLO, P. 2003.** "Análisis Exploratorio de Datos", [en línea] *5campus.com, Estadística* <http://www.5campus.com/leccion/aed>
- SHEARMAN y SALTER 1975.** An objective rainfall interpolation and mapping technique. Hydrol. Sc. Bull. 20(3) 353-363.
- TUKEY, J.W. 1977.** Exploratory Data Analysis. Addison-Wesley
- THORNTHWAITE, C. W. 1948.** An approach toward a rational classification of climate. Geographical Review 38:55-94.
- TURC L. 1961.** Evaluation des besoins en eau d'irrigation, evapotranspiration, potentielle, formule climatiqu simplifce et mise a jour. Ann. Agron. 12 :13-49.
- US NATIONAL. WEATHER SERVICE.1972.** River Forecast System. NWS HYDRO 14:3.1-3.14.
- UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME. 1992.** World Atlas of Desertification. Arnold E. (Ed). 69p.
- UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME. 1997.** World Atlas of Desertification. Second Edition. Middleton N. and Thomas D. (Eds). 182p.
- WISCHMEIER W.H. Y SMITH D.D. 1978.** Predicting rainfall-erosion losses. A guide to conservation planning. Agric. Handbook N° 537. U.S.D.A. Washington, D.C