

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

El agua es un elemento indispensable para el desarrollo de la vida, sin embargo la falta de información de este recurso hídrico produce desajustes entre la oferta y la demanda de agua (UNESCO, 1986). Producto de tal inconveniente, surge la instancia social de regulación del recurso hídrico, definiéndose como la necesidad del uso y distribución adecuada del nivel de las fuentes de aprovechamiento, considerando el crecimiento poblacional y la oferta o disponibilidad de agua en sus fuentes de aprovechamiento.

Por tal motivo muchas instituciones ante el progresivo incremento de la demanda del vital componente (agricultura, usos domésticos, recreacionales o para otros usos), buscan alternativas para la gestión adecuada de la misma en favor a la población.

Una de las alternativas más empleadas es la cuantificación en la extracción del agua, que en el caso de Bolivia se recurren generalmente a fuentes superficiales, y en tal proceso juegan un papel importante los registros históricos de caudales, que se presentan en los cursos de agua aprovechables.

Hidrológicamente, el régimen de caudales de una corriente de agua durante un periodo determinado, es el único término del balance hidrológico de una cuenca que puede ser medido directamente con una buena precisión mediante estaciones de aforo. Los otros elementos de ese balance, como las precipitaciones, la evaporación, etc., son estimados a partir de mediciones observadas en distintos puntos de la cuenca o deducidos de fórmulas hidrológicas, los cuales son siempre estimativos muy aproximados. El régimen de caudales es un dato básico, indispensable para todos los diseños hidráulicos y para muchas obras civiles.

Recientemente, el empleo de los modelos matemáticos resultó ser una herramienta esencial para la hidrología y la planificación de los recursos hídricos; incluyen el dominio de la estadística, la investigación operacional y el mejoramiento de las muestras históricas.

La primera experiencia en Bolivia se desarrolló en el año 1992 en el estudio de balance hídrico superficial en ocho cuencas hidrográficas que cubren casi la totalidad del país.

La investigación más destacada es la que realizó UNESCO con la elaboración de la guía metodológica para la elaboración del Balance Hídrico de América del Sur en el año 1982, que hasta la fecha es un documento de referencia importante. A nivel nacional, se gestionó en el año 1992 (Balance Hídrico Superficial de Bolivia, Roche); a nivel regional, se analizaron las cuencas: Cerrada del Altiplano, del Río de la Plata y del Amazonas.

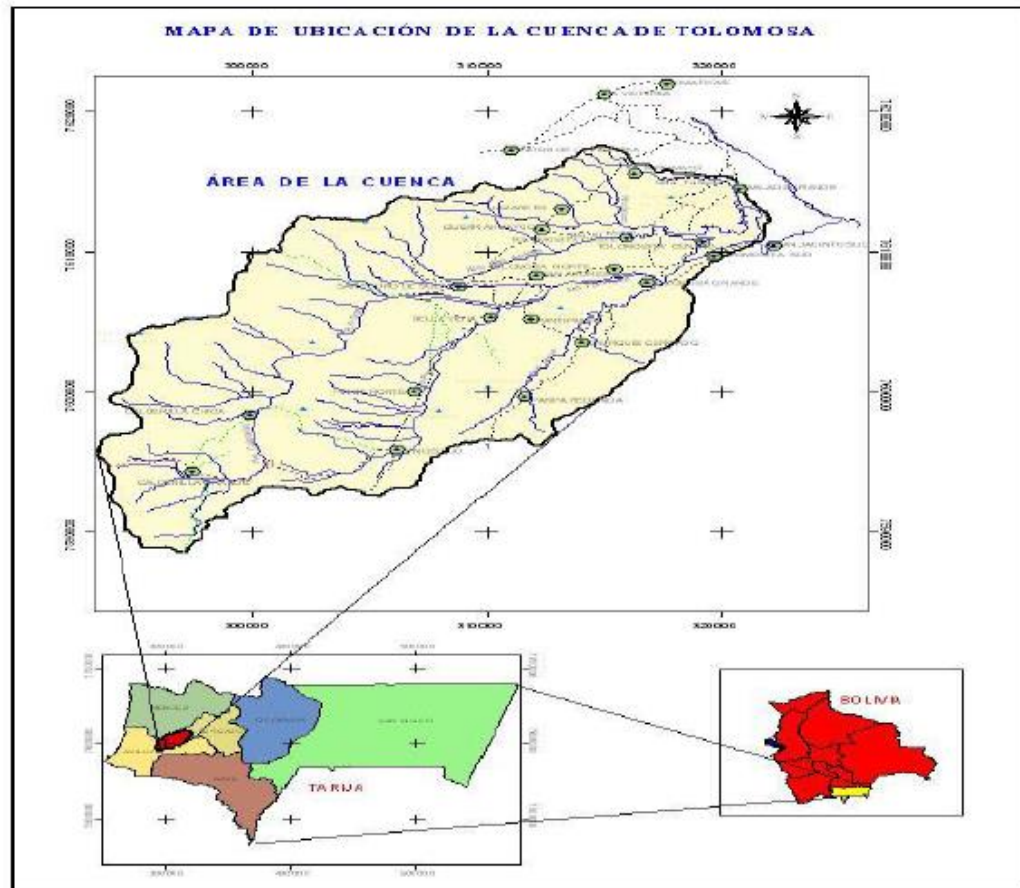
Los modelos matemáticos han tenido un impresionante progreso en el área de desarrollo de los recursos hídricos permitiendo un mejor cálculo ante falta o escasa información que se requiere.

En Tarija, las estaciones hidrológicas cuentan con insuficientes datos de registro o fueron clausuradas, provocando un completo desconocimiento del comportamiento hidráulico de los ríos en las diferentes cuencas, que muchas veces se traduce en la poca disponibilidad del recurso hídrico.

Para la presente investigación, se analizará la cuenca del río Tolomosa como zona de estudio, debido a que es considerada como la de mayor potencial de recursos hídricos superficiales entre las cuatro cuencas del Valle Central de Tarija donde se encuentra la ciudad de Tarija. Además de que por los aportes que realiza la misma se benefician las comunidades circundantes a la cuenca y también se destaca que en la parte baja de esta cuenca se encuentra la represa del proyecto multipropósito de San Jacinto.

Administrativamente se encuentra en el Municipio de Tarija o la Sección Municipal de Cercado y de la Sub Gobernación de Cercado. Geográficamente está ubicada entre los paralelos 21°37'12" y 21°43'53" de latitud Sur y meridianos 64°48'59" y 64°52'25" de longitud Oeste.

Figura 1. Ubicación de la Cuenca del río Tolomosa.



Fuente: “La Problemática de la tierra rural agrícola en la cuenca del río Tolomosa Tarija-Bolivia: Un enfoque Geo-Económico” (2015).

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Calibrar y aplicar el Modelo de Témez, empleando el programa informático CHAC, para la estimación de los caudales medios mensuales aproximados en la cuenca del río Tolomosa

1.2.2. Objetivos Específicos

- Emplear los registros de caudales mensuales históricos, de la estación hidrométrica de la zona de estudio.

- Aplicar el programa informático Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas (CHAC) que tiene incorporado el modelo Témez en su fase operativa.
- Determinar la fiabilidad del software, en función a las condiciones o limitantes que exige, en la cuenca Tolomosa en relación a la extensión de su superficie y a la estimación de sus resultados.
- Calibrar los caudales medios mensuales generados por el modelo Témez y los reales registrados en la estación hidrométrica.
- Extender el registro de caudales medios mensuales, mediante el módulo de simulación proporcionado por el programa Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas (CHAC).

1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En este tiempo en Bolivia; la disponibilidad de los recursos hídricos se basa fundamentalmente en los registros de información de las estaciones meteorológicas e hidrológicas, y de esta manera se intenta conseguir un uso más racional del agua en el espacio y en el tiempo, así como para mejorar el control y redistribución de este recurso. (Viceministerio de Recursos Hídricos y Riego, 2012)

La información histórica disponible de caudales medios mensuales en las estaciones de aforos existentes (estaciones hidrométricas), son escasas dentro de una cuenca en estudio, situándonos en un punto de incertidumbre por contar solo con información de registros localizados y a veces discontinuos, los cuales no son totalmente confiables. (Sánchez, 2013)

De esta manera, la estimación de caudales se ve seriamente afectado por la carencia, inconsistencia y falta de continuidad de la información hidrológica. Presentándose escenarios en los cuales un enfoque más práctico para la disposición de los recursos hídricos en la planificación de los mismos es seriamente perjudicado.

El empleo de software o programas informáticos que desarrollen la aplicación de modelos matemáticos ha surgido recientemente al ser una necesidad para una estimación más cercana ante esta problemática, debido a los últimos cambios que se

generan en la disponibilidad de los recursos hídricos y también por la facilidad que presentan estos en la elaboración de los estudios. Sin embargo, la precisión de éstos depende del espacio temporal en que se presentan los componentes hidrológicos como de su disponibilidad, y de las características que éstos requieran.

1.3.1. Formulación del problema

¿El Modelo de Témez aportará resultados representativos y precisos, a través de la calibración de información hidrométrica en la zona de estudio?

1.3.2. Sistematización del problema

¿El software CHAC podrá ofrecer valores de la cuenca Tolomosa y presentar una aplicación coherente en la estimación de aportaciones?

1.4. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

Ante la falta de información hidro-meteorológica, se necesita recurrir a modelos matemáticos que relacionen de manera simplificada las entradas y salidas de un sistema hidrológico, pudiendo someterse a análisis probabilísticos para la determinación de parámetros en diseños de obras hidráulicas. Asimismo, el valor que se les asigna a estos modelos es que son capaces de producir datos en cuencas sin estaciones de medición o de insuficiente información, en el caso del departamento de Tarija se observa la carencia de información actual hidrológica o con precarios registros antiguos.

Como una alternativa de solución el Ministerio del Medio Ambiente y Agua, en su propuesta metodológica, enfatiza que una de las aplicaciones en las cuales los modelos matemáticos intervienen es para ofrecer la posibilidad de generar información hidrológica completa, mediante la simulación de series de caudales especialmente en los puntos de interés que carezcan de información o que, su serie de datos sea incompleta o de escasa duración.

La investigación aplicará el modelo de Témez porque representa una alternativa en la determinación de caudales, permitiendo la estimación de valores a nivel mensual más representativos y con un cierto grado de aproximación al sistema real de la zona, que actualmente resulta un proceso muy complejo.

La implementación de este modelo se ajusta más a nuestra realidad porque su empleo se adapta en cuencas pequeñas o intermedias, en su desarrollo se precisan pocos parámetros que son fácilmente obtenidos a través de mediciones, englobando de esta manera los elementos más trascendentales de todo el ciclo hidrológico que influyen en la disponibilidad de agua en los cauces naturales. Al basarse en un enfoque de carácter mensual, brinda posibles alternativas de solución que se enfocarán hacia el diseño de estrategias y planificación del recurso hídrico.

El modelo Témez al estar incorporado en el programa informático Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas (CHAC), elaborado por el Centro de Desarrollo Experimental de España (CEDEX), permitirá que la aplicación sea en base a una modalidad informática logrando identificar los errores en un rango aceptable. Asimismo se determinarán resultados o escenarios de modelación en los que se pueden realizar de acuerdo a las condiciones del programa y a la disponibilidad de información.

1.5. HIPÓTESIS

- Los resultados de la estimación de caudales medios mensuales de la cuenca del río Tolomosa serán precisos y representativos, teniendo en cuenta la escasez, inconsistencia, precariedad, etc., de datos disponibles, que prácticamente se reduce a los datos meteorológicos e hidrométricos.
- El programa CHAC es efectivo en la estimación de caudales medios mensuales de la cuenca del río Tolomosa, mediante la comparación con los registros históricos de caudales medidos y la simulación de caudales para los periodos que carecen de registros.

1.6. DELIMITACIÓN DEL ESTUDIO

El estudio se efectuará en la cuenca del Río Tolomosa.

Se utilizara la información cartográfica del ZONISIG y el Ministerio de Medio Ambiente y Agua.

1.7. VARIABLES

Independientes:

- Calibración del modelo Témez.

Dependientes:

- Datos hidrométricos.
- Datos Climatológicos.
- Datos geomorfológicos.

2. MARCOS REFERENCIAL

2.1. MARCO TEÓRICO

2.1.1. MODELOS HIDROLÓGICOS

Un sistema hidrológico se define como una estructura o volumen en el espacio, rodeada por una frontera, que acepta agua y otras entradas, opera entre ellas internamente y las produce como salidas.

Los modelos hidrológicos son una herramienta versátil en la evaluación de los recursos hídricos aprovechables, representan el sistema real por medio de un conjunto de expresiones matemáticas. Permitiendo la modelación de los sistemas hidrológicos con cierto grado de aproximación y simulación para distintas situaciones hipotéticas. (Estrela, 1992)

Se define un modelo de un sistema como la conceptualización de las interrelaciones y respuestas de un sistema real, a la que se incorpora la esencia del mismo, y que es capaz de predecir las interacciones principales y sus respuestas a un conjunto de condiciones propuesto, es decir es la representación artificial del sistema.

Los modelos matemáticos o abstractos, son los más extendidos en hidrología, representan el sistema en forma matemática. Están constituidos por un conjunto de ecuaciones que describen y representan el sistema real, describiendo las variables de entrada y salida.

Por tal motivo, los modelos matemáticos se dividen en dos grandes grupos:

- Modelos determinísticos; las variables vienen determinadas por leyes físicas consideradas como exactas y que explican toda su variabilidad.
- Modelos estocásticos; las variables son regidas en todo o en parte por las leyes del azar, y por tanto caracterizadas en términos de probabilidad, carecen de bases físicas.

Aunque según esta división todos los modelos hidrológicos deberían ser estocásticos, la utilización de modelos determinísticos se basa en trabajar únicamente con una ecuación que representa los valores más probables de las variables y parámetros.

Para la aplicación de un modelo, debe ser en función de (Fernández Mejuto, Vela Mayorga, y Castaño Fernández, 2011: 309):

- Cercanía del problema en cuestión a la precipitación (proceso con máxima aleatoriedad).
- Escala de tiempo considerada.
- Sencillez o complejidad del sistema estudiado.

La utilidad de los modelos aplicados en la hidrología se refleja en las siguientes aportaciones (Fernández Mejuto, Vela Mayorga, y Castaño Fernández, 2011: 314-317):

- Conocimiento del comportamiento del sistema ante secuencias de acciones; con la finalidad de poder visualizar la evolución del sistema, los modelos permiten tomar medidas apropiadas basadas en simulaciones del sistema real.
- Predicción sobre situaciones futuras; la posibilidad de plantear situaciones hipotéticas de futuro puede permitir conocer que alcance tendrían estas, y diseñar posibles soluciones en función de la probabilidad de ocurrencia de dichas situaciones.
- Optimización de la gestión del sistema.
- Mejora del conocimiento de los sistemas naturales; la realización de un modelo permite el contraste de las hipótesis de funcionamiento del sistema, un mejor ajuste y definición de las relaciones entre parámetros, así como de la sensibilidad del sistema a las variaciones de estos.
- Estudio de situaciones especiales; la modelización puede servir para comparar distintos diseños conceptuales de funcionamiento del sistema, para obtener cuál de estos se ajusta más a la realidad.

2.1.1.1. Modelos Determinísticos

También denominados como modelos de simulación continua. Describen el comportamiento del ciclo hidrológico (o de parte de éste) en forma de expresiones analíticas que relacionan las interacciones físicas entre sus componentes.

Dentro de este tipo de modelos se distinguen dos grupos: los modelos agregados y los distribuidos, atendiendo básicamente a su representación del espacio físico.

2.1.1.1.1. Modelos Agregados

Los modelos agregados de simulación continua de la cuenca, simulan el ciclo hidrológico en su fase terrestre, completa y de forma continua en el tiempo, estableciendo balances de humedad entre los distintos procesos que tienen lugar desde el momento que transcurre la precipitación hasta el escurrimiento. (Estrela, 1992: 11)

Las principales aplicaciones de los modelos de simulación continua en el campo de la evaluación de recursos hídricos son:

- Extender series de aportaciones en puntos aforados a partir de series meteorológicas más largas.
- Generar series de aportaciones en puntos no aforados a partir de series meteorológicas.

Modelos agregados con elevado número de parámetros

Emplean códigos que permiten abordar modelaciones agregadas con un elevado número de parámetros pueden llegar a utilizar hasta 25 parámetros. Reproducen el ciclo hidrológico completo con mucho detalle y son utilizados cuando la simulación se realiza a escala horaria o diaria.

Modelos agregados con reducido número de parámetros

Este tipo de modelos reproducen el ciclo hidrológico de una forma más simplificada, aplican códigos que permiten abordar modelaciones agregadas con un reducido número de parámetros. Su escala temporal suele ser de carácter mensual y el número de parámetros que emplean varían entre dos.

En la práctica, han sido muy utilizados por las siguientes razones:

- No siempre la finalidad del estudio justifica a escalas temporales inferiores al mes.
- Falta de disponibilidad de datos para la aplicación de modelos más complejos.
- Conveniencia de simular y contrastar los datos a una escala temporal superior antes de proceder a la evaluación de los recursos hídricos a otra inferior.

Dentro de los principales modelos de este carácter se presentan

- **Modelo THORNTHWAITE (1955)**

Fue creado por Thornthwaite en el año 1955. Es el más sencillo de los existentes, considera el suelo como un único embalse en el que el excedente de agua se produce solamente cuando este se encuentra lleno. Ese excedente se reparte entre agua que escurre superficialmente y agua que se almacena en el acuífero para ser descargada en el río en instantes posteriores.

- **Modelo ABCD (Thomas et al, 1962)**

Este modelo permite que se produzca excedente de agua aun cuando el suelo no se encuentre lleno. El reparto de ese excedente entre agua que escurre superficialmente y agua que recarga el acuífero lo hace mediante un coeficiente constante en el tiempo, lo cual no es excesivamente realista. Establece un balance de agua en el almacenamiento subterráneo y considera su descarga con una fracción constante del mismo.

- **Modelo de TÉMEZ (1977)**

Formulado por J.R. Témez en el año 1977. Este modelo permite que se produzcan excedentes de agua aunque el suelo esté lleno, realiza un reparto del excedente entre el agua que escurre superficialmente y el agua que infiltra al acuífero. Considera una única zona de almacenamiento en el suelo. Mayor descripción del modelo se indica en el apartado 2.1.2.

Modelos distribuidos

Este tipo de modelo simula el funcionamiento del sistema cuenca, resolviendo numéricamente las ecuaciones diferenciales de flujo y conservación de masa de los procesos que constituyen el ciclo hidrológico. (Estrela, 1992) Realizan modelaciones tanto en el espacio como en el tiempo; precisan de una gran cantidad de datos cuya obtención no suele contemplar, salvo excepciones

El uso de los modelos distribuidos no está muy extendido, debido fundamentalmente a su complejidad y a la disponibilidad de datos que precisan.

2.1.2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO PRECIPITACIÓN – ESCORRENTÍA DE TÉMEZ

El modelo de Témez pertenece al grupo de los denominados modelos agregados de simulación de cuenca. El modelo opera realizando balances de humedad entre los distintos procesos de transporte de agua que tienen lugar en un sistema hidrológico. Todo el proceso está gobernado por el principio de continuidad y balance de masas, y regulado por leyes específicas de reparto y transferencia entre los distintos términos del balance.

El modelo realiza una valoración global, ya que no considera la distribución espacial de las variables y parámetros que intervienen en los cálculos, que se sustituyen por un valor medio, por lo que se limita su aplicación a cuencas pequeñas o intermedias en las que exista cierta homogeneidad climática, edafológica y geológica. Para su aplicación en cuencas de mayor tamaño es necesario realizar una subdivisión en cuencas más pequeñas, por lo que el modelo puede funcionar como modelo semiagregado. El intervalo temporal más empleado es el mensual, debido a que este tipo de periodo proporciona una respuesta coherente con la realidad física del sistema.

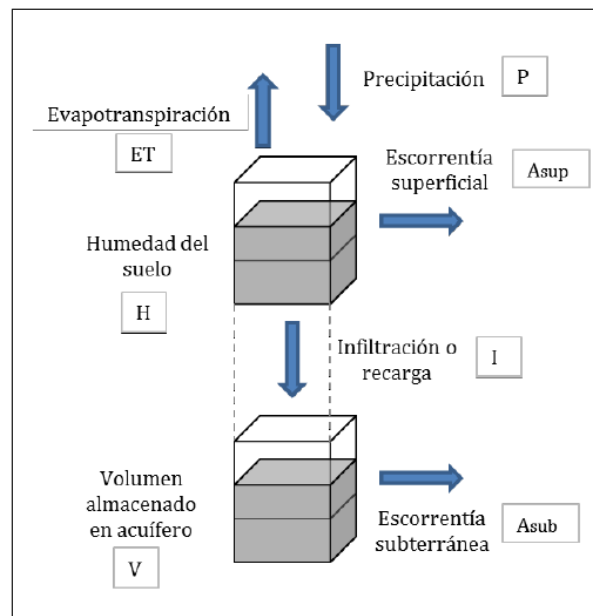
Desarrollando lo citado anteriormente, el modelo considera el terreno dividido en dos zonas:

- Una zona superior, no saturada, en cuyos poros coexisten agua y aire, y su contenido de agua es asimilable a la humedad del suelo.

- Una zona inferior o acuífero, la cual se encuentra saturada y funciona como un almacenamiento subterráneo que desagua a la red de drenaje superficial.

El balance de humedad que realiza el modelo está constituido por el flujo entrante de precipitación, el cual se reparte entre una serie de flujos salientes, de flujos intermedios y de almacenamientos intermedios que se describe en la figura 2.

Figura 2. Esquema de Flujos y Almacenamientos del modelo de Tézmez.



Fuente: Manual técnico. Herramienta EvalHid para la evaluación de recursos hídricos. (Paredes Arquíola, Solera Solera, Andreu Álvarez, y Lerma Elvira, 2017)

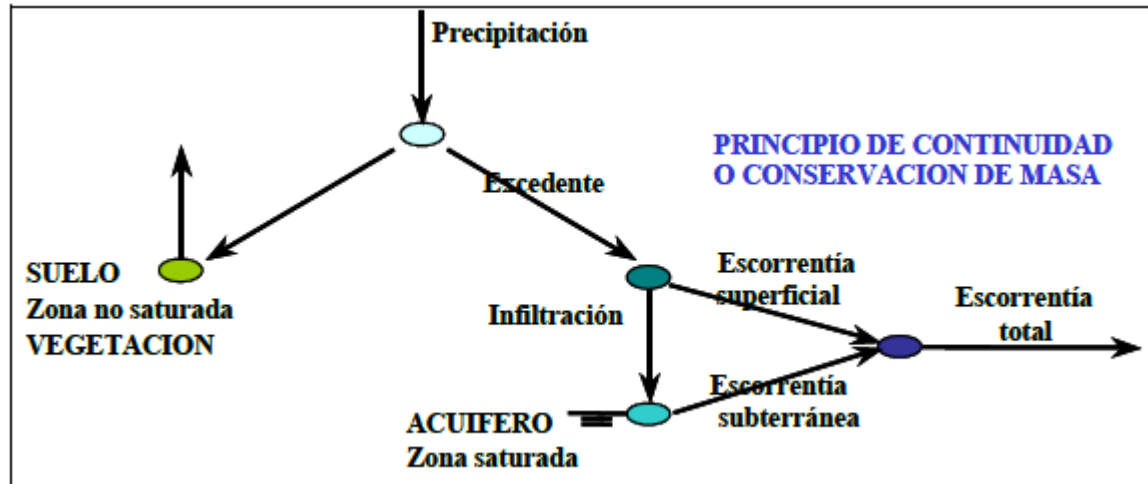
Flujos de entrada: Precipitación (P)

Flujos intermedios: infiltración (I), donde se considera que el tiempo de paso de este flujo por el suelo es inferior al tiempo de simulación (mes), por lo que se identifica con la recarga al acuífero durante el mes “t” (R_i).

Flujos de salida: evapotranspiración real (E), aportación superficial (A_{sup}) y la aportación de origen subterráneo (A_{sub}).

Almacenamientos intermedios: Humedad del suelo (H_i), volumen almacenado en el acuífero (V_i).

Figura 3. Esquema del Modelo de Témez.



Fuente: Manual CHAC (2013).

En el modelo de Témez, el agua que procede de la precipitación se distribuye de tres formas diferentes:

- El excedente (T_i), que a su vez se descompone en un flujo de infiltración al acuífero desde la zona superior del suelo (I_i), y en un flujo que discurre superficialmente (A_{sup}). Este flujo superficial se evacua a través del cauce dentro del periodo presente de simulación. Parte del agua almacenada en la zona inferior o acuífero desagua en el intervalo de tiempo presente (A_{sub}) y la otra parte permanece dicho almacenamiento subterráneo para salir en meses posteriores.
- La evapotranspiración real (E_i) de una parte o de toda la humedad almacenada en la zona superior del suelo (H_i)
- La humedad del suelo (H_i) que se almacena en la zona superior del suelo, cuyo límite es la capacidad máxima de almacenamiento hídrico del ($H_{máx}$). (Paredes Arquiola, Solera Solera, Andreu Álvarez, y Lerma Elvira, 2017: 14-16).

2.1.2.1. Cálculo de excedente

Se considera que una fracción del agua que precipita sobre el terreno (P_i), es almacenada en la zona superior del suelo (H_i), y que el resto, el excedente (T_i), se

distribuye entre la aportación de origen superficial (A_{sup}) y la infiltración hacia el acuífero (I_i) o recarga (R_i).

El excedente (T) se calcula según las ecuaciones 2.1 y 2.2.

Umbral de escorrentía, P_0	$P_0 = C * (H_{m\acute{a}x} - H_{i-1})$	Ec. 2. 1
Excedente, T_i	$P_i \leq P_0 \rightarrow T_i = 0$	Ec. 2. 2
	$P_i > P_0 \rightarrow T_i = \frac{(P_i - P_0)^2}{P_i + \delta - 2P_0}$	
	Siendo	
	$\delta = H_{m\acute{a}x} - H_{i-1} + EP_i$	

Fuente: Manual CHAC, 2013.

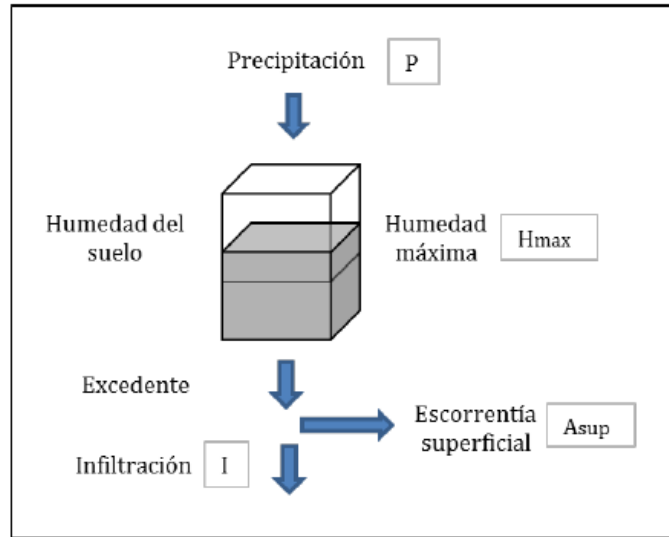
Donde:

- $H_{m\acute{a}x}$, la capacidad máxima de almacenamiento del suelo o parámetro de humedad máxima (mm/mes), que depende de las características del suelo y la vegetación donde tiene lugar la evapotranspiración. El valor de $H_{m\acute{a}x}$ aumenta conforme lo hacen aquellos factores que facilitan la retención de agua en el suelo y el espesor del mismo que puede ser drenado por evapotranspiración.
- H_{i-1} , humedad antecedente (mm) en el mes “i-1”.
- EP_i , la evapotranspiración potencial (mm) en el intervalo de tiempo “i”. Es la máxima evapotranspiración que se produciría en condiciones óptimas de humedad, afectada por el coeficiente de usos de suelo.
- C , parámetro de excedente. Un factor adimensional, que toma valores en torno a 0,30 (Témez, 1977) y define el inicio de la escorrentía antes de que se alcance el máximo de humedad en el suelo ($H_{m\acute{a}x}$).
- P_0 , el umbral de escorrentía (mm).

De este modo, cuando la cantidad de lluvia es inferior a P_0 toda el agua de lluvia se almacena como humedad del suelo, siendo susceptible de convertirse en evapotranspiración, y el excedente total es nulo. A partir del valor de P_0 , la

precipitación incrementa simultáneamente el excedente y la componente de humedad del suelo. (Paredes Arquiola, Solera Solera, Andreu Álvarez, & Lerma Elvira, 2017: 17).

Figura 4. Transformación de la precipitación en excedente.



Fuente: Manual técnico. Herramienta EvalHid para la evaluación de recursos hídricos. (Paredes Arquiola, Solera Solera, Andreu Álvarez, & Lerma Elvira, 2017)

Balance de agua en el suelo (almacenamiento superficial e infiltración).

Una vez estimado el excedente (T_i), la humedad en el suelo al final de cada mes se obtiene mediante la ecuación 2.3.

$$H_i = \max \left\{ \begin{array}{l} 0 \\ H_{i-1} + P_i - T_i - EP_i \end{array} \right. \quad \text{Ec. 2.3}$$

Que representa el cierre del balance entre el agua que queda en el suelo y la ETP. Si el resultado es negativo la humedad del suelo al final del periodo es nula, y la evapotranspiración potencial no se habrá desarrollado en su totalidad.

La evapotranspiración real que se produce (ER_i) se obtiene según la ecuación 2.4.

$$ER_i = \min \left\{ \begin{array}{l} H_{i-1} + P_i - T_i \\ EP_i \end{array} \right. \quad \text{Ec. 2. 4}$$

Siempre que exista suficiente agua en el suelo, la evapotranspiración se desarrolla hasta alcanzar la evapotranspiración potencial. En caso de no haberla, la humedad en el suelo al final del mes será nula.

La infiltración al acuífero es función del excedente y del parámetro denominado infiltración máxima ($I_{m\acute{a}x}$), que expresa la máxima cantidad de agua que puede infiltrarse en el terreno en un mes, a través de la ecuación 2.5.

$$I_i = I_{m\acute{a}x} * \frac{T_i}{T_i + I_{m\acute{a}x}} \quad \text{Ec. 2. 5}$$

De la anterior expresión, se deduce que a medida que el excedente aumenta también lo hace la infiltración y que ésta tiende asintóticamente a su máximo, $I_{m\acute{a}x}$. Además, si el excedente es nulo, la infiltración también lo es. La infiltración máxima ($I_{m\acute{a}x}$) no depende exclusivamente de las propiedades del terreno, sino también de la intensidad y concentración de las precipitaciones. Suele tomar valores comprendidos entre 100 mm/mes y 400 mm/mes, dependiendo de que la lluvia sea esporádica o persistente (Témez, 1977) aunque estos no deben considerarse como límites para calibrar un modelo. (Paredes Arquiola, Solera Solera, Andreu Álvarez, y Lerma Elvira, 2017:17-18)

2.1.2.2. Cálculo de la aportación superficial

La aportación superficial es la parte del excedente que no infiltra al acuífero se convierte en escorrentía superficial al final del mes “i”, según la ecuación 2.6:

$$A_{SUP_i} = T_i - I_i \quad \text{Ec. 2. 6}$$

2.1.2.3. Cálculo de la aportación subterránea

Las hipótesis que se realizan sobre el funcionamiento del acuífero se basan en las siguientes leyes.

- Ley de descarga del acuífero exponencial

$$Q_i = Q_{i-1} * e^{-\alpha t} \quad \text{Ec. 2. 7.}$$

Donde

Q_i : caudal de descarga en el instante i , en $\text{m}^3/\text{periodo}$.

α : coeficiente de la rama de descarga del acuífero, en días^{-1} .

t : intervalo de tiempo entre los instantes $i-1$ e i , en días.

El coeficiente α puede expresarse funcionalmente como:

$$\alpha = f\left(T, \frac{1}{S}, \frac{1}{L^2}\right) \quad \text{Ec. 2. 8}$$

Donde

T : transmisividad del acuífero en dirección perpendicular al río, en $\text{m}^3/\text{día}/\text{m}$.

S : coeficiente de almacenamiento del acuífero, en m^3 .

L : distancia del río al borde impermeable del acuífero, en m.

La relación entre el caudal de descarga y el volumen almacenado en el acuífero se expresa en la ecuación 2.9.

$$Q_i = \alpha * V_i \quad \text{Ec. 2. 9}$$

Donde

V_i : es el volumen del acuífero en el instante i , en m^3 .

- La recarga por infiltración se supone concentrada en la mitad del periodo con lo cual la ley de los caudales subterráneos se describe en la ecuación 2.10.

$$Q_i = Q_{i-1} * e^{-\alpha t} + \alpha * R_i * e^{-\alpha * \frac{t}{2}} \quad \text{Ec. 2. 10}$$

Donde

R_i : recarga al acuífero en el periodo $i-1$, en m^3 . Coincide con la infiltración I_i .

t : periodo de tiempo de simulación, en días/periodo.

Despejando V_i de la ecuación 2.9, se obtiene el valor del volumen subterráneo V_i en m^3

$$V_i = \frac{Q_i}{\alpha} \quad \text{Ec. 2. 11}$$

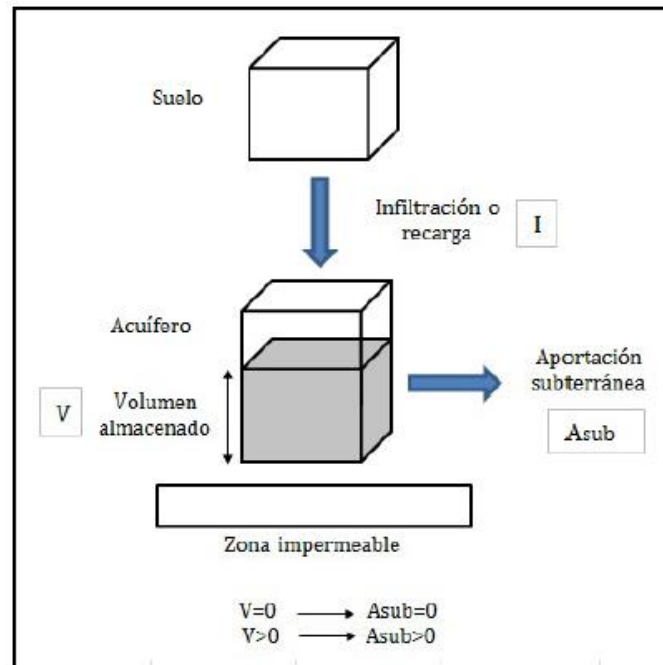
La aportación subterránea a lo largo del periodo, A_{SUBi} resulta expresada en la ecuación 2.12.

$$A_{SUBi} = V_{i-1} - V_i + R_i \quad \text{Ec. 2. 12}$$

Para obtener el caudal subterráneo en m^3/s se realiza las respectivas conversiones como se indica en la ecuación 2.13.

$$Q_{sub} = \frac{A_{sub}}{t * 86400} \quad \text{Ec. 2. 13}$$

Figura 5. Producción de escorrentía subterránea.



Fuente: Manual técnico. Herramienta EvalHid para la evaluación de recursos hídricos. (Paredes Arquiola, Solera Solera, Andreu Álvarez, y Lerma Elvira, 2017)

2.1.2.4. Aportación total

Esta aportación será la suma de la aportación superficial y la aportación subterránea.

$$Q_{TOTi} = Q_{SUPi} + Q_{SUBi}$$

Ec. 2. 14

2.1.2.5. Parámetros del modelo de Témez

Los parámetros del modelo son los valores de capacidad máxima de almacenamiento de humedad en el suelo, coeficiente de excedente que regula el denominado umbral de escorrentía, capacidad máxima de infiltración y coeficiente de descarga de los acuíferos. Todos los parámetros se obtienen a partir de información fisiográfica de las cuencas y de los acuíferos, tales como usos de suelo, litología, etc., o del análisis de los

hidrogramas de las estaciones de aforo, lo que permite una mayor fiabilidad de la estimación.¹

Definición de parámetros y condiciones iniciales de la simulación.

Al ser un modelo de paso mensual es necesario:

- Implementar un bucle entre el año inicial y final del periodo de simulación, indicando el mes de inicio de año hidrológico.
- Definir las condiciones iniciales de la simulación:
 - i) Condición inicial del acuífero.
 - ii) Condición inicial del suelo.
- Definir los parámetros de los que dependen las leyes de transferencia del modelo:
 - i) Coeficiente de excedente.
 - ii) Humedad máxima en el suelo.
 - iii) Infiltración máxima.
 - iv) Coeficiente de descarga del acuífero.
- Determinar los mapas base sobre los que se van a aplicar las distintas variables:
 - i) Mapa de delimitación de cuencas hidrográficas.

Interpretando, los datos generales son: el área de la cuenca, el número de días de lluvia tipo por mes y el coeficiente ETP o de uso del suelo. El número de días de lluvia tipo es el valor promedio del número de días del mes que presentan precipitación en la cuenca. En la forma actual del modelo, es un valor constante para todos los meses del año. Por experiencia, se recomienda usar el promedio de días de lluvia de la estación húmeda. El coeficiente ETP es un coeficiente de corrección de la evapotranspiración potencial- el valor por defecto es 1, si los valores ingresados en la serie correspondiente

¹ Potenciano de las Heras y Villaverde Valero, 2017:2

a dicha variable climatológica fueron calculados mediante el método que mejor se ajuste a la región y uso del suelo.

Los datos iniciales son el caudal subterráneo y la humedad del suelo (contenido de agua) correspondientes al primer mes del periodo de simulación. Si no existen valores medios, deberán asumirse valores sujetos a corrección posterior. El uso del año hidrológico en la modelación presenta una ventaja importante relaciona a este aspecto, ya que en cuencas subhúmedas o semiáridas, es muy razonable asumir el valor 0 para la humedad inicial.²

2.1.3. CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DE LOS MODELOS

El uso de modelos hidrológicos tiene por finalidad simular los fenómenos que ocurren en la realidad, sin embargo, la presencia de errores de diferente origen en el uso de los modelos no simulan a la perfección los complejos procesos que involucra el ciclo hidrológico. Para tal motivo, mediante un adecuado proceso de calibración pueden ser minimizados.

La calibración es la etapa del proceso de modelización en la que se consigue que el modelo reproduzca el funcionamiento del sistema observado y se utiliza para dar valores numéricos a aquellos parámetros sobre los que se dispone de pocos o ningún dato. (Estrela, 1992: 22-23)

Consiste en el ajuste de los valores simulados con los medidos mediante el cambio de valores de los parámetros utilizando métodos de intento y error o con calibraciones automáticas. Esta etapa sólo se puede lograr con datos reales medidos, permitiendo de esta manera utilizar el modelo para extender los registros y para simular cambios dentro de la cuenca. (Rojas, 2009).

La validación de un modelo es el paso siguiente a su calibración. Consiste en comprobar el adecuado funcionamiento del modelo con observaciones no utilizadas en el proceso de calibración. En la práctica a esta fase se le concede poca importancia y en muchas ocasiones ni siquiera tiene lugar, utilizándose todos los registros disponibles

² Molina y Espinoza, 2005: 21.

en la fase de calibración. Esta forma de actuar es sólo justificable cuando se dispone de series de observaciones muy cortas (Estrela, 1992: 10). Para medir el grado de error se utilizan funciones o criterios objetivos, de esta manera esta fase permite determinar las bondades del modelo y establecer su grado de confiabilidad y rangos de utilización.

2.1.4. PROGRAMA INFORMÁTICO CHAC

El programa informático CHAC, Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas, desarrollado por el Centro de Estudios Hidrográficos perteneciente al Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX); tiene el fin de proporcionar una herramienta para el desarrollo de trabajos hidrológicos. (Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, 2013: 9)

El programa cuenta con módulos de operaciones que facilitan al estudio hidrológico descritas con mayor detalle en el anexo 1. Entre las herramientas primordiales se resumen:

- Análisis de consistencia, mediante dobles acumulaciones entre estaciones para el estudio de la correlación de sus datos.
- Completado de series, mejorando las series temporales eliminando las lagunas de datos a partir de un modelo de regresión bivariado con estacionarización previa mensual de las series CORMUL, se completan bajo determinadas condiciones impuestas por el usuario en la selección de valores para el umbral de priorización.
- Ponderación de series, permite la ponderación y cálculo de series de variables hidrológicas utilizando la asignación de estación-peso, en base a la influencia de área que ejercen éstas en la cuenca.

Dentro de sus fases operativas, se basa en la aplicación directa del modelo matemático de Témez en el cálculo para los aportes de caudales en una cuenca en estudio. Asimismo en el cálculo de los parámetros que engloban al balance hídrico.

2.1.4.1. Cálculo de aportaciones

CHAC opera para el cálculo de la evapotranspiración potencial, calibración y validación de aportaciones.

Dentro del desarrollo del programa, destaca la opción de Cálculo de Aportaciones que permite la obtención de los valores de transformación de los datos de precipitación mensuales en aportaciones mediante la aplicación del modelo de Témez. Es un modelo agregado de simulación continua de la escorrentía, de pocos parámetros y su aplicación funciona para intervalos temporales de carácter mensual. Simula los principales procesos de transferencia de agua en el ciclo hidrológico considerando dos almacenamientos, suelo y acuífero. Posee una larga trayectoria de aplicación en España para la evaluación de recursos hídricos, su bajo número de parámetros lo hace especialmente adecuado en cuenca con un número reducido de datos.

2.1.4.1.1. Evapotranspiración de Referencia

El programa permite el cálculo de la evapotranspiración potencial por cuatro métodos diferentes, dos experimentales (Thornthwaite y Blaney-Criddle) y uno físicamente basado (Penman Monteith).

El software trabaja con los siguientes métodos de cálculo de evapotranspiración:

- Metodo de Thorntnwaite
- Método de Hergreaves
- Método de Blaney-Criddle
- Metodo de Penman-Monteith

Método de Penman-Monteith

Se considera como evapotranspiración potencial de referencia a la tasa máxima a la que se podría evapotranspirar el agua bajo condiciones óptimas de suministro con el suelo existente. (Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, 2013: 53).

En mayo de 1990, la FAO en colaboración con la Comisión Internacional para el Riego y Drenaje y la Organización Meteorológica Mundial, recomendó la adopción del método de Penman-Monteith como el único método estandarizado a nivel mundial para el cálculo de la evapotranspiración de referencia. La ecuación de este método es una representación clara, precisa y simple de los factores físicos y fisiológicos que gobiernan el proceso de la evapotranspiración. (Viceministerio de Recursos Hídricos y Riego, 2012: 54)

$ETP_r = \frac{\Delta * (R_n - G) + \rho_a * c_p * \frac{(e_{as} - e)}{r_a}}{\rho_w * l_v * (\Delta + \gamma * (1 + \frac{r_c}{r_a}))}$	Ec. 2. 15
$\left. \begin{aligned} r_c &= f(LAI) = \frac{200}{LAI} \\ LAI &= 24 * h_{herbáceo} \end{aligned} \right\} \rightarrow r_c = 69$	
$r_a = f(u) = \frac{208}{u_2}$	
$G = 0,38 * (T_{día,n} - T_{día,n-1})$	
<p>En caso de que se trabaje con datos mensuales:</p>	
$G = 0,07 * (T_{mes,n} - T_{mes,n-1})$	

Donde

r_a : resistencia aerodinámica a los flujos de vapor y calor sensible, en día m^{-1} .

r_c : resistencia a los flujos de vapor a través de la planta y superficie evaporante, en función del tipo de planta, estado y cobertura, en día m^{-1} .

R_n : radiación neta, en $MJ m^{-2} día^{-1}$.

G : flujo de calor del suelo, en $MJ m^{-2} día^{-1}$.

ρ : densidad atmosférica, en $kg m^{-3}$.

c_p : calor específico del aire húmedo, $MJ kg^{-1} °C^{-1}$.

$e_a - e_d$: déficit de presión de vapor, en kPa.

Δ : pendiente de la curva de presión de vapor, en $kPa °C^{-1}$.

γ : constante psicrométrica, en $kPa °C^{-1}$.

El software al ser diseñado en España incluye diferentes factores en la ecuación de FAO Penman Monteith, motivo por el cual difiere de las características del lugar de

estudio y asimismo de la ecuación desarrollada para la región que se explica en el apartado 2.1.9.3.

2.1.4.1.2. Calibración

En la fase operativa del software, se desarrolla el modelo de Témez que cumple con las mismas expresiones que se citaron en el apartado 2.1.2. Sin embargo, entre las condiciones que indica el programa es que los valores de precipitación deben ser ponderados en función al peso de influencia que ejerce cada estación en la zona de estudio.

Dentro del programa, se presenta el apartado que facilita el ajuste del modelo mediante la calibración de los parámetros $H_{máx}$, C , $I_{máx}$, α y coeficiente de cultivo, apoyándose en la evaluación de errores y en la comparación visual de los hidrogramas registrados y simulados. Se llevan a cabo dos procesos básicos en la aplicación de modelos para el cálculo de aportación (Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, 2013: 62):

- Calibración: Ajuste de los parámetros del modelo durante un periodo por comparación entre valores simulados y los caudales reales medidos en estaciones de aforo. Comprobación de la capacidad descriptiva del modelo.
- Validación: Comprobación de la capacidad predictiva del modelo aplicando los parámetros de la calibración durante un periodo no empleado para esta.

Parámetro C

Se usa para calcular el valor límite P_0 de la precipitación por encima del cual habrá excedente de agua para la escorrentía e infiltración. Si C es 0 el valor de $P_0=0$, por lo que toda lluvia, aun de pequeña magnitud, producirá escorrentía a la salida de la cuenca. Este parámetro es adimensional y su rango usual es de 0 a 1. Valores típicos están en el rango de 0,1 a 0,4.

$H_{máx}$

Es la capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo y zona no saturada, incluyendo el almacenamiento superficial (charcos y depresiones) y en la vegetación. El agua almacenada en el suelo estará disponible para la evapotranspiración, por lo que un valor más grande de $H_{máx}$ implica en principio una disminución del volumen de escorrentía. Este valor se puede obtener en base a información cartográfica, combinando un mapa de suelos o fisiografía con un mapa de vegetación, usando la metodología descrita por Zonisig.

$I_{máx}$

Se define como la infiltración máxima posible o capacidad de infiltración en el mes. Este parámetro determina la división del excedente T en escorrentía superficial y recarga al acuífero, por lo que un nombre más adecuado sería el de percolación máxima. Varios autores proponen estimar $I_{máx}$ a partir de las características hidrogeológicas de la cuenca. Se ha asociado también con el Número de Curva (CN) del Soil Conservation Service, pero con la limitación de que el CN está asociado a la infiltración en el suelo superficial, por lo que el uso del CN para estimar $I_{máx}$ solo puede tomarse como referencia preliminar.

Coefficiente de descarga del acuífero α

Es la inversa de la constante de recesión k ($\alpha = 1/k$) expresada en días⁻¹. Resulta de considerar al acuífero un embalse lineal, lo que lleva a ecuaciones como la ecuación 2.10 para el caudal “ Q ” drenado por el acuífero en el intervalo “ $i-I$ ” a “ i ”. Se puede obtener de los registros hidrométricos de la época de estiaje o por calibración. α es más grande en cuencas pequeñas o con acuíferos poco importantes. La bibliografía (DHI, 2000) indica valores α en el rango de 0.005 a 0.1. (Molina y Espinoza, 2005: 21-22)

Con el objeto de disminuir el número de parámetros de calibración y explotar al máximo la información cartográfica disponible y tener la posibilidad de extender la modelación a subcuencas no aforadas

Los errores calculados entre caudales simulados y reales CHAC, corresponden a la formulación que se presenta en la tabla 1.

Tabla 1. Términos de error CHAC.

Términos de error	
Error medio relativo: para cuadrar volúmenes medios,	$emr = \frac{1}{n} \sum_{i \in \text{meses}} \frac{Q_{sim_i} - Q_{reg_i}}{\bar{Q}_{reg}}$
Error cuadrático estandarizado medio, relativo al caudal medio registrado: índice del ajuste de caudales altos.	$esmr = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i \in \text{meses}} \left(\frac{Q_{sim_i} - Q_{reg_i}}{\bar{Q}_{reg}} \right)^2}$
Error cuadrático estandarizado medio, relativo a cada caudal registrado: índice del ajuste en caudales bajos.	$esmrl = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i \in \text{meses}} \left(\frac{Q_{sim_i} - Q_{reg_i}}{Q_{reg}} \right)^2}$

Fuente: Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, 2013: 64

El programa CHAC permite modificar los parámetros del modelo para ajustar los caudales simulados a los reales, presentado los siguientes gráficos que se obtienen del proceso según la tabla 2.

Tabla 2. Gráficos de calibración.

GRÁFICOS CALIBRACIÓN

- Hidrograma de año medio
- Caudal registrado menos caudal simulado (Datos anuales)
- Caudal registrado y Caudal simulado (Datos anuales)
- Caudal registrado y Caudal simulado (Datos mensuales)
- Residuo (Datos mensuales)
- Precipitación (Datos mensuales)
- Precipitación y ETP (Datos mensuales)
- ETP y ETR (Datos mensuales)
- Precipitación y ETR (Datos mensuales)
- Caudales registrados (Datos mensuales)
- Caudales simulados y Caudales subterráneos (Datos mensuales)

Fuente: Manual CHAC, 2013.

2.1.4.1.3. Simulación.

Una vez calibrado y validado el modelo, se procede a la simulación con los parámetros ajustados previamente cuyo fin puede ser (Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, 2013):

- Completar y ampliar las series de registros históricos de caudales.
- Simular los recursos hídricos en cuencas no aforadas.
- Predicción de caudales considerando series meteorológicas dadas.

El programa también genera gráficos de simulación de acuerdo a la tabla 3.

Tabla 3. Gráficos de simulación.

GRÁFICOS SIMULACIÓN

- | |
|--|
| • Hidrograma de año medio |
| • Precipitación (Datos mensuales) |
| • Precipitación y ETP (Datos mensuales) |
| • ETP y ETR (Datos mensuales) |
| • Precipitación y ETR (Datos mensuales) |
| • Caudales simulados y Caudales subterráneos (Datos mensuales) |

Fuente: Manual CHAC, 2013.

Las estaciones hidrométricas tienen como finalidad obtener información sobre la disponibilidad de recursos hídricos superficiales, su distribución geográfica y su variabilidad en el tiempo. La ubicación específica de estas estaciones debería decidirse en función a consideraciones topográficas y climáticas. No obstante, en la actualidad, hay un déficit considerable de estaciones hidrométricas en el país.

Estas estaciones miden el caudal o gasto de agua que pasa por la sección transversal de un río o quebrada, también conocido como aforo, y depende directamente de la sección transversal a la corriente y de la velocidad del agua.

2.1.5. PROCESOS HIDROLÓGICOS

2.1.5.1. Selección de Escalas y Periodos de Estudio

Los procesos hidrológicos ocurren a distintas escalas, en el cálculo del balance hídrico o a los elementos que influyen en él, la elección de escalas obedece a los objetivos del estudio.

Escala Temporal

Su elección está definida por la complejidad del sistema estudiado y la disponibilidad de información. Desde una perspectiva práctica, se aconseja adoptar la resolución a nivel mensual en regiones donde la disponibilidad de información es media, adicionalmente se sugiere este tipo de escala por la aplicación de los modelos matemáticos en sitios con limitada información a través de la transposición de parámetros de modelación.

Las escalas temporales recomendadas se sintetizan en tres niveles (Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016: 21-22):

- i) Nivel 1: intervalos de tiempos utilizados para la medición, recolección, análisis y procesamiento de los datos de entrada.
 - Escalas diarias, mensuales y anuales, para el análisis y procesamiento de información hidrometeorológica.
 - Escala media mensual para las principales variables del sistema (P, ET, Q).
 - Escala media mensual para series de variables que describen los escenarios climáticos futuros.
 - Escala estacional, interanual o decadal para el estudio de detección de cambios de uso del suelo.
 - La información temática de geología, suelos, vegetación y otros, generalmente está disponible a través de un dato único, representativo de un espacio de tiempo

específico. Por esta razón, no se provee una recomendación determinada relativa a la escala.

- ii) Nivel 2: escala de tiempo para los datos de entrada a la ecuación del balance hídrico. Se elegirá una escala menor a la de análisis y procesamiento. A la escala de cuenca presente, se recomienda las escalas medias mensuales y anuales.
- iii) Nivel 3: escala de tiempo para realizar los cálculos de la ecuación del balance hídrico y presentación de resultados. Las escalas generales para realizar los cálculos son medias mensuales y anuales.

Escala Espacial

Su unidad básica es la cuenca. El Plan Nacional de Cuencas (PNC) distingue las siguientes categorías para una clasificación, en función a su superficie de acuerdo a la tabla 4 (Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016: 22).

Tabla 4. Clasificación de cuencas según superficie.

Macrocuena	superficie mayor a 500000 km ²
Gran Cuenca	100000 a 500000 km ²
Cuenca	10000 a 100000 km ²
Subcuenca	2000 a 10000 km ²
Mesocuenca	150 a 2000 km ²
Microcuena	menor a 150 km ²

Fuente: Elaboración propia con datos del Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016.

Elección de la escala espacial

En la elección de esta escala se presentan aspectos complejos, como los objetivos y alcances de estudio y la información disponible del medio físico, que resultan en un complejo proceso; para tal aspecto, se determinan los siguientes elementos de carácter fundamental que definen una elección adecuada:

- Relieve topográfico y zonas climáticas; en una región de montaña se demanda una escala espacial alta, es decir, a mayor detalle por las condiciones que presenta.
- Cobertura de la superficie y uso del suelo. La identificación de los límites de transición de los distintos tipos de cobertura define la elección de la escala, en función de la resolución demandada por los elementos del estudio.
- Geología, tipos de suelo y otros. La conceptualización del sistema comprenderá elementos superficiales y componentes de la subsuperficie. Estos caracteres, se definirán de acuerdo a la perspectiva hídrica que se investiga.

2.1.5.2. Período Histórico de Cálculo

Se sugiere un equilibrio en base a dos perspectivas trascendentales para la elección del periodo histórico (Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016: 23):

- Perspectiva clásica: elección del periodo de cálculo en función a la disponibilidad de información. El periodo mínimo de cálculo es de 15 años, se asume como un periodo ideal entre 25 a 30 años.
- Perspectiva moderna: variabilidad y tendencia climática. El cálculo se realiza para un periodo que permita la identificación de un ciclo (diurno, mensual, estacional, interanual o decadal) o la comparación de las tendencias entre ciclos, según el objetivo del estudio.

2.1.5.3. Recopilación de Información Hidrometeorológica

Monitoreo por estaciones en tierra

Factores: Q, P, evaporación de tanque, temperatura del aire, humedad relativa del aire, velocidad del viento, insolación diaria, radiación solar, presión atmosférica.

Escalas:

- Espacial: mediciones puntuales a ser extrapoladas mediante técnicas de regionalización.

- Temporal: horaria, diaria, a partir de estos datos se estimará la información mensual, anual.

Fuentes: SENAMHI, gobierno autónomo departamental y municipal, otros.

Las magnitudes, distribución espacial y temporal de los parámetros hidro-climáticos de la ecuación del balance hídrico (P, ET, Q) se infieren primordialmente a partir de registro monitoreados en tierra (Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016: 23).

2.1.5.4. Recopilación de Información Temática

La información temática complementa el conocimiento a través de proyectos, estudios científicos-técnicos e iniciativas que aplican nuevas tecnologías. Se sugiere las siguientes fuentes (Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016: 27-28).

2.1.5.4.1. Información Cartográfica

- Base de datos cartográfica del DEM SRTM. Con esta información de acceso público se construirán mapas de red hídrica, dirección de flujo, delimitación de cuencas.
- Imágenes satelitales. Resulta un recurso útil el uso e interpretación de las mismas. La base de datos de información requerida es la plataforma del Google Earth.

2.1.5.4.2. Cobertura, vegetación, uso y tipo de suelo

Es necesario considerar varias fuentes para el análisis de un solo factor debido a la posible existencia de vacíos o datos incompletos (Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016.: 28):

- Tipo de suelo, vegetación, geología.
- Imágenes satelitales Landsat, con resolución horizontal de celda de 30 m. La información está disponible desde el año 1986. Son útiles en el estudio de cambios de uso de suelo.

- Plataforma Google Earth. Provee información complementaria de alta resolución en la horizontal. No está disponible para el análisis de sus características multiespectrales. Se utiliza para identificar las áreas con superficies cultivadas.
- Base de datos de Zonisig, en formato ArcInfo, para el desarrollo de mapas de vegetación, suelos y geología; esta información se encuentra georeferenciada en coordenadas geográficas.

2.1.5.5. Análisis y Reconstrucción de series cronológicas

De acuerdo a la guía metodológica para la elaboración de balances hídricos (Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016: 29-49), se exponen los siguientes factores..

Estructura del proceso de análisis

Para un desarrollo apropiado en el procesamiento y estudio de la información contenida en los datos que se adquieren, es necesaria aplicar las siguientes etapas (Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016: 29):

- **Selección de datos**

La selección de datos debe asegurar una calidad apropiada además de la disponibilidad de información por un periodo lo suficientemente extenso en tiempo y espacio, en lo posible sin presencia de vacíos. Esta etapa del análisis, se desarrolla alrededor del proceso de selección de información meteorológica e hidrológica de las estaciones en tierra.

- **Análisis exploratorio**

Comprende la definición preliminar del área de influencia, la selección (preliminar) de las estaciones en tierra y el control de la calidad inicial de los datos a través de herramientas visuales y medidas estadísticas básicas.

- **Medidas y pruebas estadísticas**

El análisis estadístico es la etapa que mayor atención recibe en los estudios de balance hídrico. Una parte comprende la descripción cuantitativa sumaria de datos y

presunciones acerca de la distribución del comportamiento de la variable para describir las características de la muestra. Teniendo en cuenta que el análisis y control de calidad es un proceso cíclico, esta etapa se aplica sobre información asegurada y validada. El análisis de series cronológicas se enfoca en la aplicación de pruebas estadísticas para evaluar la veracidad de las presunciones, el análisis de los patrones, la verificación de consistencia, homogeneidad, estacionalidad, persistencia y periodicidad.

- **Interpretación de los resultados**

La interpretación final de los resultados reúne el poder de la estadística como medio sintetizador de los resultados generados, con el apoyo del impacto de medios visuales que ilustran el conocimiento adquirido.

2.1.5.5.1. Selección de estaciones meteorológicas e hidrológicas

La información capturada en tierra deberá tener la capacidad de describir la variabilidad espacial y temporal de los factores que influyen en el balance hídrico.

Selección preliminar

Área de influencia.- debe definirse de acuerdo a la mayor influencia del río de la cuenca a estudiar, que en función a este parámetro se define el área de la misma.

Visualización cualitativa de datos.

Estos recursos permiten visualizar tendencias, tipificar datos anómalos y sospechosos e identificar errores sistemáticos. Se sugiere su aplicación en primera instancia a series anuales, luego a series mensuales, para identificar el dato sospechoso en la serie.

- Precipitación. Se excluirán datos negativos en la serie, el proceso es el siguiente:
 - i) Exploración de las series individuales. Se define por las representaciones graficas cronológicas superpuestas a datos de flujo.
 - ii) Exploración de series por comparación entre estaciones. Comprende la construcción de curvas de doble masa, para series individuales y series de estaciones vecinas. Y la superposición de series cronológicas con datos de estaciones cercanas.

- Temperatura del aire. Se excluyen los registros donde la temperatura máxima sea inferior a la temperatura mínima del aire. Son útiles los criterios particulares al sitio.
- Otras variables. Se excluirán de los registros de series donde la humedad relativa del aire, la velocidad media del viento, la evaporación de tanque, o la insolación diaria presenten valores de cero durante un periodo extenso, lo mismo aplica a valores negativos.

Información hidrométrica.

- Errores sistemáticos.
 - i) Identificación de errores de ubicación de estaciones, errores en la digitalización de los datos, repetición de valores.

2.1.5.5.2. Descriptores cuantitativos sumarios de datos

Medidas de tendencia central, de variabilidad y de simetría

Para las series hidroclimáticas se determinarán tres tipos de parámetros: las medidas de tendencia central, de dispersión y asimetría.

Tabla 5. Síntesis de descriptores estadísticos.

	Medida	Uso	Potencial	Aspectos sensibles
Tendencia central	Media aritmética, media ponderada	Representa un número hacia el que converge el promedio de una serie larga y a media que el número de valores va aumentando.	Patrón de referencia práctico, de fácil cálculo, error menor al de otras medidas de tendencia central.	No es representativa de distribuciones asimétricas, es afectada por valores excepcionales.
	Mediana	Medida de posición que representa el medio de una distribución de frecuencias acumuladas.	Útil cuando las observaciones tienden a agruparse alrededor del centro, pero existen observaciones altas y bajas.	No es representativa de distribuciones asimétricas, es afectada por valores excepcionales.
	Moda	Valor que se representa con más frecuencia en la muestra.	No se ve afectada ni por el valor ni por la posición de otras observaciones.	No es útil en muestras pequeñas o muestras con más de una agrupación de observaciones.

Dispersión	Rango	Describe la diferencia existente entre el valor más alto y el más bajo de la muestra	Cálculo sencillo	<ul style="list-style-type: none"> • No es útil si los valores son escasos. • No ofrece información sobre el carácter de la distribución de frecuencias dentro de los límites extremos. • No es suficiente para estimar la fiabilidad de la tendencia central.
	Rango intercuartil	El primer cuartil (q_1) es el valor de las observaciones ordenadas de manera que un 25% de aquellas es inferior y un 75% superior, el tercer cuartil (q_3) es el opuesto: el 75% es inferior y el 25% superior. El rango intercuartil (q_{ir}) es el rango del 50% (diferencia entre la mediana de la mitad superior y la mediana de la mitad inferior).	<ul style="list-style-type: none"> • Es una medida más resistente a valores extremos que el rango. • Al utilizarlo con la mediana, describe propiedades adicionales de la muestra. 	Es posible que no logre describir una parte importante de las características de la población.
	Desviación media absoluta	Es la media del valor absoluto de todas las desviaciones de las observaciones respecto de una medida de tendencia central.	A diferencia del rango y el q_{ir} , se logra capturar las características de toda la muestra, a través del cálculo de las desviaciones.	Son útiles solamente cuando las desviaciones pequeñas y grandes son tan significantes como las desviaciones promedio.
	Desviación típica o desviación estándar varianza.	<ul style="list-style-type: none"> • Es la raíz cuadrada de la media del cuadrado de todas las desviaciones respecto de la media. Se utiliza para deducir varias medidas estadísticas y como factor para 	<ul style="list-style-type: none"> • Es muy sensible a valores altos y bajos. • La desviación estándar se expresa en las unidades de la variable descrita. 	<ul style="list-style-type: none"> • Deja de ser útil cuando la media tiende a cero. • Al ser una medida absoluta de la variabilidad, el requisito para hacer

		<p>normalizar diferentes distribuciones con el fin de establecer comparaciones.</p> <ul style="list-style-type: none"> • El cuadrado de la desviación estándar es la varianza. 		<p>comparaciones es que los promedios respectivos tengan valores similares.</p> <ul style="list-style-type: none"> • La varianza es difícil de interpretar debido a que sus unidades están elevadas al cuadrado.
	Coeficiente de variación	Es útil si se requiere comparaciones entre muestras con medias que no son similares o cuando las unidades de medición no son las mismas.	Permite la comparación de distintas muestras respecto a una medida central y a la dispersión.	No es una medida de dispersión al centro de la distribución.
Simetría	Coeficiente de asimetría	Mide la simetría respecto a la media. Es positiva cuando la media es mayor que la moda y negativa en el caso opuesto.	<ul style="list-style-type: none"> • Datos relativos a la temperatura máxima diaria suelen presentar una tendencia hacia la asimetrías positiva. • Las temperaturas mínimas diarias a menudo presentan una tendencia hacia la asimetría negativa. 	Se sugiere su uso junto con otras medidas.
Apuntamiento	Coeficiente de curtosis	Proporciona una medida relativa adimensional del aplastamiento o apuntamiento de una distribución de frecuencia. Indica la manera en que el pico y las colas de una distribución difieren de la distribución normal.	<ul style="list-style-type: none"> • Curtosis positiva: indica mayor concentración de valores respecto a la media. • Curtosis negativa: indica una región plana y amplia. Es característico de muchas distribuciones meteorológicas. 	Se sugiere su uso junto con otras medidas.

Fuente: Guía metodológica para la elaboración de balances hídricos superficiales (Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016:34-35)

2.1.5.5.3. Análisis de series cronológicas

Una vez garantizada la calidad de los registros de las estaciones, se analizará el comportamiento de las series cronológicas a través de los siguientes factores:

Consistencia

Inconsistencia se refiere al cambio en el error sistemático, generalmente originada en el uso de distintos instrumentos o métodos de observación. Esta etapa define la calidad de los datos y su consistencia, los resultados aportan a la identificación de las estaciones con datos consistentes y confiables y de los grupos regionales que presentan un comportamiento hidrológico. (Cruz Flores, 2009)

Análisis de doble masa

El análisis de doble masa verifica la consistencia del registro de una estación, comparando la precipitación acumulada bien sea anual o estacional, con valores concurrentes, acumulados, de precipitación media para un grupo de estaciones localizadas en los alrededores.

La inconsistencia en los registros de una estación puede ocasionarse por los cambios en la localización de un pluviómetro, exposición, instrumentación, o procedimiento observacional, pueden conllevar un cambio relativo en la cantidad captada por el pluviómetro. (Linsley, Kohler, y Paulus, 1977:65)

Cuando se emplea la técnica de doble masa, para contrastar todas las estaciones pluviométricas en una cuenca, se deben situar las mismas en un plano indicando su nombre, altitud, lluvia media anual y número de años de registro. Posteriormente, se deben distribuir las mismas en grupos afines teniendo en cuenta las siguientes recomendaciones (Cahuana Andia & Yugar Morales, 2009: 72-73):

- Los grupos deben de tener de 3 a 10 estaciones.
- La lluvia media anual de las estaciones de cada grupo debe ser semejante.
- Cada grupo debe incluir, por lo menos, una estación con amplio registro (25 años como mínimo).

- La altitud de las estaciones debe ser similar, no debiendo existir una diferencia de más de 300 metros.
- Las estaciones deben estar relativamente próximas, no debiéndose exceder una distancia de 50 kilómetros.

Para este análisis, se emplean las curvas doble másicas, las cuales se construyen llevando en ordenadas los valores acumulados de la estación en estudio y en las abscisas los valores acumulados de un patrón, que consiste en el promedio de varias estaciones índice. Se ha partido de suponer que el patrón es consistente. Sin embargo, se recomienda verificar la consistencia de cada estación índice. Esto se hace mediante un diagrama de la curva doble masica entre cada estacion y el patron formado por las restantes. Aquellas estaciones que resulten inconsistentes deben ser removidas del patron.

Para el ajuste o correccion de valores, se realiza multiplicando cada precipitacion del periodo antiguo por la razon de las pendientes.

$$p_c = \frac{m_2}{m_1} * p \quad \text{Ec. 2. 16}$$

Donde

p : precipitación observada, en mm.

p_c : precipitación corregida, en mm.

m_2 : pendiente del periodo más reciente.

m_1 : pendiente del periodo de la precipitación observada.

Al trazar la curva doble másica no se consideran los quiebres que no persisten por más de 5 años, se considera que los quiebres cortos se deben principalmente a la variabilidad inherente a los datos hidrológicos. (Chereque Moran, 2003: 26-27).

2.1.5.6. Relleno y Reconstitución de información climática e hidrológica

En la información de los registros de las estaciones hay periodos sin datos, con la finalidad de obtener una base de uso común y no perder la información de un año a causa de la ausencia de registro en algunos meses, es conveniente completar esos registros faltantes mediante relleno.

Luego de un proceso sistemática de recolección de información base, de proveer elementos cualitativos y cuantitativos que garantizan la calidad de la información, habiendo capturado de manera preliminar las relaciones espaciales-temporales en el entorno geográfico mediante inspección de las condiciones de homogeneidad-consistencia, persistencia, estacionalidad, tendencia y periodicidad en las series, se procede a reconstruir la información. La predicción de información faltante tiene interés práctico, entre otras razones, para la aplicación de pruebas estadísticas y las predicciones de los posibles estados futuros. La reconstrucción o relleno de información se realiza en dos dimensiones:

- Para los pasos de tiempo (años, meses, días) donde no existen registros en la estación en tierra y en los pasos de tiempo donde se identifica errores de registro o información inconsistente con el sistema de estudio (errores sistemáticos).
- Para mejorar la distribución espacial de la información.

Los criterios de relleno se basa en los siguientes aspectos (Cruz Flores, 2009):

- El relleno se realiza entre estaciones pertenecientes al mismo grupo regional. En caso que esto no sea posible, se deberá realizar un cuidadoso análisis geográfico y consistencia para usar estaciones de otro grupo.
- Se podrá rellenar registros faltantes, siempre que los mismos no superen periodos continuos de 6 meses.
- Las nuevas series rellenadas y/o ampliadas deberán seguir el comportamiento original, lo cual será comprobado por el análisis de consistencia.

Reconstrucción de las series temporales

Criterio de la regresión lineal múltiple

Es el método de mayor difusión en los estudios hidrológicos, principalmente porque resulta de una aplicación práctica. Se basa en la presunción de que las estaciones pertenecientes a una misma región registran patrones similares. El método se aplica a escala mensual o anual.

Los modelos de regresión se constituyen a través de un procedimiento iterativo, mediante técnicas de eliminación hacia atrás, hacia adelante o mediante el método de pasos sucesivos

Se designa con “y” a la estación con datos incompletos y con “x” a la estación índice. En el caso presente de precipitaciones anuales, la experiencia indica que la correlación es directa y entonces la ecuación de la recta de regresión es:

$$y' = \alpha + \beta x \quad \text{Ec. 2. 17}$$

Donde

y': referencia de los valores derivados de la recta de regresión.

Los coeficientes α y β se hallan generalmente con la teoría de los mínimos cuadrados.

Por tanto la ecuación 2.19 se convierte en:

$$y' = a + b(x - \bar{x}) \quad \text{Ec. 2. 18}$$

Aplicando la teoría de mínimos cuadrados:

$$a = \bar{y}$$

$$b = \frac{\sum xy - n\bar{x}\bar{y}}{\sum x^2 - n\bar{x}^2}$$

Se demuestra también que $b = r * \frac{S_y}{S_x}$

Siendo r, el coeficiente de correlación. (Chereque Moran, 2003: 24)

2.1.6. CÁLCULO DE ESCURRIMIENTO

Para cuantificar, interpretar y describir patrones históricos y espaciales del sistema hídrico; se hace uso de la variable caudal, al constituir el parámetro integrador que cuantifica y asesora el potencial hídrico en una cuenca (Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016: 50). Actualmente el desarrollo de métodos para el cálculo de caudales se hace por medio de transformación de lluvia a escurrimiento.

Transformación de lluvia en caudal

La variabilidad en el caudal es una respuesta natural al clima, a los cambios en la cobertura vegetal o el uso de suelo y las intervenciones del hombre en el medio. Al ser un factor cuantificable, el análisis de caudales es de interés en varias disciplinas. Su inferencia a través de la transformación de la precipitación es común en la práctica de la ingeniería y es aplicable desde la perspectiva del balance hídrico.

Modelos matemáticos precipitación-escurrimiento

Son herramientas utilizadas en la actualidad de forma rutinaria para estudios en ingeniería. Las limitaciones de las técnicas de medición hidrológica, han promovido y extendido su uso en múltiples actividades y propósitos, desde la predicción de caudales en el espacio y tiempo, la evaluación de estrategias de manejo de los recursos hídricos, la evaluación de potenciales impactos de cambios en el uso de suelo y la cobertura vegetal, el cálculo de crecientes de diseño, para proporcionar datos de entrada a modelos de simulación de calidad de aguas, hasta la generación de condiciones de borde para modelos de circulación global, entre otros.

Los modelos agregados consideran al sistema como una sola unidad. Son aplicables cuando el modelador percibe que una cuenca tiene propiedades espaciales homogéneas, a la escala de análisis. A diferencia de los esquemas distribuidos, en la práctica ingenieril, la limitada disponibilidad de información, induce a que la aplicación de un modelo distribuido tenga el potencial de introducir cargas de incertidumbre difíciles de sobrellevar. (Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016:50).

2.1.6.1. Información meteorológica de entrada a los modelos

Excluyendo los aportes externos de transvases, aportes regulados desde reservorios, lagos y lagunas, los principales factores meteorológicos son la precipitación y la evapotranspiración.

Precipitación

La fuente de información primaria son las estaciones pluviométricas en tierra.

Evaporación y evapotranspiración

La evaporación es el proceso por el cual el agua se convierte en vapor de agua y se retira de los lagos, embalses, ríos, suelos, vegetación (la superficie evaporante). La evaporación y la transpiración constituyen las principales pérdidas hacia la atmósfera. La clave en el proceso de evaporación es la energía proporcionada por la radiación solar y en menor grado la temperatura del aire. La diferencia entre la presión de vapor de agua en la superficie y la atmósfera provoca el flujo de la presión de vapor total. A medida que la superficie se satura por efecto de la evaporación, la velocidad del viento es fundamental para provocar el flujo del aire seco (mayor densidad) hacia la masa de aire saturado (menor densidad). Estos parámetros, junto con el tipo de cobertura del suelo y la cantidad de agua en la superficie evaporante, son los factores considerados en el cálculo.

2.1.6.2. Evaluación espacial de la precipitación

La altura de precipitación que cae en un sitio dado difiere de la que cae en los alrededores, por ello es necesario conocer la precipitación media en la cuenca. Para estimar esta precipitación media es indispensable basarse en valores puntuales, es decir en valores registrados por una red de pluviómetros.³

Entre los métodos generalmente propuestos para calcular la precipitación media de una cuenca a partir de registros puntuales obtenidos en varias estaciones pluviométricas

³ Ministerio de Agricultura, 2007.:18

sobre la cuenca o en su proximidad, se mencionan dos métodos de uso generalizado: el método de los polígonos de Thiessen y el método de las curvas isoyetas

Método de las Curvas Isoyetas

Este método consiste en trazar con la información registrada en las estaciones, posteriormente a los análisis correspondientes, líneas que unen puntos de igual altura de precipitación llamadas isoyetas. En el trazado de las isoyetas se debe considerar las características de ubicación de cada pluviómetro.

La precipitación promedio para el área se calcula ponderando la precipitación entre isoyetas sucesivas (por lo general tomando el promedio de dos valores de las isoyetas) por el área de las isoyetas y dividiendo por el área total. Según como se describe en la ecuación 2.19.

$$P_{med} = \frac{\sum_{i=1}^k A_i * P_i}{A_T}$$

Ec. 2. 19

$$P_i = \frac{(h_i + h_{i+1})}{2}$$

Donde:

P_{med} : precipitación media sobre la cuenca, en mm.

A_T : área total de la cuenca, en km^2 .

P_i : promedio de alturas h de precipitaciones entre dos isoyetas “ i ” y “ $i+1$ ”, en mm.

A_i : superficie entre dos isoyetas “ i ” y “ $i+1$ ”, en km^2 .

k : número total de isoyetas.

Método de los polígonos de Thiessen

El método de polígonos de Thiessen es un método clásico en hidrología, relativamente rápido y sencillo de aplicar y da buenos resultados. El uso de este método es conveniente cuando la red pluviométrica no es homogénea (pluviómetros distribuidos irregularmente).

Este método consiste en determinar, para cada estación, su zona de influencia y su coeficiente de Thiessen. Igualmente este método considera que en todo punto de la cuenca la estación más cercana es la que tiene una influencia total sobre este punto.

Este método trata de tener en cuenta la no uniformidad en la distribución de los pluviómetros mediante un factor de ponderación para cada uno de ellos. Las estaciones se colocan en un mapa y se dibujan líneas que las conecten unas con otras. Las mediatrices o perpendiculares bisectrices de estas líneas, forman polígonos alrededor de cada estación. La mayor limitación del método de Thiessen es su poca flexibilidad, puesto que se requiere un nuevo diagrama cada vez que hay un cambio en la red, tampoco tiene en cuenta influencias orográficas. En realidad, el procedimiento de Thiessen simplemente supone una variación lineal de la precipitación entre las estaciones y asigna un segmento de área a la estación más cercana. (Linsley, Kohler, y Paulus, 1977: 66)

La precipitación media P_{med} para la cuenca, se calcula entonces efectuando la relación entre el área total de la cuenca y la suma de las precipitaciones P_i de cada estación, multiplicadas por sus factores de ponderación al área de influencia que le corresponde a cada una.

La precipitación media sobre la cuenca

$$P_{med} = \frac{\sum A_i * P_i}{A_T} \quad \text{Ec. 2. 20}$$

Donde:

P_{med} : precipitación media sobre la cuenca, en mm.

A_T : área total de la cuenca, en km².

P_i : precipitación registrada sobre la estación “i”, en mm.

A_i : superficie del polígono asociada a la estación “i”, en km².

Dentro del programa informático CHAC, este método es el que se aplica para la determinación de las aportaciones por la asignación de pesos o coeficientes de ponderación de áreas de influencia de cada estación.

2.1.6.3. Evapotranspiración

La pérdida de agua desde la superficie del suelo mediante evaporación y la pérdida de agua mediante la transpiración de las plantas, son procesos importantes en el cálculo del balance hídrico superficial. Ambos ocurren simultáneamente y su inferencia por separada es compleja. Por esta razón, para su cuantificación se recurre al proceso combinado denominado evapotranspiración. (Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016: 51).

Los principales parámetros climáticos que afectan la evapotranspiración son la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento.

Las fuentes de datos de información meteorológica adoptada como base para la derivación de las series de evapotranspiración de referencia se realizan a partir de los datos meteorológicos de las estaciones administradas por el SENAMHI y gestionados por el software Sistema de procesamiento de datos meteorológicos (SISMET).

2.1.6.4. Evaluación Espacial de la Evapotranspiración

Evaporación

El cálculo de este factor se realiza mediante aproximaciones basadas en el balance energético de la superficie, la ecuación del balance hídrico u otros, o experimentalmente a través de evaporímetros. Los cálculos producto de ecuaciones empíricas varían en un rango amplio en función a las condiciones de aplicación. Los métodos experimentales tienen rangos de error alrededor del 15%, producto de la incertidumbre en la estimación del coeficiente de embalse, la relación entre la evaporación real y la evaporación de tanque.

Esquema de cálculo.

- Cálculo de la ET_0 . Se sugiere la aplicación del método FAO Penman-Monteith.
- Interpolación espacial de la ET_0 . La ET_0 estimada para las estaciones en tierra se interpola espacialmente.

Determinación de la evapotranspiración de referencia (ET_0) por el método de FAO Penman-Monteith

El método de FAO Penman-Monteith es el procedimiento estándar para la estimación de la ET_0 a escala diaria, de manera consistente en todas las regiones y climas. El método se desarrolló en el año 1990 en base a la ecuación original de Penman-Monteith, corrigiendo las imprecisiones del método FAO Penman. Hace uso de la definición del cultivo de referencia como un cultivo hipotético sobre una superficie extensa de pasto verde, con altura asumida de 0,12 cm, resistencia de la superficie de 70 s m^{-1} y albedo de 0,23.

La ecuación de FAO Penman-Monteith requiere datos de temperatura máxima y mínima del aire, humedad atmosférica, radiación solar (en su caso, insolación diaria o nubosidad diaria) y velocidad del viento. Se debe contar con información de la latitud y la altura sobre el nivel del mar en msnm sobre el sitio de emplazamiento de la estación para la cual se realiza el cálculo. Esta información será útil para calcular algunos parámetros a la presión atmosférica local, la radiación extraterrestre (R_a) y estimar la duración máxima de insolación. La expresión general de la ecuación para el cálculo de la ET_0 es la siguiente:

$$ET_0 = \frac{0,408 * \Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad \text{Ec. 2. 21}$$

Donde

ET_0 : evapotranspiración de referencia, en mm dia^{-1} .

Δ : es la pendiente de la curva de presión de vapor, en $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$.

R_n : es la radiación neta en la superficie del cultivo, en $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

G : el flujo del calor de suelo, en $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

T : la temperatura media del aire a 2 m de altura, en $^{\circ}\text{C}$.

u_2 : la velocidad del viento a 2 m de altura, en m s^{-1} .

e_s : la presión de vapor de saturación, en kPa.

e_a : la presión real de vapor, en kPa. La diferencia ($e_s - e_a$) es el déficit de presión de vapor (kPa).

R_a : es la radiación extraterrestre, en mm dia^{-1} .

γ : constante psicrométrica, en $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$.

Temperatura del aire.

La humedad y la temperatura tienen una relación no lineal. La presión de vapor para cierto periodo debe calcularse como la media entre la presión de vapor en condiciones de temperatura máxima ($T_{m\acute{a}x}$) y su correspondiente a una temperatura mínima ($T_{m\acute{i}n}$). La $T_{m\acute{a}x}$ y la $T_{m\acute{i}n}$ corresponden a máximas y mínimas observadas durante un periodo de 24 horas; para periodos más extensos, los valores se calcularán a través de promedios simples. La temperatura media del aire T_{med} se emplea para calcular el valor del parámetro Δ .

Humedad del aire.

El contenido de agua en el aire se expresa a través de la presión de vapor, la temperatura del punto de condensación (punto de rocío) y la humedad relativa (HR).

- Presión de vapor. El factor determinante para la remoción de vapor es la diferencia entre la presión de vapor de agua en la superficie y la presión de vapor de agua en el aire circundante. En regiones con alta humedad de aire, la demanda de evapotranspiración será menor en comparación a zonas áridas y calientes. La presión real de vapor (e_a) es la presión de vapor ejercida por el vapor de agua en el

aire; la diferencia entre la presión de vapor de saturación (e_s) y e_a es el indicador de la real capacidad evaporativa del aire.

- Temperatura del punto de rocío. Se denomina también punto de condensación. Es la temperatura a la cual el aire necesita ser enfriado para saturarse. La e_a es la e_s a la temperatura del punto de rocío. La diferencia entre la temperatura del aire y la temperatura del punto de rocío crece a medida que las condiciones del aire están más secas.
- Humedad relativa. La HR es el cociente entre la cantidad de agua que el aire realmente contiene y la cantidad que podría contener si estuviera saturado. Varía entre un máximo al amanecer a un mínimo a primeras horas de la tarde. Esta fluctuación es debido a que la presión de saturación de vapor depende de la temperatura del aire.
- Presión de vapor de saturación ($e^\circ(T)$). Se calcula en función de la temperatura del aire T ($^\circ\text{C}$). La presión de vapor de saturación es calculada como el promedio sobre el periodo de cálculo de la presión de saturación de vapor a la $T_{m\acute{a}x}$ y la $T_{m\acute{i}n}$ ($e^\circ_{T_{m\acute{a}x}}$ y $e^\circ_{T_{m\acute{i}n}}$, respectivamente)⁴:

$$e^\circ(T) = 0,6108e^{\left(\frac{17,27*T}{T+273}\right)}$$

$$e_s = \frac{e^\circ_{T_{m\acute{a}x}} + e^\circ_{T_{m\acute{i}n}}}{2} \quad \text{Ec. 2. 22}$$

- Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor (Δ). La curva de saturación de vapor representa la relación entre la $e^\circ(T)$ y la temperatura del aire:

$$\Delta = \frac{4098 * e^\circ_{T_{med}}}{(T_{med} + 273,3)} \quad \text{Ec. 2. 23}$$

⁴ Guía metodológica para la evaluación de balance hídrico. (2016: 54).

- Presión real de vapor (e_a). Se calcula a través de la temperatura de rocío o la HR , a través de una de las ecuaciones 2.27 y 2.28.

$$e_a = e^\circ(T_{dew}) = 0,6108 * e^{\left(\frac{17,27*T}{T+273}\right)} \quad \text{Ec. 2. 24}$$

$$e_a = \frac{e^\circ_{T\ min} * \frac{HR_{m\acute{a}x}}{100} + e^\circ_{T\ max} * \frac{HR_{m\acute{i}n}}{100}}{2} \quad \text{Ec. 2. 25}$$

En caso de que los datos de HR_{min} sean dudosos, la ecuación 2.29 es recomendable.

$$e_a = e^\circ_{T\ min} * \frac{HR_{m\acute{a}x}}{100} \quad \text{Ec. 2. 26}$$

Cuando $HR_{m\acute{a}x}$ y HR_{min} no estén disponibles, se presenta la ecuación 2.30 pero da valores menos precisos.

$$e_a = e^\circ_{T\ med} * \frac{HR_{med}}{100} \quad \text{Ec. 2. 27}$$

- Radiación.

Radiación extraterrestre R_a ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), es la radiación recibida al tope de la atmósfera sobre una superficie horizontal. Es función de la latitud, la época del año y la hora del día. Se estima a partir de la constante solar, la declinación solar y la época del año. La tabla 6 simplifica los cálculos para R_a en el día 15 de cada mes.

Tabla 6. Radiación extraterrestre R_a .

Latitud en grados	Hemisferio Sur											
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
24	42.5	40	35.8	29.8	24.6	21.9	22.9	27.2	33.1	38.3	41.7	43
22	42.2	40.1	36.2	30.6	25.6	23	24	28.1	33.7	38.4	41.4	42.6
20	41.9	40	36.6	31.3	26.6	24.1	25	28.9	34.2	38.6	41.2	42.1
18	41.5	40	37	32.1	27.5	25.1	26	29.8	34.7	38.7	40.9	41.7
16	41.1	39.9	37.2	32.8	28.5	26.2	27	30.6	35.2	38.7	40.6	41.2

Fuente: Ministerio de Medio Ambiente y Agua, 2016: 56.

Radiación solar R_{SO} ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). Es la cantidad de radiación que llega a un plano horizontal en la superficie terrestre, luego de atravesar la atmosfera y haber sido dispersada, reflejada o absorbida por los gases, nubes y polvo atmosférico. Se denomina también radiación global o de onda corta en relación a las características de las ondas electromagnéticas emitidas por el sol. Su estimación se realiza por medición directa o a través de expresiones indirectas, mediante la ecuación 2.28 aplicando la relación de Angstrom.

$$R_{SO} = \left(a_s + b_s * \frac{N_{real}}{N_{m\acute{a}x}} \right) * R_a \quad \text{Ec. 2. 28}$$

Donde

N_{real} : es la duración real de la insolación, en horas.

$N_{m\acute{a}x}$: es la duración máxima posible de la insolación, en horas.

a_s : es la constante de regresión que expresa la fracción de radiación extraterrestre que llega a la tierra en días muy nublados, se recomienda el valor de 0,25.

b_s : es la fracción de la radiación extraterrestre que llega a la tierra en días despejados, se recomienda el valor de 0,50.

En condiciones de cielo despejado, cuando $N_{real} = N_{m\acute{a}x}$, la radiación solar se calcula por la ecuación 2.29.

$$R_{SO} = (a_s + b_s) * R_a \quad \text{Ec. 2. 29}$$

Radiación solar global R_s ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). También llamada la ecuación de radiación de Hergreaves, la cual al ser ajustada y validada se presenta por la ecuación 2.30; se basa en la diferencia $T_{m\acute{a}x} - T_{min}$ relacionando el grado de nubosidad en un determinado sitio.

$$R_s = k_{RS} * R_a * (T_{m\acute{a}x} - T_{min})^{0.5} \quad \text{Ec. 2. 30}$$

Donde

R_a : es la radiación extraterrestre, en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

k_{RS} : coeficiente de ajuste que varía de 0,16 – 0,19, es de carácter empírico difiere de acuerdo a la situación y región específicas. En situaciones en los que la masa de tierra es dominante y las masas de aire no son influencias fuertemente por un cuerpo de agua se adopta el valor de 0,16. En situaciones en los que la masa de tierra se encuentra adyacente a la costa donde las masas de aire son influencias por un cuerpo de agua cercano el valor es 0,19. (Cahuana Andía y Yugar Morales, 2009: 307)

$T_{máx}$ y T_{min} : temperatura máxima y temperatura mínima respectivamente, en °C.

Radiación solar neta o de onda corta R_{ns} ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). Resulta del equilibrio entre la radiación solar entrante y la reflejada. Se calcula en función al albedo α (adimensional) o coeficiente de reflexión del cultivo, adoptando un valor de 0,23 para cultivos de referencia, y la radiación solar global R_s , según la ecuación 2.31.

$$R_{ns} = R_s * (1 - \alpha) \quad \text{Ec. 2. 31}$$

Radiación neta de onda larga R_{nl} ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). En función de la ley de Stefan-Boltzmann y corregida por la humedad y nubosidad, su valor se calcula según la ecuación 2.32.

$$\text{Humedad:} \quad 0.34 - 0.14\sqrt{e_a}$$

$$\text{Nubosidad:} \quad 1.35 * \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35$$

$$R_{nl} = \sigma * \left(\frac{T_{máx}^4 + T_{min}^4}{2} \right) * (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) - (1.35 * \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35) \quad \text{Ec. 2. 32}$$

Donde

σ : es la constante de Stefan-Boltzmann, su valor es $4,903 * 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

$T_{máx}$ y T_{min} : temperatura máxima y temperatura mínima respectivamente, en escala Kelvin ($\text{K} = \text{°C} + 273.16$).

R_s : es la radiación solar global, en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

R_{so} : es la radiación solar, en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

- Radiación neta R_n ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). Es la diferencia entre la radiación neta de onda corta R_{ns} y la radiación neta de onda larga R_{nl} , según la ecuación 2.33.

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad \text{Ec. 2. 33}$$

- Flujo del calor del suelo G ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). Es la energía utilizada para calentar el suelo. Tiene valores positivos cuando se calienta y negativos cuando se enfría. De acuerdo a la ecuación 2.34, las temperaturas T_i y T_{i-1} corresponden a dos pasos de tiempo.

$$G_{mes,i} = 0.14(T_i - T_{i-1}) \quad \text{Ec. 2. 34}$$

- Presión atmosférica P_a (kPa). Es el peso ejercido por la atmosfera terrestre, según la ecuación 2.35, está en función a la elevación del sitio z .

$$P_a = 101.3 * \left(\frac{293 - 0.0065 * z}{293} \right)^{5.26} \quad \text{Ec. 2. 35}$$

- Constante psicométrica γ . Se calcula de acuerdo a la ecuación 2.36.

$$\gamma = \frac{c_p}{\varepsilon * \lambda} * P_a = 0.000665 * P_a \quad \text{Ec. 2. 36}$$

Donde

P_a : presión atmosférica, en kPa.

λ : es el calor latente de vaporización, con el valor de $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$.

c_p : es el calor específico a presión constante, para condiciones atmosféricas medias se asume un valor de $1,013 \times 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$.

ε : es el cociente entre el peso molecular de vapor de agua al peso molecular del aire seco, igual a 0,622.

2.1.6.5. Escorrentía

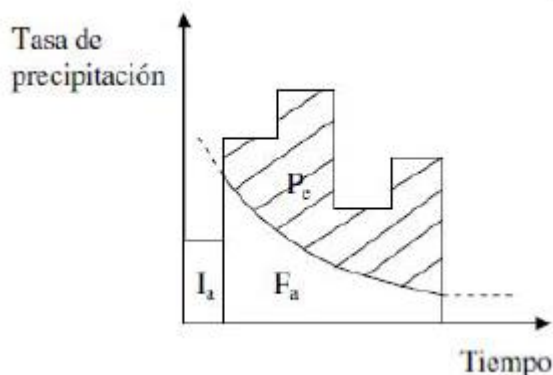
La producción de escorrentía superficial, a escala de cuenca, constituye un proceso clave en estudios hidrológicos de todo tipo, tanto bajo la óptica de recurso (disponibilidad hídrica, conservación de suelo, cobertura vegetal, capacidad de uso, etc.), como de riesgo (inundación, erosión, desertificación, etc.)

Dos factores determinan el proceso de generación de escorrentía: la lluvia y la cuenca de drenaje. Volumen, intensidad y distribución espacio-temporal de la precipitación caracterizan las entradas al sistema, mientras que la configuración hidrogeomorfológica de la cuenca, la cubierta del suelo y la humedad antecedente, regulan la conversión lluvia-caudal para cada episodio.

Método de abstracciones hidrológicas del SCS

El Soil Conservation Service, desarrolló en 1972 un método para calcular las abstracciones de la precipitación de una tormenta.

Figura 6. Modelo de abstracciones SCS.



Principio de continuidad:

$$P = P_e + I_a + F_a$$

Donde

I_a : Abstracción inicial.

P_e : Exceso de precipitación.

F_a : Abstracción continuada

Fuente: (Chow, Maidment y Mays, 1994: 151)

Para la tormenta como un todo, la profundidad de exceso de precipitación o escorrentía directa P_e es menor o igual a la profundidad P ; de manera similar, después que la escorrentía se inicia, la profundidad adicional del agua retenida en la cuenca F_a es menor o igual a alguna retención potencial máxima S . Existe una cierta cantidad de precipitación I_a , abstracción inicial antes del encharcamiento, para la cual no ocurrirá escorrentía; luego la escorrentía potencial es $P - I_a$. La hipótesis del método del SCS

consiste en que las relaciones de las dos cantidades reales y las dos cantidades potenciales son iguales, como se describe en la ecuación 2.37.⁵

$$\frac{F_a}{S} = \frac{P_e}{P - I_a} \quad \text{Ec. 2. 37.}$$

Donde

S: abstracción inicial, retención potencial máximo de agua que tiene el complejo suelo-vegetación analizado, en mm.

F_a: Profundidad adicional retenida en la cuenca, en mm.

P: Profundidad de precipitación, en mm.

P_e: Profundidad de exceso de precipitación o escorrentía directa, en mm.

I_a: el umbral de escorrentía, en mm.

La ecuación 2.38 define el principio de continuidad que se establece en una unidad hidrográfica.

$$P = P_e + I_a + F_a \quad \text{Ec. 2. 38.}$$

Al combinar las ecuaciones 2.37 y 2.38, se formula la ecuación 2.39 que permite desarrollar la escorrentía directa en función a las abstracciones del SCS.

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad \text{Ec. 2. 39}$$

La ecuación 2.39 es la expresión básica para el cálculo de la escorrentía directa, desarrollando una relación empírica (ecuación 2.40) en base a estudios experimentales en cuencas pequeñas se determinó la ecuación 2.41 para la determinación de la escorrentía directa.

⁵ Ven Te Chow; 1978: 150-152.

$$I_a = 0,2S \quad \text{Ec. 2. 40.}$$

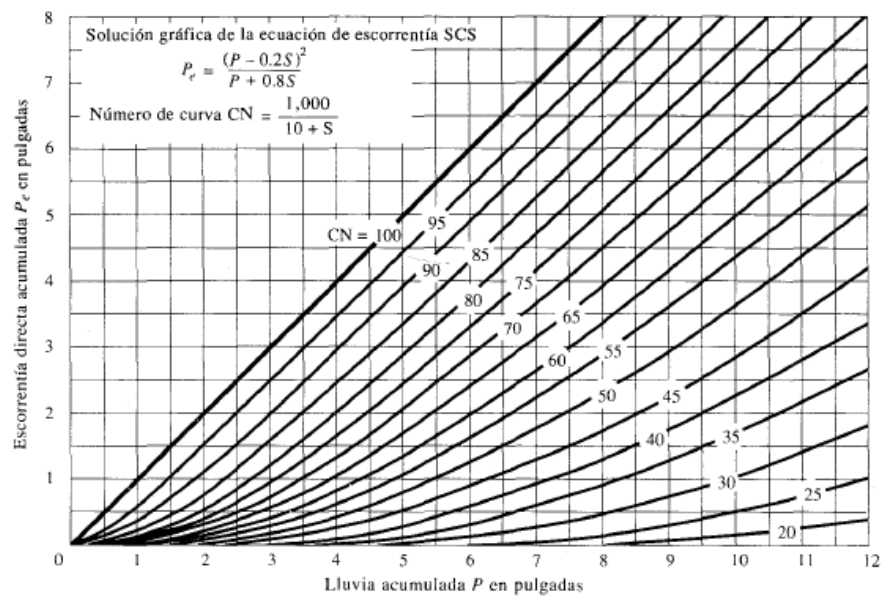
$$P_e = \frac{(P - 0,2S)^2}{P + 0,8S} \quad \text{Ec. 2. 41.}$$

El SCS desarrolló la ecuación para resultados en pulgadas, realizando la conversión adecuada se presenta la ecuación 2.42 para resultados en milímetros.

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P + 4I_a} \quad \text{Ec. 2. 42.}$$

Al representar en graficas la información de P y P_e para muchas cuencas, el SCS encontró curvas características, que para estandarizar estas curvas se define un numero adimensional de curva CN, tal que $0 \leq CN \leq 100$.

Figura 7. Número de Curva.



Fuente: Vente Chow

El número de curva y la retención potencial máxima se relacionan por la ecuación:

$$S = \frac{1000}{CN} - 10$$

Esta expresión arroja resultados en pulgadas, la conversión de la misma resulta en la ecuación 2.43 para valores en milímetros.

$$S = \frac{25400 - 254CN}{CN} \quad \text{Ec. 2. 43.}$$

Número de Curva

Tabla 7. Grupos Hidrológicos de Suelos SCS,

Grupo A	Arena profunda, suelos profundos depositados por el viento, limos agregados
Grupo B	Suelos poco profundos depositados por el viento, marga arenosa.
Grupo C	Margas arcillosas, margas arenosas poco profundas, suelos con bajo contenido organico y suelos con altos contenidos de arcilla.
Grupo D	Suelos que se expanden significativamente cuando se mojan, arcillas altamente plásticas y ciertos suelos salinos

Fuente: Vente Chow, 153

2.2. MARCO CONCEPTUAL

- 2.2.1. Cuenca. Es una zona de la superficie terrestre en donde las gotas de lluvia que caen sobre ella tienden a ser drenadas por el sistema de corrientes hacia un mismo punto de salida. (Aparicio Mijares, 1992:19)
- 2.2.2. Escurrimiento superficial.- es el flujo de agua sobre la tierra, que corresponde al volumen de agua que avanza sobre la superficie de la tierra hasta alcanzar un canal, que puede ser cualquier depresión que pueda transportar una pequeña corriente de agua en flujo turbulento durante una lluvia y durante un periodo corto después de su terminación. Este tipo de escurrimiento es el que llega más rápido a la salida de la cuenca, por tal motivo está relacionado directamente con una tormenta particular y entonces se dice que proviene de la precipitación en exceso o efectiva, constituyendo el escurrimiento directo.
- 2.2.3. Escurrimiento subsuperficial. Es la porción del agua que se infiltra a través de la superficie de la tierra y puede moverse lateralmente en las capas superiores del suelo hasta llegar al cauce de la corriente. Se mueve más lentamente que la escorrentía superficial y alcanza las corrientes posteriormente, a pesar de esto, puede ser mayor en cantidad especialmente en lluvias de intensidad moderada, razón por la cual puede ser éste el factor más importante en los ascensos menores de los hidrogramas. La fracción del total de la escorrentía que se presenta como flujo superficial, depende de la geología de la hoya. (Linsley, Kohler, & Paulus, 1977: 84)
- 2.2.4. Escurrimiento subterráneo. Es la cantidad de agua precipitada que se infiltra hasta niveles inferiores al freático, este tipo de movimiento es el que de manera más lenta llega hasta la salida de la cuenca y, en general, difícilmente se le puede relacionar con una tormenta particular. Debido a que se produce bajo el nivel freático, es el único que alimenta las corrientes cuando no hay lluvias y por eso se dice que forma el escurrimiento base. (Aparicio Mijares, 1992: 28)

- 2.2.5. Condiciones iniciales de humedad. El índice más común está basado en la precipitación antecedente. La tasa a la cual la humedad disminuye en una hoja bajo unas condiciones meteorológicas específicas, es aproximadamente proporcional a la cantidad de agua en almacenamiento.
- 2.2.6. Infiltración. Es el proceso por el que la precipitación se mueve hacia abajo a través de la superficie del suelo, aumentando su humedad, y hacia adentro del mismo, producido por las fuerzas gravitacionales y capilares.
- 2.2.7. Modelos Hidrológicos.- son modelos matemáticos. Un modelo matemático de cuenca consiste en varios componentes, cada uno describe fase o fases del ciclo hidrológico.
- 2.2.8. Parámetro de escorrentía. Denominado también coeficiente o umbral de escorrentía; en términos de balance hídrico, refleja el umbral en que, bajo hipótesis de lluvia bruta suficiente y uniformemente repartida por toda la superficie, comienza a producirse flujo hortoniano, una vez satisfechas las pérdidas por evapotranspiración, intercepción e infiltración.
- 2.2.9. Escalas. Constituyen la relación que existe entre la representación de las formas sobre el mapa y su dimensión real. En hidrología no existe una escala única de análisis para un determinado nivel, sino que a cada nivel le corresponde dominio escalar. Los niveles de observación están diferenciados según las velocidades con las que se producen los fenómenos; se pueden por ello describir mediante los dominios de escalas que tienen un significado físico y son relevantes temporalmente al objeto de estudio. (Orbemapa, s.f.)

La escala no se refiere tanto a los límites de los objetos como a sus relaciones internas que hacen visible a un proceso. Esa visibilidad se logra a través de la extensión del área objeto de estudio y de la mínima unidad cartografiada y tiene un doble objetivo: captar la variabilidad existente y definir los procesos dominantes.

- 2.2.10. Evapotranspiración.- el termino de evapotranspiración se utiliza para englobar en un parámetro el conjunto de procesos de pérdida de agua que ocurren en el medio y que involucran por un lado el proceso físico de pérdida de agua por evaporación desde la superficie del suelo, y por otro, a los fenómenos fisiológicos de transpiración que realiza la vegetación, a través de los cuales el agua líquida se convierte en vapor de agua y se desprende de la superficie evaporante. Los principales parámetros climáticos que afectan la evapotranspiración son la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento. Las variables físicas locales que afectan al proceso de la evaporación son el tipo y uso del suelo, y la cobertura de éste, y otras variables que definen la cantidad de agua disponible en la superficie evaporante. Depende igualmente del tipo de vegetación y su etapa de desarrollo. (Viceministerio de Recursos Hídricos y Riego, 2012)
- 2.2.11. Evapotranspiración de Referencia (ET_o). La formulación de Penmann (1965), indica la relación del fenómeno de la evapotranspiración con un único tipo específico de cobertura vegetal o cultivo, y con la ventaja de incorporar los procesos biológicos y físicos de dichas superficies vegetales bajo el concepto de Superficie de Referencia, de forma que se evita la necesidad de definir parámetros únicos de evaporación para cada cultivo y etapa de crecimiento. (Viceministerio de Recursos Hídricos y Riego, 2012)
- 2.2.12. Sistemas de información geográfica. SIG o GIS (Geographic Information Systems), es el conjunto de programas y aplicaciones informáticas que permiten la gestión de datos organizados en base de datos, referenciados espacialmente y que pueden ser visualizados mediante mapas.
- 2.2.13. Albedo. También reflectividad, razón de la cantidad de radiación reflejada por un cuerpo con respecto a la cantidad de radiación incidente, que suele expresarse en porcentaje. Se define también como la reflectividad de una superficie para un determinado rango espectral amplio, como el espectro visible o el espectro solar.

3. APLICACIÓN PRÁCTICA

3.1. UBICACIÓN DE LA CUENCA EN ESTUDIO

La cuenca del río Tolomosa está ubicada en el sector oeste de la cuenca del río Grande de Tarija, ocupando una superficie de 469.1 km² hasta confluencia con el río Guadalquivir; los aportes de esta cuenca benefician a las comunidades de Turumayo, Tolomosa, San Andrés, San Pedro de Sola, Pinos y Calderillas. Es una de las cuatro cuencas que forman la cuenca del río Guadalquivir o Valle Central de Tarija y tiene como límites geográficos las coordenadas que se presentan en la tabla 8.⁶

Tabla 8. Ubicación de la cuenca.

Punto	Coordenadas UTM		Coordenadas Geográficas	
	X	Y	Latitud	Longitud
E	322220	7612407	21°34'56.87"S	64°43'1.76"O
O	293364	7595507	21°43'55.04"S	64°59'52.27"O
N	314806	7617617	21°32'4.78"S	64°47'17.39"O
S	296971	7588494	21°47'44.50"S	64°57'49.88"O

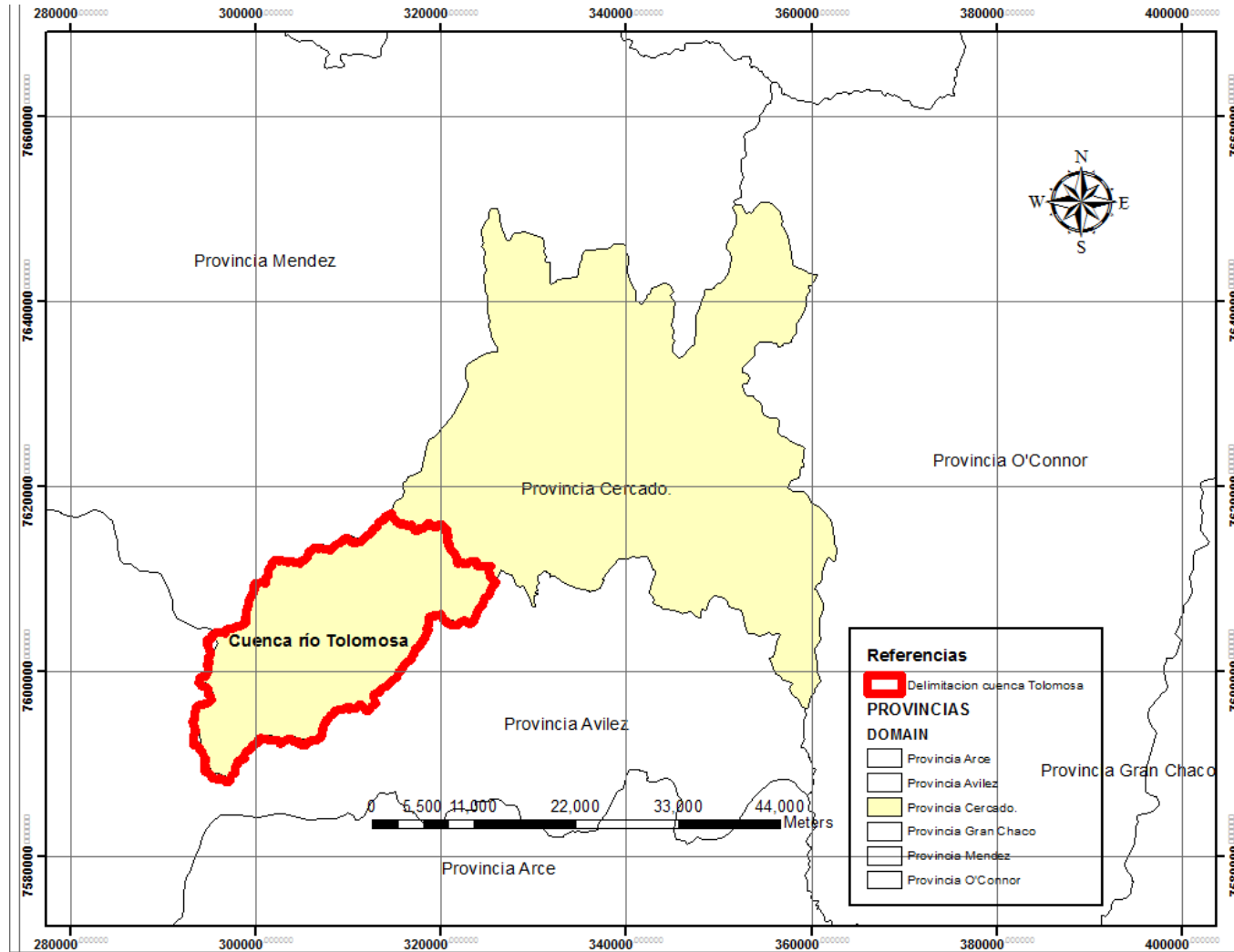
Fuente: Evaluación del método de predicción y de las medidas de control de la sedimentación en el embalse “San Jacinto” (Benítez, 2006: 1).

Se localiza en la Cordillera Oriental, con un paisaje estructural alto orientado de Norte a Sur con un relieve muy disectado, presentándose además paisaje de serranías y colinas bajas. Todo el paisaje montañoso es parte de la Reserva Biológica Cordillera de Sama, situación que favorece a las acciones de protección y conservación del agua, la biodiversidad los recursos naturales en general.

Para la elaboración del estudio, se utilizó el DEM ASTGM_S22W065 proporcionado por la plataforma GEO SIRH del Ministerio de Medio Ambiente y Agua, mediante el registro en el sitio web. En base a esta información, la plataforma del programa ArcGis permite la determinación de los procesos hidrológicos de la cuenca, como también la elaboración de mapas.

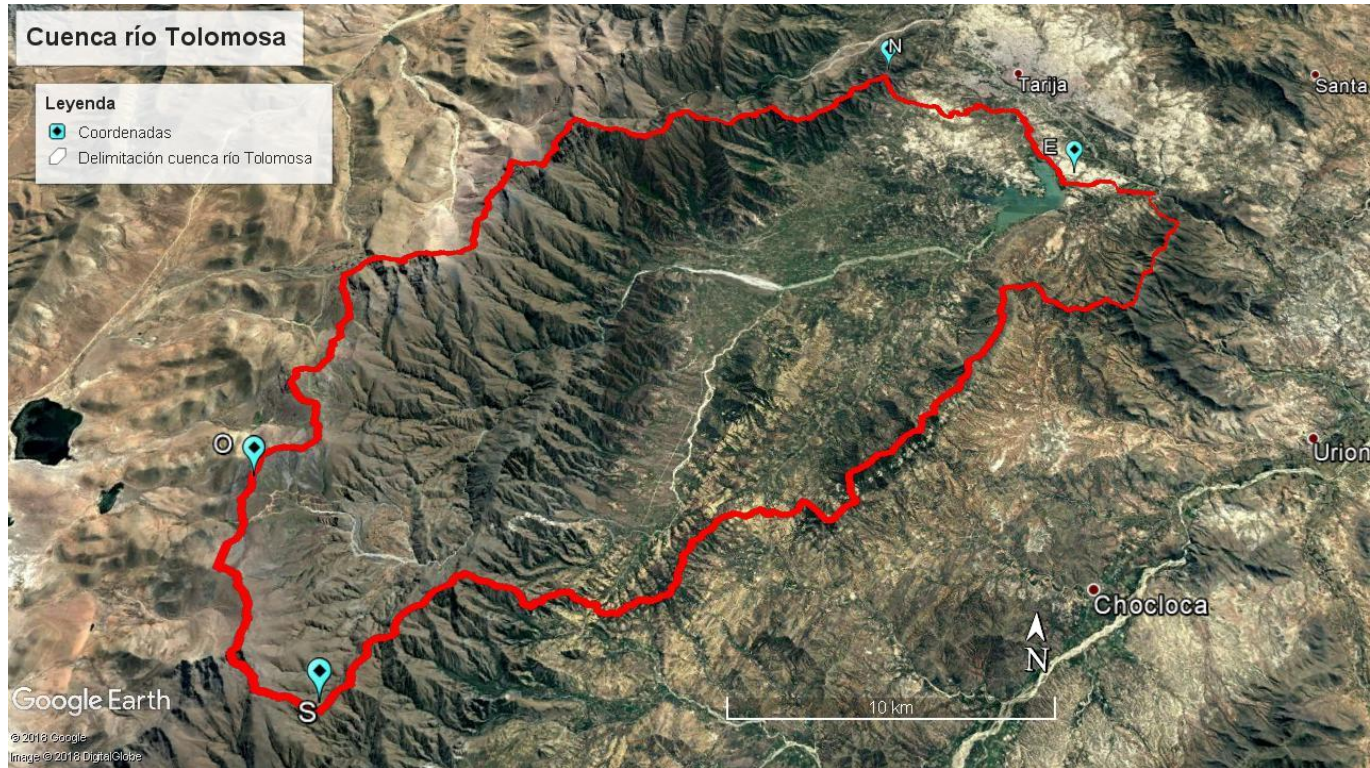
⁶ Evaluación del método de predicción y de las medidas de control de la sedimentación en el embalse “San Jacinto” (Benítez, 2006: 1).

Figura 8. Ubicación de la cuenca en la provincia Cercado.



Fuente: Elaboración propia.

Figura 9. Delimitación de la cuenca espacialmente.



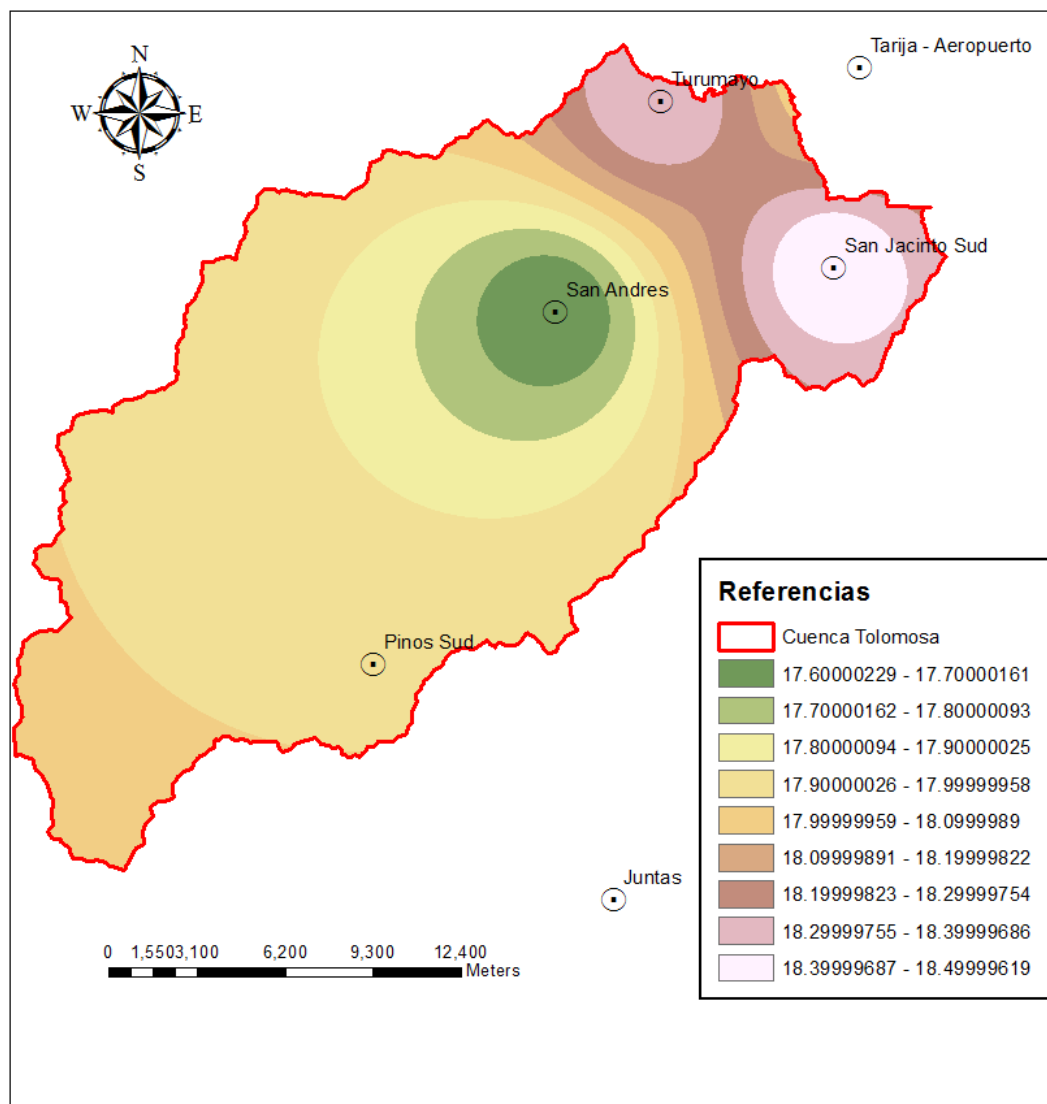
Fuente: Google Earth.

3.1.1. CLIMA

El clima característico de la cuenca se distingue en las serranías del sector Oeste el es frío y húmedo, en el sector Noroeste y sector central, el clima es frío subhúmedo, y el sector este presenta un clima templado semiárido. La temperatura media anual oscila de 7 a 18° C.

En la figura 11 se muestra la actividad térmica de la cuenca del río Tolomosa en función a curvas de temperatura de influencia.

Figura 10. Mapa de temperatura media en la cuenca.



Fuente: Elaboración Propia.

3.1.2. VEGETACIÓN

De acuerdo a la información de los mapas temáticos del Zonisig, en la cuenca del río Tolomosa se distinguen los tipos de vegetación predominantes en la tabla 9.

Tabla 9. Vegetación en la cuenca según clasificación ZONISIG.

VEGETACIÓN ZONISIG
HERBACEA GRAMINOIDE BAJA sin sinusia subalpino
HERBACEA GRAMINOIDE BAJA sinusia arbustiva montano
HERBACEA GRAMINOIDE BAJA sinusia arbustiva alpino
MATORRAL SIEMPRE VERDE semideciduo montano
MATORRAL XEROMORFICO espinoso montano
Áreas agrícolas y pasturas (sembradas y de sucesión secundaria)
MATORRAL SIEMPRE VERDE semideciduo montano
MATORRAL CADUCIFOLIO estacional montano
BOSQUE RALO SIEMPRE VERDE semideciduo montano
MATORRAL XEROMORFICO deciduo por sequía montano
HERBACEA GRAMINOIDE INTERMEDIA sin sinusia montano
MATORRAL ENANO CADUCIFOLIO semideciduo subalpino

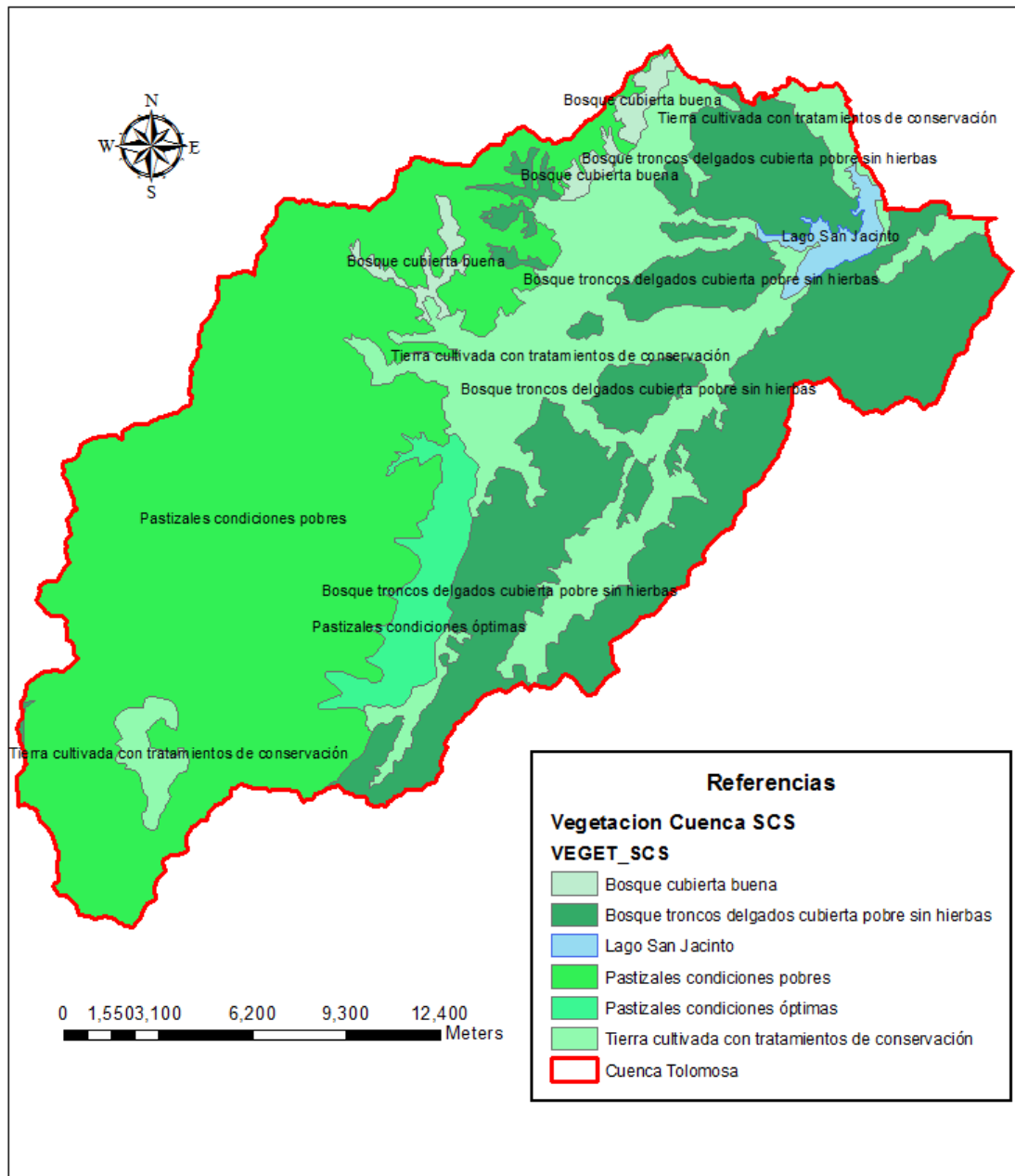
Realizando una relación con el tipo de vegetación que clasifica el Soil Conservation Service y los presentados por el Zonisig, se identifican en la tabla 10 el tipo de vegetación en la cuenca.

Tabla 10. Vegetación en la cuenca según clasificación SCS.

VEGETACIÓN SCS
Bosque cubierta buena
Bosque troncos delgados cubierta pobre sin hierbas
Lago San Jacinto

Pastizales condiciones óptimas
Pastizales condiciones pobres
Tierra cultivada con tratamientos de conservación

Figura 11. Mapa de vegetación SCS.



Fuente: Elaboración propia.

3.1.3. SUELOS

Gran parte de la cuenca del río Tolomosa se encuentra en la cordillera de Sama, distinguiéndose claramente un sector constituido por conos aluviales y otro por sedimentos lacustres. Dentro de la clasificación realizada por Zonisig, la cuenca del río Tolomosa se encuentra repartida de acuerdo al grupo de suelos que se especifica en la tabla 11. (ZONISIG, 2001: 259)

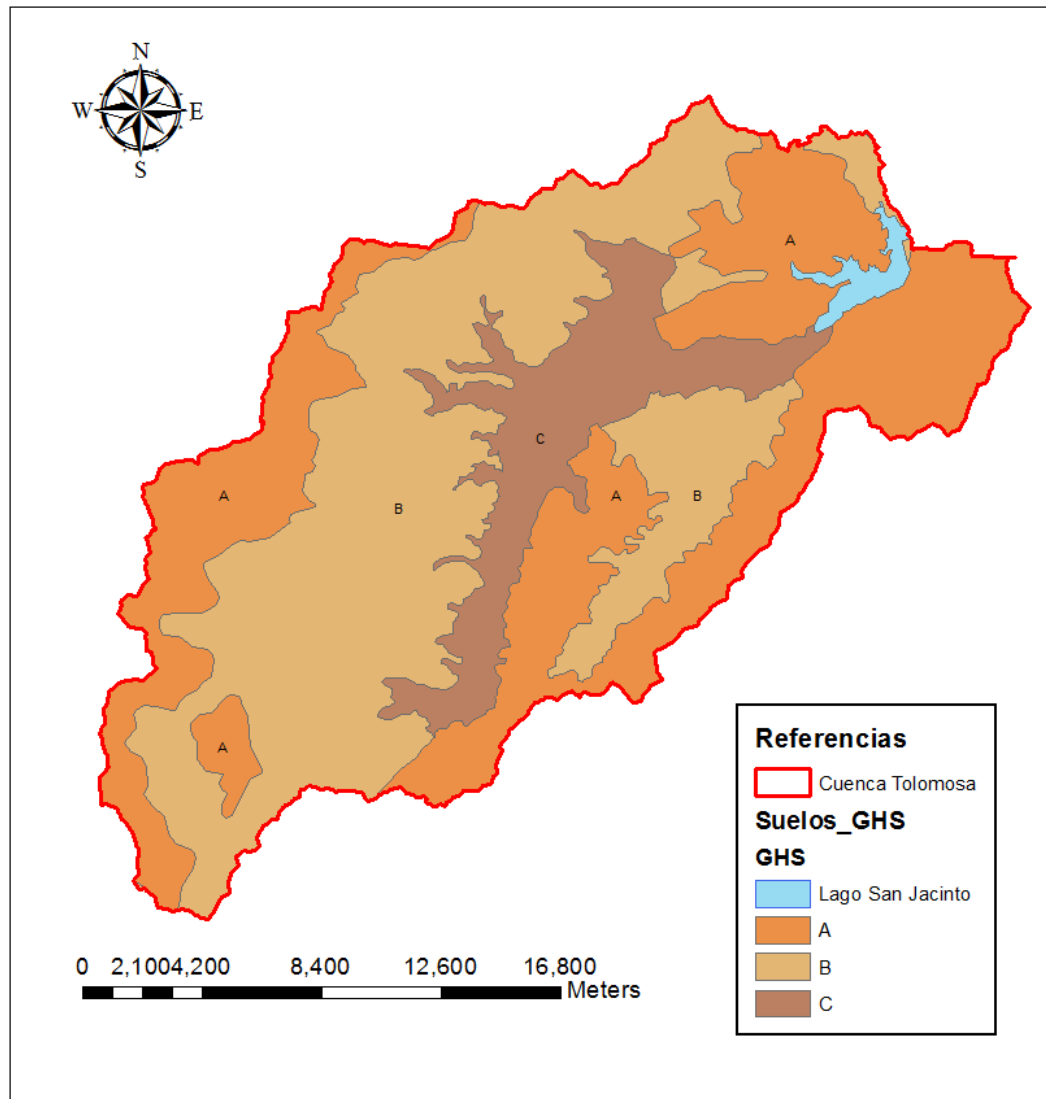
Tabla 11. Grupo de Suelos dominantes en la cuenca del río Tolomosa.

LEPTOSOLES	Son suelos poco desarrollados, superficiales y limitados por estratos de rocas intemperizadas o roca no alterada. Por lo general son variables en textura, estructura y color, dependiendo del material parental y el clima. Son suelos en los que se encuentran los horizontes A-R o A-C-R; el horizonte A es poco profundo. Estos suelos generalmente se encuentran en cimas y pendientes de montañas y serranías fuertemente disectadas. Los Leptosoles dominan en las unidades de suelos 1, 2, 3, 4, 5.
PHAEOZEMS	Suelos con colores oscuros, son ricos en materia orgánica, formados a partir de material parental predominantemente no consolidado. El horizonte diagnóstico de éstos suelos es Ah mólico con saturación de bases $\geq 50\%$. Estos suelos se encuentran comúnmente en relieves plano a ondulado, en climas frío a cálido, en regiones húmedas pero con un periodo seco. La vegetación natural es de bosque o pasto alto. Los suelos son porosos, bien aireados, con estructura moderada a fuerte, de tipo granular (migajosa) a blocosa muy estable. Los horizontes diagnósticos son Ah, Bw y C. Son dominantes en las unidades de suelos 20, 21, 22, 23.
CAMBISOLES	Son suelos poco desarrollados que tienen una fuerte semejanza con el material parental; es decir, se encuentran en proceso de “cambio”, en su color, estructura y/o textura. Presentan un horizonte subsuperficial débilmente alterado con relación al material parental. Se identifican en estos suelos los horizontes A-Bw-C. Se presentan en forma dominante en las unidades de suelos 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19.
REGOSOLES	Son suelos jóvenes formados a partir de materiales no consolidados en los que predominan los horizontes A ócrico o úmbrico y C, sin otra propiedad diagnóstica más que la del material parental. Estos suelos se encuentran tanto en relieves planos como montañosos. Las características morfológicas se determinan por el tipo de material parental. Corresponden en forma dominante a las unidades de suelos 6, 7, 8, 9, 10.

CALCISOLES	Se trata de suelos que ocurren frecuentemente en regiones semiáridas, formados básicamente por un proceso de translocación de carbonatos de calcio desde los horizontes superficiales a un horizonte de acumulación a cierta profundidad en el perfil. Estos suelos principalmente se forman en sedimentos aluviales, lacustrinos y coluviales, en material rico en bases y en terrenos de relieve plano u ondulado. Manifiestan una moderada a fuerte estructura en bloques a prismas; también hay suelos poco profundos cuando presentan una capa cementada por carbonato de calcio de estructura laminar o masiva. El desarrollo del perfil es de los horizontes A-B(t-k-w)-C(k); el horizonte A es ócrico y sobre un B cámbico o árgico. Estos suelos dominan en las unidades de suelos 28, 29, 30, 31, 32, 33.
LIXISOLES	Estos son suelos con el mayor desarrollo pedogenético de los identificados en el departamento. Dentro del perfil, la arcilla ha sido transportada o eluviada de los horizontes superficiales a un horizonte subsuperficial de acumulación “aluvial”. Se forman en relieves planos a inclinados, frecuentemente a partir de materiales aluviales, coluvio – aluviales o lacustrinos. La formación de estos suelos presupone varios requisitos, entre ellos lógicamente la presencia de arcilla en el medio, procesos dispersivos que faciliten su migración y periodos de alternancia lluviosos y secos, que contribuyen a translocar las arcillas en periodos húmedos seguido por su acumulación durante la época seca. Suelos que se presentan en forma dominante en las unidades de suelos 34, 35, 36, 37, 38.
FLUISOLES	Estos suelos son relativamente jóvenes, de origen aluvial, y débilmente estructurados; presentan propiedades flúvicas con distribución irregular de la materia orgánica en los horizontes. Este tipo de suelos está formado en una acumulación irregular de sedimentos aluviales de diferentes texturas. Se presentan en forma dominante en las unidades de suelos 11, 12.

Fuente: Zonificación agroecológica y socioeconómica del departamento de Tarija (ZONISIG, 2001)

Figura 12. Mapa de Suelos según Grupo Hidrológico SCS

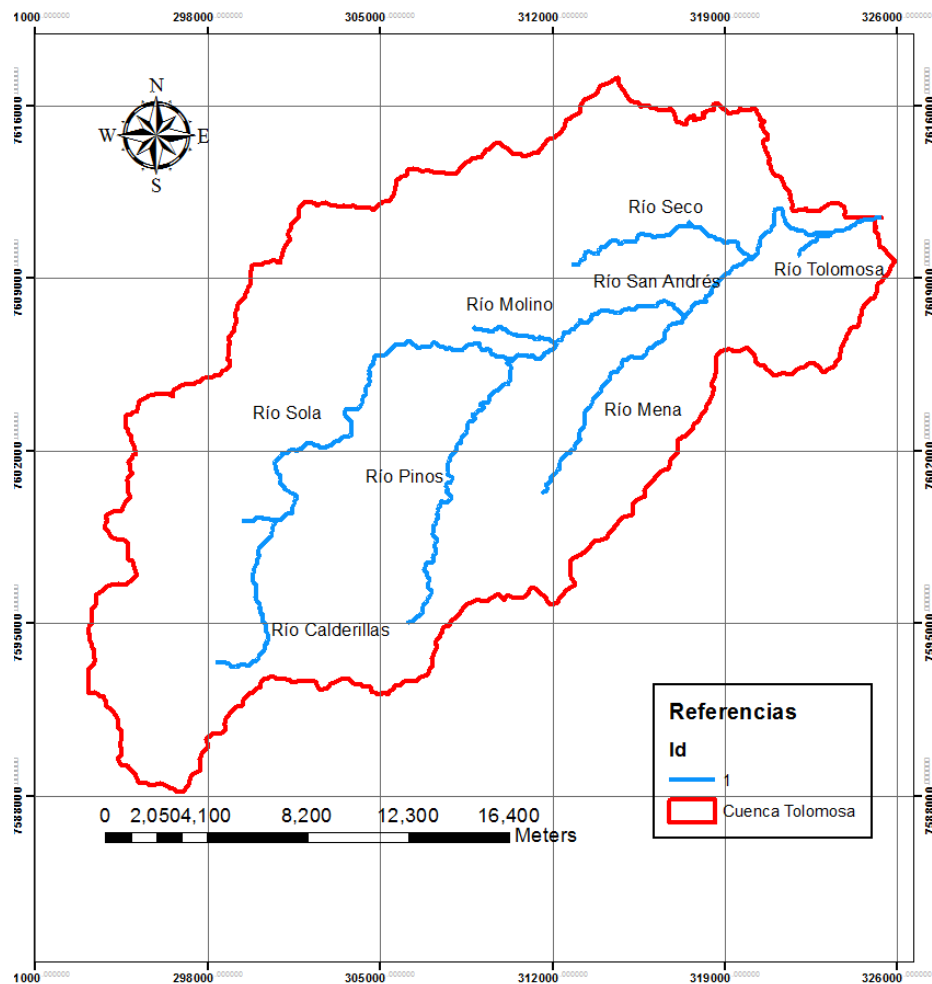


Fuente: Elaboración propia.

3.1.4. HIDROGRAFÍA

El río Tolomosa es uno de los principales afluentes del río Guadalquivir y es uno de los pocos ríos regulados de la cuenca del río Bermejo. Se ubica al suroeste de la ciudad de Tarija y tiene sus nacientes en la cordillera de Sama. Nace con el nombre de río Calderillas con un recorrido de sur a norte en la parte alta de la cordillera, hasta llegar a la comunidad de Sola, donde adquiere éste nombre y cambia de dirección hacia el este, hasta la confluencia con el río Pinos donde toma el nombre de río Tolomosa, el cual después de un recorrido de aproximadamente 7 km llega al embalse de San Jacinto. (Molina Carpio, Herbas Camacho y Mendoza Rodriguez, 2002: 29)

Figura 13. Red Hidrográfica de la cuenca Tolomosa.



Fuente: Elaboración Propia.

3.1.5. ESTACIONES DE TRABAJO

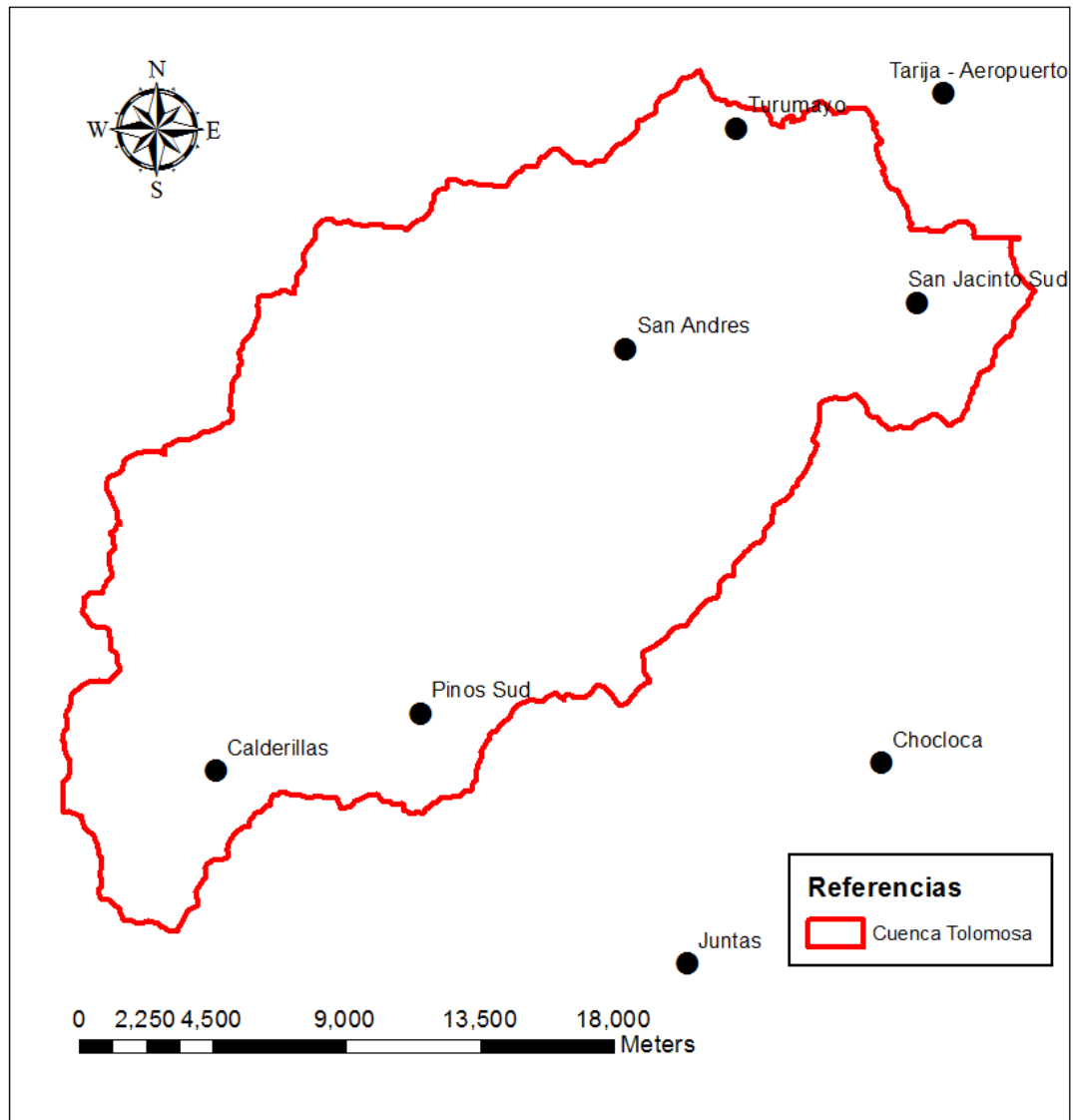
Las estaciones de trabajo para la cuenca del río Tolomosa se presentan en la tabla 12, proporcionadas por el SENAMHI. En los acápite 3.3 y 3.4, se especifican el tipo de datos que las mismas operan.

Tabla 12. Estaciones de trabajo.

Estación	Coordenadas geográficas		Coordenadas UTM		Altitud
	Latitud S	Longitud O	Coord. X	Coord. Y	
Aeropuerto	21°32'48"	64°42'39"	322831	7616378	1849
Turumayo	21°33'24"	64°46'42"	315852	7615192	1978
San Andrés	21°37'48"	64°48'54"	312140	7607767	1987
San Jacinto Sud	21°36'37"	64°43'12"	321960	7609324	1820
Pinos Sud	21°44'	64°53'	305214	7595503	2100
Juntas	21°48'37"	64°47'51"	314193	7587089	1882
Chocloca	21°45'	64°44'	320752	7593839	1800
Calderillas	21°45'	64°57'	298340	7593572	2800

En la figura 15, se señala la ubicación y distribución de la estaciones en la cuenca Tolomosa.

Figura 14. Ubicación estaciones de trabajo.



Fuente: Elaboración Propia.

3.2. GEO-MORFOLOGÍA DE LA CUENCA TOLOMOSA

3.2.1. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LA CUENCA

AREA	469,10	km ²
PERIMETRO	119,10	km

De acuerdo a la tabla 4, apartado 2.1.5.1, la cuenca del río Tolomosa se clasifica en la categoría de Mesocuenclas según la extensión de su superficie. Caracterizándose por ser una cuenca intermedia, por tal motivo, la aplicación del modelo Témez se desarrolla adecuadamente en la cuenca.

3.2.2. PARÁMETROS DE FORMA

3.2.2.1. Índice de compacidad

Es el cociente entre el perímetro de la cuenca respecto al perímetro de un círculo del área de la misma cuenca.

$$I_c = 0,282 * \left(\frac{P}{\sqrt{A}} \right) \quad \text{Ec. 3. 1.}$$

Donde

P : Perímetro de la cuenca, en km.

A : Área de la cuenca, en km².

De acuerdo a los resultados que se obtengan, la forma de las cuencas puede ser:

$I_c = 1$	Cuenca de forma circular
$I_c \approx 1$	Cuenca regular
$I_c \neq 1$	Cuenca irregular, si el resultando es mayor a la unidad la cuenca es menos susceptible a inundaciones.

I_c	1,551	adim.
-------	-------	-------

La cuenca del río Tolomosa es una cuenca irregular, sin embargo su índice de compacidad nos demuestra que es menos susceptible a inundaciones en un 50%.

3.2.2.2. Factor de forma

Definido por Horton y desarrollada posteriormente como el cociente entre el área de la cuenca, A en km^2 , y la longitud de la cuenca, L_c definida como la distancia entre la salida y el punto más alejado, cercano a la cabecera del cauce principal, medida en línea recta.

$$F_f = \frac{A}{L_c^2} \quad \text{Ec. 3. 2}$$

F_f	0.444	adim.
-------	-------	-------

3.2.2.3. Coeficiente de forma

Relación entre la anchura media B_m de la cuenca y la longitud media L_{mc} , distancia entre la salida y el punto más alejado de la cuenca.

$$K_f = \frac{B_m}{L_{mc}} \quad \text{Ec. 3. 3}$$

K_f	0.444	adim.
-------	-------	-------

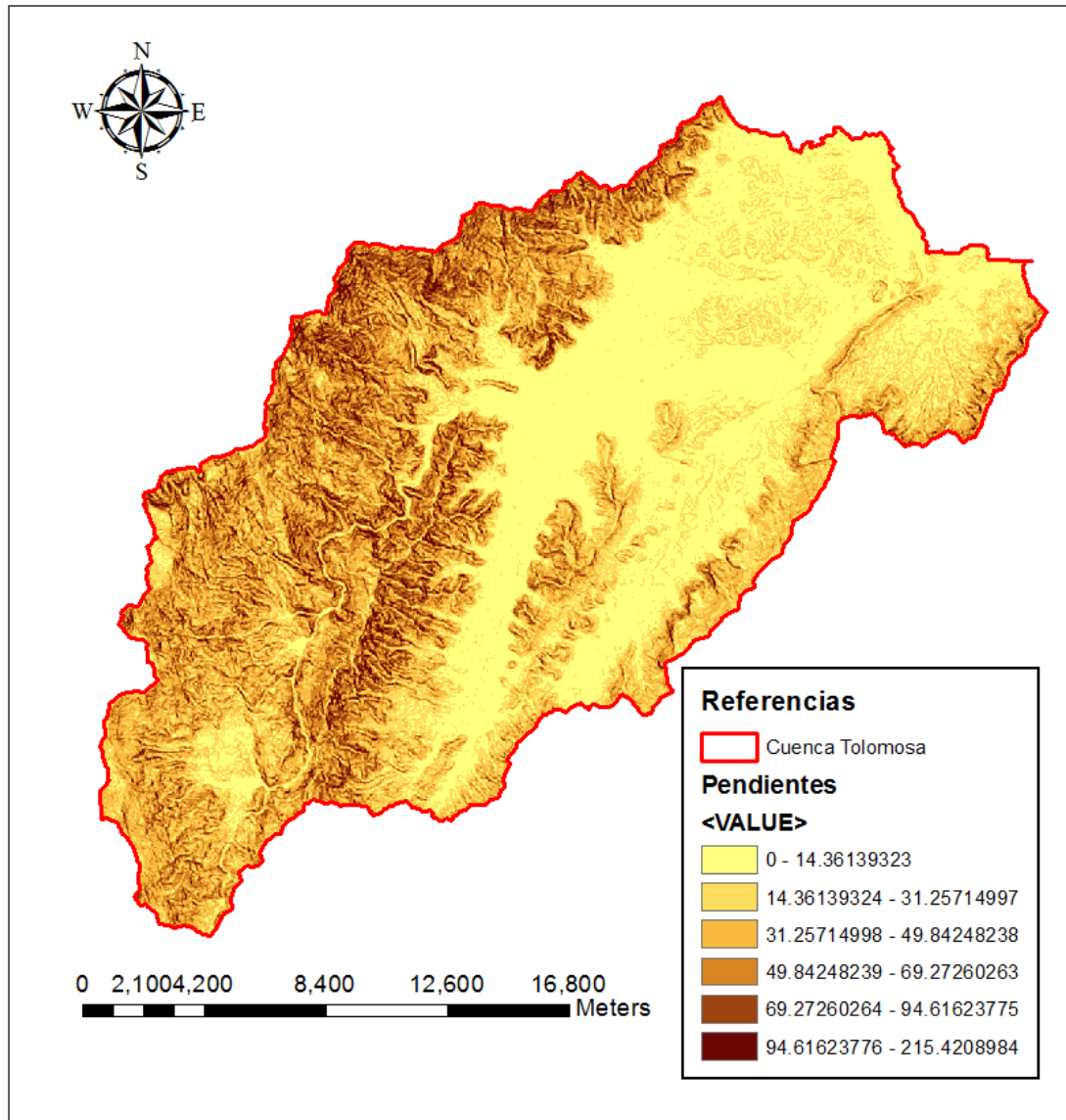
3.2.3. PARÁMETROS DE RELIEVE

3.2.3.1. Pendiente media

En base a la aplicación de la plataforma del ArcGis, el programa resuelve de manera sencilla a través de operaciones, la pendiente media de la cuenca. Asimismo, proporciona el mapa de pendientes en los valores representados.

Pendiente media	32,51 %
------------------------	----------------

Figura 15. Mapa de Pendientes.



Fuente: Elaboración Propia.

3.2.4. PARÁMETROS DE LA RED HIDROGRÁFICA DE LA CUENCA

La red hidrográfica corresponde al drenaje natural, permanente o temporal, por el que fluyen las aguas de los escurrimientos superficiales y subterráneos de la cuenca.

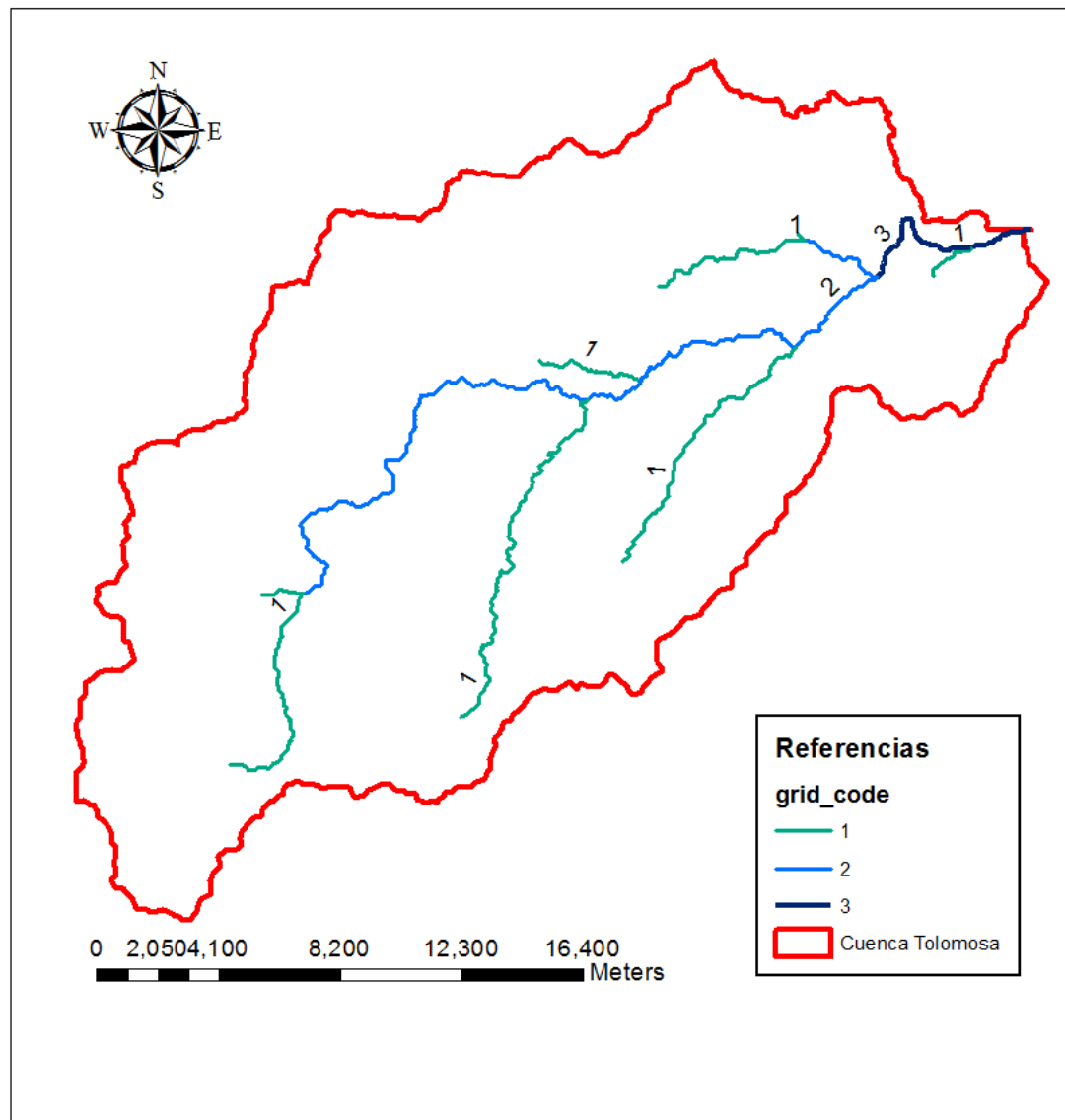
3.2.4.1. Orden de corrientes

Sistema de Strahler

Para evitar la subjetividad de la designación de las nacientes determina que:

- Todos los cauces serán tributarios, aun cuando las nacientes sean ríos principales.
- El río en este sistema no mantiene el mismo orden en toda su extensión.
- El orden de una cuenca hidrográfica está dado por el número de orden del cauce principal.

Figura 16. Orden de ríos.



Fuente: Elaboración Propia.

3.2.4.2. Densidad de drenaje

$$D_d = \frac{L_s}{A}$$

Ec. 3. 4

Donde

D_d : densidad de drenaje, en km/km².

L_s : longitud total de las corrientes, en km.

A: área de la cuenca, en km².

ORDEN 1	ORDEN 2	ORDEN 3
8566.36	18147.24	5332.74
1569.62	2374.65	2300
15131.39	6875.93	
4062.55	4025.58	
10970.17	3089.68	
6158.28		
1890.81		
48349.18	34513.08	7632.74

Orden	Nº de Ríos	Longitud (Km)
1	7	48.34918
2	5	34.51308
3	2	7.63274
TOTAL		90.495

Dd	0.193	Km/Km2
-----------	--------------	---------------

3.2.5. PRECIPITACIÓN

El régimen anual de lluvias en la cuenca Tolomosa se encuentra bajo la influencia de diferentes procesos atmosféricos que actúan sobre una superficie de relieve variable dando lugar a fuertes gradientes de la precipitación. La precipitación está concentrada en los meses de verano (noviembre a marzo) con aproximadamente el 85% del total anual. El principal factor desencadenante del fuerte gradiente de lluvia es la topografía, además de la orientación de las laderas con respecto a la insolación solar y de la relación existente entre la dirección del flujo predominante y la dirección de los valles y sierras. (Molina Carpio, Herbas Camacho y Mendoza Rodriguez, 2002: 30-31).

3.3. INFORMACIÓN METEOROLÓGICA

Las estaciones climatológicas se detallan en la tabla 13, indicando los parámetros que miden las mismas y que se aplicarán para el estudio.

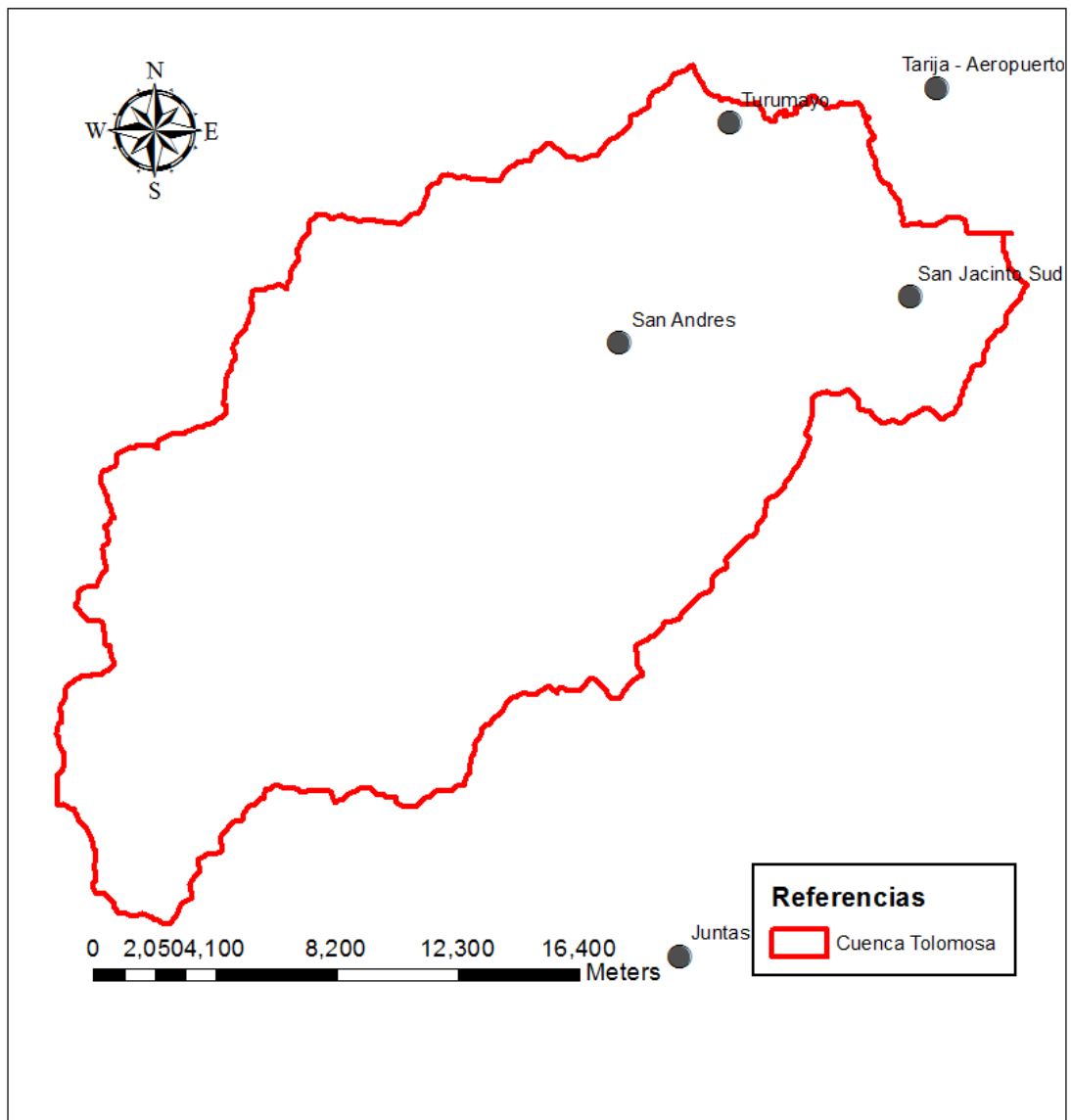
Tabla 13. Estaciones climatológicas.

Estaciones climatológicas					
Nombre	Latitud Sur	Longitud Oeste	Altitud (msnm)	Parámetros	Gestión
Juntas	21° 48' 37"	64° 47' 51"	1882	Temperatura Evaporación	SENAMHI
San Andrés	21° 37' 24"	64° 48' 54"	1978	Temperatura Evaporación	SENAMHI
San Jacinto Sud	21° 36' 37"	64° 43' 12"	1820	Temperatura Evaporación	SENAMHI
Turumayo	21° 33' 24"	64° 46' 42"	1978	Temperatura Evaporación	SENAMHI
Aeropuerto	21° 32' 48"	64° 42' 39"	1849	Temperatura	SENAMHI

Fuente: Elaboración propia.

La figura 17 muestra la ubicación de las estaciones con información de carácter meteorológico.

Figura 17. Estaciones climatológicas.

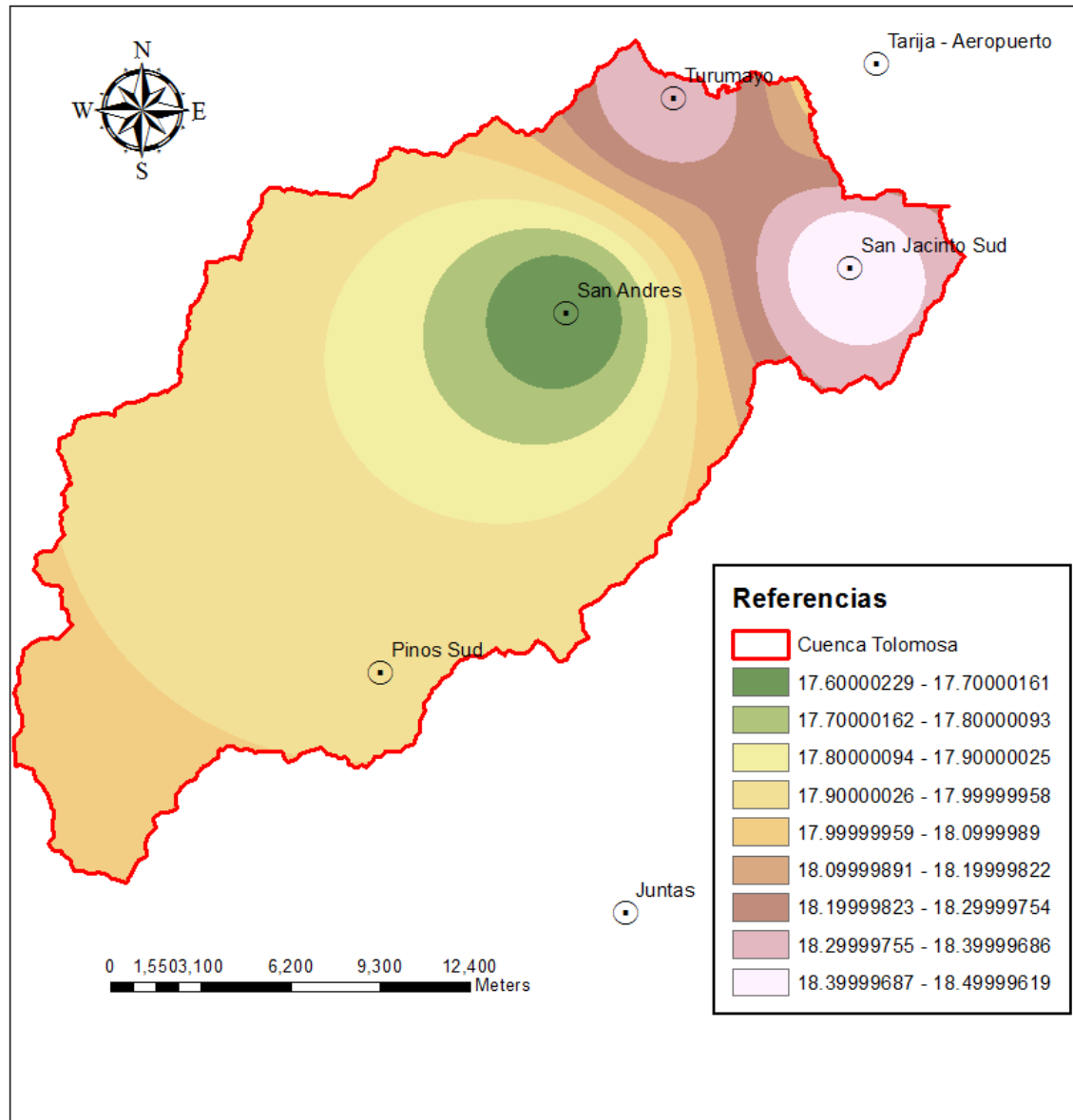


Fuente: Elaboración propia.

3.3.1. ANÁLISIS DE TEMPERATURA

Por medio de la información meteorológica de las estaciones, la cuenca Tolomosa presenta valores de temperaturas medias que oscilan entre 17°C y 18°C. En la figura 18 se describe el mapa de isolíneas e isotermas de la temperatura media anual.

Figura 18. Mapa de Isolíneas e Isotermas.



Fuente: Elaboración propia.

3.3.2. ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL

En el cálculo de la evapotranspiración potencial, se empleará el método de FAO Penman-Monteith para determinar la evapotranspiración de referencia, en función a la información meteorológica que presentan las estaciones influyentes en la cuenca del río Tolomosa.

El procedimiento de cálculo se especifica en el acápite 2.1.6.4.

3.3.2.1. Evapotranspiración de Referencia ETo FAO Penman-Monteith.

El procedimiento de cálculo se detalla en el Anexo 4, en la tabla 14 se presentan los resultados de la evapotranspiración de referencia ETo mediante la aplicación del método de FAO Penman-Monteith para cada una de las estaciones meteorológicas que influyen en la cuenca del río Tolomosa. Estos resultados son determinados para el periodo de registro extenso de las estaciones.

Tabla 14. Valores de ETo por estación.

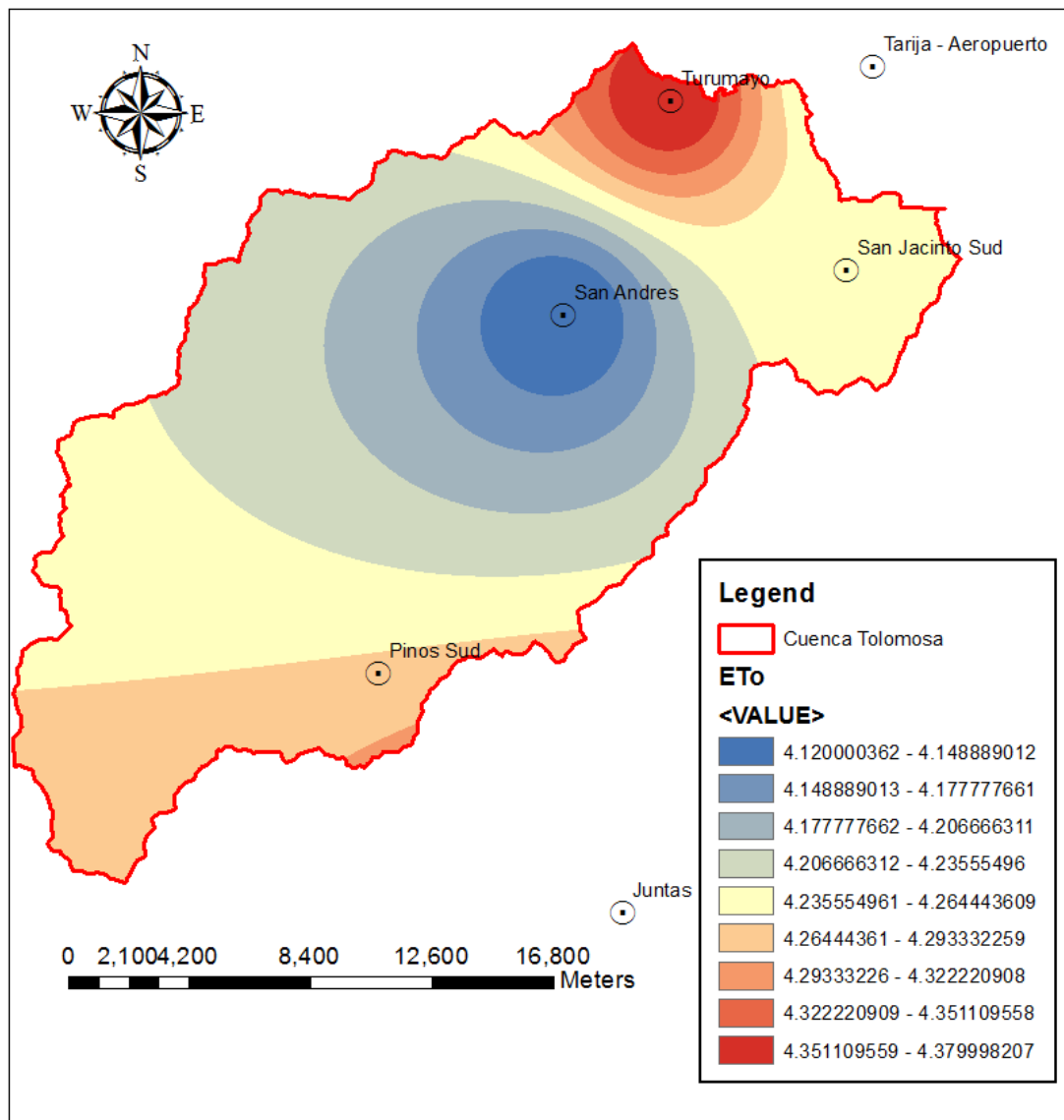
<i>Evapotranspiración de referencia ETo (mm/día)</i>												
Estaciones	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Juntas	4.96	4.60	4.10	3.68	3.25	3.05	3.51	4.41	5.15	5.33	5.28	5.15
San Andrés	4.62	4.33	3.86	3.51	3.22	3.25	3.35	4.13	4.72	4.84	4.86	4.76
San Jacinto Sud	4.81	4.53	4.08	3.66	3.23	3.08	3.26	4.11	4.83	5.13	5.23	5.07
Turumayo	4.94	4.62	4.17	3.71	3.44	3.38	3.61	4.30	4.94	5.09	5.31	5.12
Aeropuerto	4.92	4.57	4.10	3.61	3.09	2.68	2.95	3.82	4.77	5.29	5.39	5.19

<i>Evapotranspiración de referencia ETo (mm/mes)</i>												
Estaciones	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Juntas	153.73	128.73	127.03	110.26	100.63	91.41	108.69	136.84	154.47	165.13	158.50	159.50
San Andrés	143.27	121.11	119.74	105.33	99.97	97.56	103.80	128.02	141.68	150.15	145.73	147.60
San Jacinto Sud	149.10	126.71	126.59	109.72	100.03	92.37	101.17	127.40	144.86	159.01	156.84	157.19
Turumayo	153.08	129.26	129.13	111.31	106.72	101.44	111.89	133.24	148.08	157.72	159.33	158.65
Aeropuerto	152.42	128.07	127.12	108.23	95.65	80.39	91.33	118.34	143.23	164.09	161.55	160.93
Promedio	150.32	126.78	125.92	108.97	100.60	92.63	103.38	128.77	146.46	159.22	156.39	156.78

3.3.2.2. Evaluación espacial de la evapotranspiración potencial

Con los resultados del análisis puntual para las estaciones de la cuenca, se elaboró el mapa de isolíneas de evapotranspiración potencial elaborado en la plataforma de ArcView y el cálculo de las series mensuales para las subcuencas en que se aplicó el modelo, para todo el periodo 1975-2017.

Figura 19. Mapa de isolíneas ETo.



Fuente: Elaboración propia.

3.4. INFORMACIÓN PLUVIOMÉTRICA

Las estaciones empleadas para el estudio se detallan en la tabla 15, describiendo el mes y año de inicio de su operación.

Tabla 15. Estaciones pluviométricas.

Nombre	Latitud Sur	Longitud Oeste	Altitud (msnm)	Fecha inicio	Fecha Final	Gestión
Juntas	21° 48' 37"	64° 47' 51"	1882	abr-75	dic-17	SENAMHI
San Andrés	21° 37' 24"	64° 48' 54"	1987	jul-75	dic-17	SENAMHI
San Jacinto Sud	21° 36' 37"	64° 43' 12"	1800	jun-75	dic-17	SENAMHI
Turumayo	21° 33' 24"	64° 46' 42"	1978	ene-99	dic-16	SENAMHI
Pinos Sud	21° 44'	64° 53'	2100	ago-91	dic-17	SENAMHI
Aeropuerto	21° 32' 48"	64° 42' 39"	1849	oct-75	dic-17	SENAMHI
Chocloca	21° 45'	64° 44'	1800	abr-75	mar-12	SENAMHI
Calderillas	21° 45'	64° 57'	2800	jun-75	jul-03	SENAMHI

Fuente: Elaboración Propia.

Se debe destacar que la estación de Pinos Sud fue reubicada en agosto de 1991, por tal motivo se debe considerar desde esa fecha para el análisis y cálculo de la precipitación media debido a que el método de polígonos de Thiessen no permite la flexibilidad en el cambio de ubicación.

El periodo de registro pluviométrico se considera desde 1974-1975, para las estaciones que tengan un extenso registro de información; basándose en que las estaciones de mayor influencia para la cuenca Tolomosa inician en tales años.

3.4.1. ANÁLISIS DE CONSISTENCIA

Curva de dobles acumulaciones

La estación Aeropuerto-Tarija fue seleccionada como estación índice para la construcción de las curvas de dobles acumulaciones para cada estación en estudio. A continuación se presentan los valores del coeficiente de regresión lineal para estación en relación a las precipitaciones acumuladas de estación en estudio y estación índice. En el Anexo 5, se ubican los análisis de consistencia.

Aeropuerto - Turumayo	r	0.9985
Aeropuerto - San Andrés	r	0.9985
Aeropuerto - San Jacinto Sud	r	0.9969
Aeropuerto - Pinos Sud	r	0.9989
Aeropuerto - Juntas	r	0.9987
Aeropuerto - Chocloca	r	0.9995
Aeropuerto - Calderillas	r	0.9992

De acuerdo a estos valores, se determina que las estaciones son consistentes debido a que el límite para este análisis es que los registros cumplan con una regresión mínima de 0,95.

3.4.2. RECONSTITUCIÓN DE DATOS FALTANTES ANUALES

Método de la regresión lineal

Se trabajó con los datos anuales para la determinación de la precipitación promedio anual de la cuenca Tolomosa de acuerdo a los métodos que se describen en el apartado 3.5.

La estación Pinos Sud fue la estación primordial para completar los datos faltantes en la estación Aeropuerto-Tarija, posteriormente esta segunda fue la base para complementar la información pluviométrica de las demás estaciones. En la tabla 16 se muestran los valores completos de cada estación por el método de la regresión lineal.

Tabla 16. Valores anuales completados por el método de la regresión lineal.

Años de registro	PINOS SUD	AEROPUERT. TARIJA	TURUMAYO	SAN ANDRES	SAN JACINTO SUD	JUNTAS	CHOCLOCA	CALDERILLAS
74-75		635.60		1191.42	656.96	772.99	733.35	1746.50
75-76		593.80		683.70	430.20	577.40	449.50	1735.80
76-77		471.30		866.20	419.30	713.40	623.80	1177.00
77-78		622.30		999.30	520.30	610.60	508.60	1092.30
78-79		696.10		1271.00	665.70	898.10	940.60	1570.60
79-80		676.50		1428.30	684.90	1002.00	855.70	1403.90
80-81		513.70		1012.20	605.80	820.40	740.60	1300.70
81-82		638.90		1139.20	732.41	567.80	571.70	1305.90
82-83		397.80		757.20	338.20	563.70	488.20	663.30
83-84		609.30		1121.93	680.90	658.90	639.80	1714.10
84-85		639.60		1112.20	523.80	761.30	596.50	1298.20
85-86		666.30		1290.00	704.25	965.44	609.70	1444.70
86-87		709.00		943.70	775.80	833.20	878.70	1438.30
87-88		654.70		1142.30	503.30	788.70	581.50	1431.90
88-89		508.10		894.50	564.70	656.00	620.60	1000.20
89-90		575.10		1180.70	626.90	582.00	607.30	970.10
90-91		690.20		1174.60	673.70	622.00	761.90	1484.70
91-92	1138.70	640.20		981.80	443.90	586.00	608.40	943.50
92-93	1194.60	492.90		972.80	497.00	524.00	629.70	1139.00
93-94	1193.20	558.50		991.80	505.20	558.00	657.40	1053.20
94-95	984.30	529.50		1049.10	493.52	673.50	692.80	1099.00

95-96	1087.40	649.00		1304.90	677.60	605.50	759.96	1080.00
96-97	1079.20	599.30		950.80	639.50	637.00	656.30	1329.70
97-98	918.80	448.13		740.60	447.20	417.50	508.60	905.80
98-99	1270.60	630.50	855.21	1208.90	497.90	873.00	605.00	1219.30
99-00	1558.70	599.20	780.80	1204.40	586.80	1061.00	661.05	1758.70
00-01	1207.90	513.50	854.50	1000.00	611.40	871.50	490.85	1461.60
01-02	1228.90	614.00	987.10	1290.30	876.00	821.00	690.45	1409.70
02-03	1400.50	548.80	736.50	1132.30	610.30	681.50	560.96	1185.99
03-04	1250.80	539.20	894.10	1055.60	725.70	928.10	776.70	
04-05	1296.20	612.50	788.90	1195.60	656.50	777.60	664.30	
05-06	1388.10	728.80	1042.50	1226.80	675.60	947.00	790.10	
06-07	1210.20	562.20	763.60	1109.50	595.50	908.80	691.50	
07-08	1329.60	651.10	1101.60	1433.00	652.20	663.50	805.50	
08-09	1312.80	696.20	947.50	1290.90	726.60	980.10	853.70	
09-10	1132.40	600.30	725.10	1025.70	541.80	786.60	663.24	
10-11	808.80	583.70	661.70	806.80	482.10	549.60	630.27	
11-12	1491.50	708.95	573.20	1202.10	702.40	852.82	879.02	
12-13	954.40	475.20	596.50	917.60	507.20	598.41		
13-14	1196.50	438.60	553.80	736.90	442.80	558.57		
14-15	1681.60	740.90	882.50	1152.30	767.70	893.90		
15-16	1014.50	452.80	508.80	708.43	469.90	567.00		
16-17	1182.40	503.20	647.26	841.59	538.40	323.10		
Media	1212.02	591.06	784.27	1063.70	592.51	721.83	670.63	1288.40

En el Anexo 5 se presentan los correspondientes cálculos para cada estación.

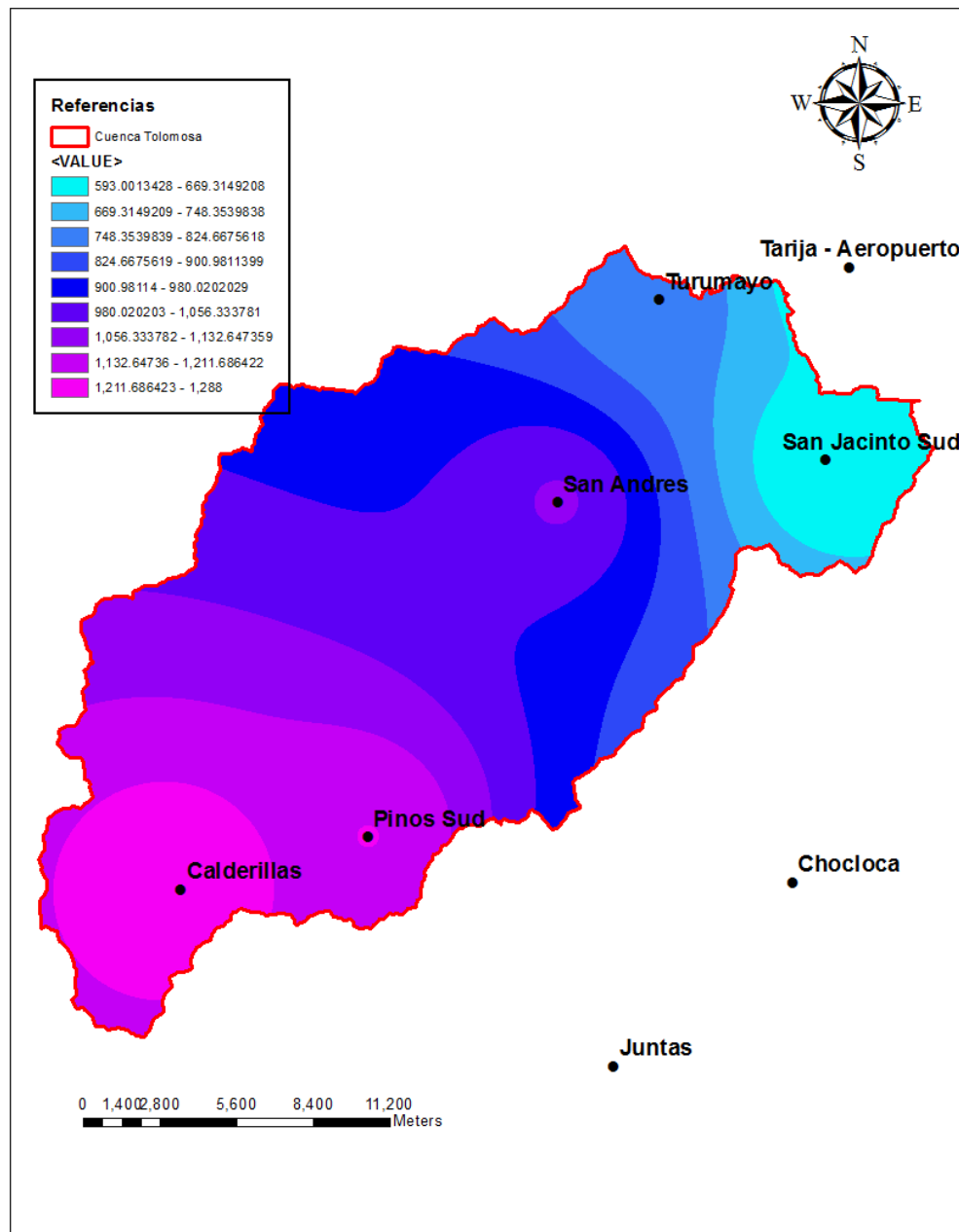
3.5. PRECIPITACIÓN PROMEDIO DE LA CUENCA DEL RÍO TOLOMOSA

3.5.1. Curvas Isoyetas

Mediante la aplicación del programa ArcGis, el cálculo por este método se simplifica obteniendo el valor de la precipitación promedio anual.

P_{med} Isoyetas	993	mm
--------------------	-----	----

Figura 20. Curvas Isoyetas.



3.5.2. Polígonos de Thiessen

Con la plataforma de ArcView, se determinó las áreas de influencia de las estaciones Aeropuerto-Tarija, Turumayo, San Andrés, San Jacinto Sud, Pinos Sud, Chocloca y Calerillas presentadas en la tabla 19.

Figura 21. Polígonos de Thiessen.

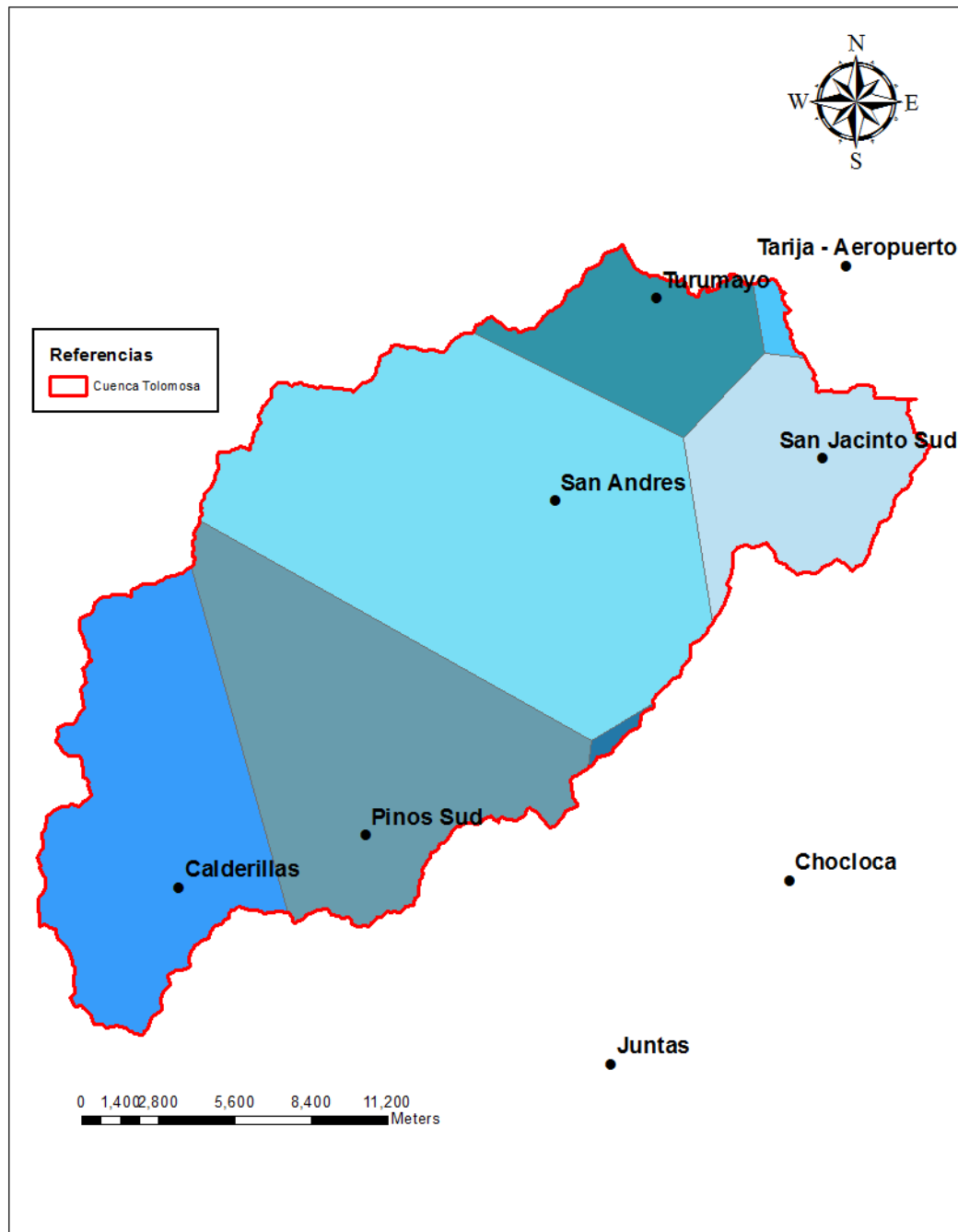


Tabla 17. Método Polígonos de Thiessen.

Cód. Est	Estación	P (mm)	Área parcial m ²	Área parcial km ²	Producto	pi
1001	Tarija - Aeropuerto	591.06	2965717.97	2.97	1752.92	0.006
1002	Turumayo	784.27	37634881.00	37.63	29515.91	0.080
1003	San Andrés	1063.7	172405580.90	172.41	183387.82	0.368
1004	San Jacinto Sud	592.51	51390423.94	51.39	30449.34	0.110
1005	Pinos Sud	1212.02	109778373.69	109.78	133053.58	0.234
1007	Chocloca	670.63	1415175.68	1.42	949.06	0.003
1008	Calderillas	1288.4	93511517.92	93.51	120480.24	0.199
Total =				469.10	499588.87	1.00

De los cálculos correspondientes de acuerdo a la ecuación 2.20, la precipitación promedio en la cuenca del río Tolomosa es:

P_{med Thiessen}	1065	mm
---------------------------------	------	----

Se rechaza a la estación de Juntas porque no ejerce influencia en la cuenca del río Tolomosa.

La determinación de los pesos asignados a cada estación, se basa en la relación entre el área de influencia A_i de la estación y el área de la cuenca A_c .

$$p_i = \frac{A_i}{A_c} \quad \text{Ec. 3. 5}$$

Para el procedimiento en el software CHAC, los pesos de las estaciones se presentaran en forma adimensional, según lo que el manual indica. En la tabla 18 se indican los pesos.

Tabla 18. Pesos correspondientes a cada estación.

Cód. Est	Estación	Área parcial km ²	pi
1001	Tarija - Aeropuerto	3	0.006
1002	Turumayo	38	0.080
1003	San Andrés	172	0.368
1004	San Jacinto Sud	51	0.110
1005	Pinos Sud	110	0.234
1007	Chocloca	1	0.003
1008	Calderillas	94	0.199
		469	1.00

3.5.3. Precipitación promedio anual

De acuerdo a los resultados obtenidos por ambos métodos, la precipitación media anual en la cuenca Tolomosa es:

$$P_{med} = \frac{993 + 1065}{2}$$

P_{med}	1029	mm
-----------	-------------	-----------

3.6. INFORMACIÓN HIDROMÉTRICA BÁSICA

Estación de control San Jacinto

Coordenadas geográficas		Coordenadas UTM		Altitud (msnm)
Latitud S	Longitud O	X	Y	
21° 36'	64° 43'	322292	7610466	1860

Los periodos que se asumieron para la calibración se consideraron desde 1978/79 a 1983/84 (6 años), la totalidad de registros que se disponen en la estación.

Tabla 19. Registro de caudales medios mensuales estación San Jacinto en m³/s.

Periodo	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
1978-79	2.37	4.37	21.75	23.42	37.45	27.83	13.63	5.80	3.47	2.63	2.13	1.34
1979-80	1.41	2.68	13.92	38.14	25.75	41.38	10.00	4.21	2.54	1.75	1.27	0.85
1980-81	1.22	1.51	2.55	14.15	26.95	15.31	8.64	4.33	2.66	1.91	1.40	1.10
1981-82	1.05	5.62	11.98	29.59	27.09	39.80	13.89	5.64	3.11	2.06	1.64	1.58
1982-83	1.53	3.78	10.57	11.96	8.85	4.12	2.64	1.90	1.46	1.23	0.94	0.74
1983-84	0.59	1.72	3.06	32.86	64.80	71.18	21.08	5.14	2.96	2.03	1.63	1.26

4. MODELO DE TEMEZ MEDIANTE EL PROGRAMA CHAC.

4.1. ESTIMACIÓN DE CAUDALES MEDIOS POR EL MODELO DE TÉMEZ

4.1.1. CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS DE LA UNIDAD HIDROGRÁFICA

4.1.1.1. Número de Curva

El cálculo de este parámetro, se realizó mediante la información de los mapas temáticos del Zonisig, provistos en la extensión ArcInfo, y la aplicación del DEM ASTGM_S22W065; desarrollándolos en la plataforma del ArcGis se determinaron los valores de Curve Number (número de curva) en base a la clasificación que realiza el Soil Conservation Sources (SCS), en la tabla 20 se presentan para cada grupo y el tipo de uso de suelos juntamente con el área de influencia.

Tabla 20. Determinación del Número de Curva para cada grupo.

VEGET_SCS	GHS	CN	AREA_CN	CN*AREA
Bosque cubierta buena	B	55	6.93	380.94
Bosque cubierta buena	C	70	0.65	45.57
Bosque troncos delgados cubierta pobre sin hierbas	A	45	111.82	5032.08
Bosque troncos delgados cubierta pobre sin hierbas	B	66	17.67	1166.48
Bosque troncos delgados cubierta pobre sin hierbas	C	77	1.98	152.55
Pastizales condiciones óptimas	A	39	0.03	0.99
Pastizales condiciones óptimas	B	61	1.54	94.23
Pastizales condiciones óptimas	C	74	14.43	1068.14
Pastizales condiciones pobres	A	68	55.97	3805.76
Pastizales condiciones pobres	B	79	156.46	12359.99
Pastizales condiciones pobres	C	86	1.82	156.26
Tierra cultivada con tratamientos de conservación	A	62	17.10	1060.32
Tierra cultivada con tratamientos de conservación	B	71	34.58	2455.45
Tierra cultivada con tratamientos de conservación	C	78	42.82	3339.90
	Total		463.81	31118.66

Fuente: Elaboración propia, en base a valores exportados de ArcGis y a datos del SCS.

Para el estudio de la unidad hidrográfica se debe calcular el valor ponderado del número de curva, se realiza mediante la ecuación

$$CN_{Ponderado} = \frac{\sum_{i=1}^N (CN_i * A_i)}{A_t}$$

Ec. 4. 1

Donde

$CN_{ponderado}$: Número de curva ponderado, adimensional.

CN_i : Número de curva para una determinada región, adimensional.

A_i : Área parcial de una determinada región, en km^2 .

A_t : Suma de las áreas parciales, en km^2 .

En la tabla 21 se presenta el valor del Número de Curva para la cuenca del río Tolomosa en función al grupo de suelos y a la vegetación y tipo de usos del mismo.

Tabla 21. Número de Curva (CN) ponderado.

CN Ponderado	67,09 \cong	67
---------------------	---------------	----

4.1.1.2. Registro de Precipitaciones

El estudio se realizara en el periodo de 1978/79 a 1983/84, en función a la disponibilidad de información de las estaciones. En la tabla 22 se indica las precipitaciones mensuales de cada estación en el periodo establecido.

Tabla 22. Información Pluviométrica 1978 a 2017

Alturas de precipitación periodo 1978/79 a 1983/84												
	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
78-79	88.2	112.7	264.7	199.8	142.1	154.4	27.5	2.6	4.9	19.2	9.4	3.5
79-80	49.3	104.7	216.0	215.1	165.7	217.3	24.5	10.2	0.3	0.0	6.1	0.6
80-81	82.0	62.9	101.8	220.0	181.8	100.0	68.4	1.3	0.0	0.5	9.5	6.4
81-82	39.0	142.7	162.7	188.5	119.1	135.1	69.3	5.6	0.0	0.0	0.5	15.2
82-83	31.8	76.5	153.5	129.0	80.6	26.6	11.0	7.4	1.2	1.6	1.8	7.9
83-84	39.2	88.3	100.0	257.1	225.5	226.8	13.7	3.6	0.0	0.0	20.5	2.4

4.1.1.3. Estimación de la evapotranspiración

Aplicando el método de FAO Penman-Monteith, se calcularon los valores de evapotranspiración potencial ET_0 para los periodos de 1978/79 a 1983/84, en función a las estaciones con registros en dichos años.

Tabla 23. Evapotranspiración potencial.

<i>Evapotranspiración de referencia FAO Penman-Monteith ET_0 (mm/mes)</i>												
Año	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
78-79	143.70	117.65	109.40	91.69	69.25	51.52	58.43	75.49	100.28	129.83	168.68	153.78
79-80	163.42	145.81	130.56	95.35	73.60	67.82	79.86	99.53	112.59	147.30	160.61	172.79
80-81	163.94	161.40	149.95	116.48	86.85	93.07	87.93	119.96	122.38	143.21	100.73	104.55
81-82	105.76	95.62	127.35	108.06	83.44	79.01	86.38	108.52	149.67	167.10	195.76	178.36
82-83	174.91	163.51	133.47	116.64	82.67	91.67	90.40	114.95	121.57	158.52	166.08	161.15
83-84	184.16	141.10	132.73	98.31	78.03	71.64	71.55	107.92	131.58	160.40	160.96	168.88

4.1.1.4. Número de días de lluvia

El número de días de lluvia se basa en el promedio de pluviometría mensual de la etapa de estudio establecida, sin embargo se determinó un valor aproximado en base al valor con mayor frecuencia de presencia.

4.1.1.5. Método de abstracciones hidrológicas del SCS

Tabla 24. Abstracciones hidrológicas según SCS.

Calculo de abstracciones del SCS			
Nomenclatura SCS	Nomenclatura Témez	Valor	Unidad
S	$H_{m\acute{a}x}$	125,10	mm
I_a	P_o	25,02	mm
P	P	1029,09	mm
P_e	P_e	892,83	mm
F_a	$I_{m\acute{a}x}$	111,24	mm

Este método, al basarse en el cálculo de Número de Curva, permite obtener valores aproximados de las características hidrológicas que infieren en una zona considerando el movimiento de agua desde la interceptación de la cobertura vegetal hasta el paso de infiltración mediante los poros de los suelos.

4.2.CALIBRACIÓN DEL MODELO DE TÉMEZ

Para la calibración del modelo de Témez, se define el periodo hidrológico de estudio considerado desde 1978 a 1984. Los parámetros de calibración se puntualizan por el coeficiente C, la recarga del acuífero α , la humedad máxima H_{\max} y la infiltración máxima I_{\max} .

Se considera el Volumen inicial de acuífero y la humedad inicial como valores nulos. A continuación se presentan los cálculos realizados para cada año del periodo hidrológico considerado.

Se procedió a efectuar prueba-error con los parámetros C, coeficiente de excedencia, y α , recarga de acuífero, basándose en la variabilidad que representan estos factores en la influencia del escurrimiento en la cuenca y por la falta de información concreta respecto a estos. Tomando como base a los parámetros H_{\max} e I_{\max} , humedad máxima del suelo e infiltración máxima respectivamente calculados por el método de abstracciones hidrológicas SCS, se iteró diversos valores cercanos a éstos debido a que representan las características de suelo de la cuenca, siendo información fundamental en los estudios hidrológicos. Los parámetros determinados por la calibración en Excel, se detallan en la tabla 25.

Tabla 25. Parámetros de calibración del modelo de Témez.

Q_o	0	m^3/s
H_o	0	mm
c	0.3	-
α	0.05	1/día
H_{\max}	150	mm
I_{\max}	100	mm
t	15	días
A_c	469.1	km^2

A continuación, se presentan las tabulaciones de cálculo para el modelo de Témez, en los periodos asignados al proceso de calibración, tales resultados serán la base para comprobar gráficamente si el programa CHAC es fiable.

PARÁMETROS	CALIBRACIÓN											
	1978-79											
	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
P _i (mm)	88.18	112.68	264.68	199.76	142.14	154.38	27.50	2.56	4.88	19.16	9.38	3.50
P _o (mm)	45.00	45.00	45.00	31.77	24.71	19.78	12.32	22.27	44.15	45.00	45.00	45.00
H _{max} (mm)	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00
EP (mm)	143.70	117.65	109.40	91.69	69.25	51.52	58.43	75.49	100.28	129.83	168.68	153.78
ER (mm)	81.79	117.65	109.40	91.69	69.25	51.52	58.43	60.99	65.87	85.03	94.41	97.91
I _{max} (mm)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
C	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
H _i (mm)	0.00	0.00	44.10	67.63	84.08	108.94	75.75	2.82	0.00	0.00	0.00	0.00
α	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
t (días)	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
δ	293.70	267.65	259.40	197.59	151.62	117.43	99.49	149.74	247.46	279.83	318.68	303.78
T _i (mm)	6.39	15.78	111.18	84.54	56.44	78.01	2.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
I _i (mm)	6.00	13.63	52.65	45.81	36.08	43.82	2.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
A _{sup_i} (mm)	0.38	2.15	58.53	38.73	20.36	34.19	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _{sup_i} (m ³ /s)	0.14	0.78	21.19	14.02	7.37	12.37	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
R _i (Hm ³)	2.82	6.39	24.70	21.49	16.92	20.56	1.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _i (Hm ³ /dia)	0.10	0.27	0.97	1.20	1.15	1.25	0.63	0.30	0.14	0.07	0.03	0.01
V _i (Hm ³)	1.94	5.31	19.48	23.97	22.95	24.97	12.51	5.91	2.79	1.32	0.62	0.29
A _{sub} (Hm ³)	0.88	8.06	29.03	39.77	39.75	42.26	25.38	12.21	5.77	2.72	1.29	0.61
Q _{sub_i} (m ³ /s)	0.68	6.22	22.40	30.69	30.67	32.61	19.58	9.42	4.45	2.10	0.99	0.47
Q _{sim} (m ³ /s)	0.82	7.00	43.58	44.71	38.04	44.98	19.60	9.42	4.45	2.10	0.99	0.47

PARÁMETROS	CALIBRACIÓN											
	1979-80											
	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
P_i (mm)	49.26	104.74	216.04	215.06	165.72	217.34	24.46	10.16	0.28	0.04	6.12	0.64
P_o (mm)	45.00	45.00	45.00	40.94	29.95	22.11	13.60	30.50	45.00	45.00	45.00	45.00
H_{max} (mm)	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00
EP (mm)	163.42	145.81	130.56	95.35	73.60	67.82	79.86	99.53	112.59	147.30	160.61	172.79
ER (mm)	147.11	145.81	130.56	95.35	73.60	67.82	79.86	90.02	90.30	90.34	96.46	97.10
I_{max} (mm)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
C	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
H_i (mm)	0.00	0.00	13.53	50.18	76.28	104.68	48.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
α	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
t (días)	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
δ	313.42	295.81	280.56	231.82	173.42	141.53	125.18	201.21	262.59	297.30	310.61	322.79
T_i (mm)	0.07	11.49	71.95	83.06	66.02	121.13	0.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
I_i (mm)	0.07	10.31	41.84	45.37	39.76	54.78	0.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
A_{sup_i} (mm)	0.00	1.18	30.11	37.69	26.25	66.35	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q_{sup_i} (m ³ /s)	0.00	0.43	10.90	13.64	9.50	24.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
R_i (Hm ³)	0.03	4.84	19.63	21.28	18.65	25.70	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q_i (Hm ³ /día)	0.01	0.17	0.75	1.09	1.15	1.43	0.69	0.33	0.15	0.07	0.03	0.02
V_i (Hm ³)	0.16	3.40	15.10	21.76	23.10	28.57	13.80	6.52	3.08	1.45	0.69	0.32
A_{sub} (Hm ³)	0.32	4.83	22.27	35.29	39.26	47.37	28.33	13.48	6.37	3.01	1.42	0.67
Q_{sub_i} (m ³ /s)	0.24	3.72	17.19	27.23	30.29	36.55	21.86	10.40	4.91	2.32	1.10	0.52
Q_{sim} (m ³ /s)	0.24	4.15	28.08	40.87	39.79	60.57	21.86	10.40	4.91	2.32	1.10	0.52

PARÁMETROS	CALIBRACIÓN											
	1980-81											
	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
P _i (mm)	82.04	62.90	101.76	220.00	181.82	99.96	68.42	1.32	0.00	0.54	9.48	6.36
P _o (mm)	45.00	45.00	45.00	45.00	37.12	28.37	32.96	40.70	45.00	45.00	45.00	45.00
H _{max} (mm)	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00
EP (mm)	163.94	161.40	149.95	116.48	86.85	93.07	87.93	119.96	122.38	143.21	100.73	104.55
ER (mm)	163.94	161.40	149.95	116.48	86.85	93.07	87.93	89.25	89.25	89.79	99.27	104.55
I _{max} (mm)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
C	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
H _i (mm)	0.00	0.00	0.00	26.28	55.44	40.12	14.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
α	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
t (días)	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
δ	313.94	311.40	299.95	266.48	210.57	187.64	197.80	255.61	272.38	293.21	250.73	254.55
T _i (mm)	4.48	1.13	10.34	77.24	65.81	22.20	6.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
I _i (mm)	4.29	1.11	9.37	43.58	39.69	18.17	5.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
A _{sup_i} (mm)	0.19	0.01	0.97	33.66	26.12	4.03	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _{sup_i} (m ³ /s)	0.07	0.00	0.35	12.18	9.46	1.46	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
R _i (Hm ³)	2.01	0.52	4.39	20.44	18.62	8.52	2.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _i (Hm ³ /dia)	0.08	0.05	0.18	0.79	1.01	0.77	0.46	0.22	0.10	0.05	0.02	0.01
V _i (Hm ³)	1.54	1.09	3.53	15.72	20.22	15.41	9.18	4.34	2.05	0.97	0.46	0.22
A _{sub} (Hm ³)	2.26	2.01	5.30	23.19	33.33	27.97	17.72	8.97	4.24	2.00	0.95	0.45
Q _{sub_i} (m ³ /s)	1.74	1.55	4.09	17.89	25.72	21.58	13.67	6.92	3.27	1.54	0.73	0.34
Q _{sim} (m ³ /s)	1.81	1.55	4.44	30.08	35.17	23.04	13.81	6.92	3.27	1.54	0.73	0.34

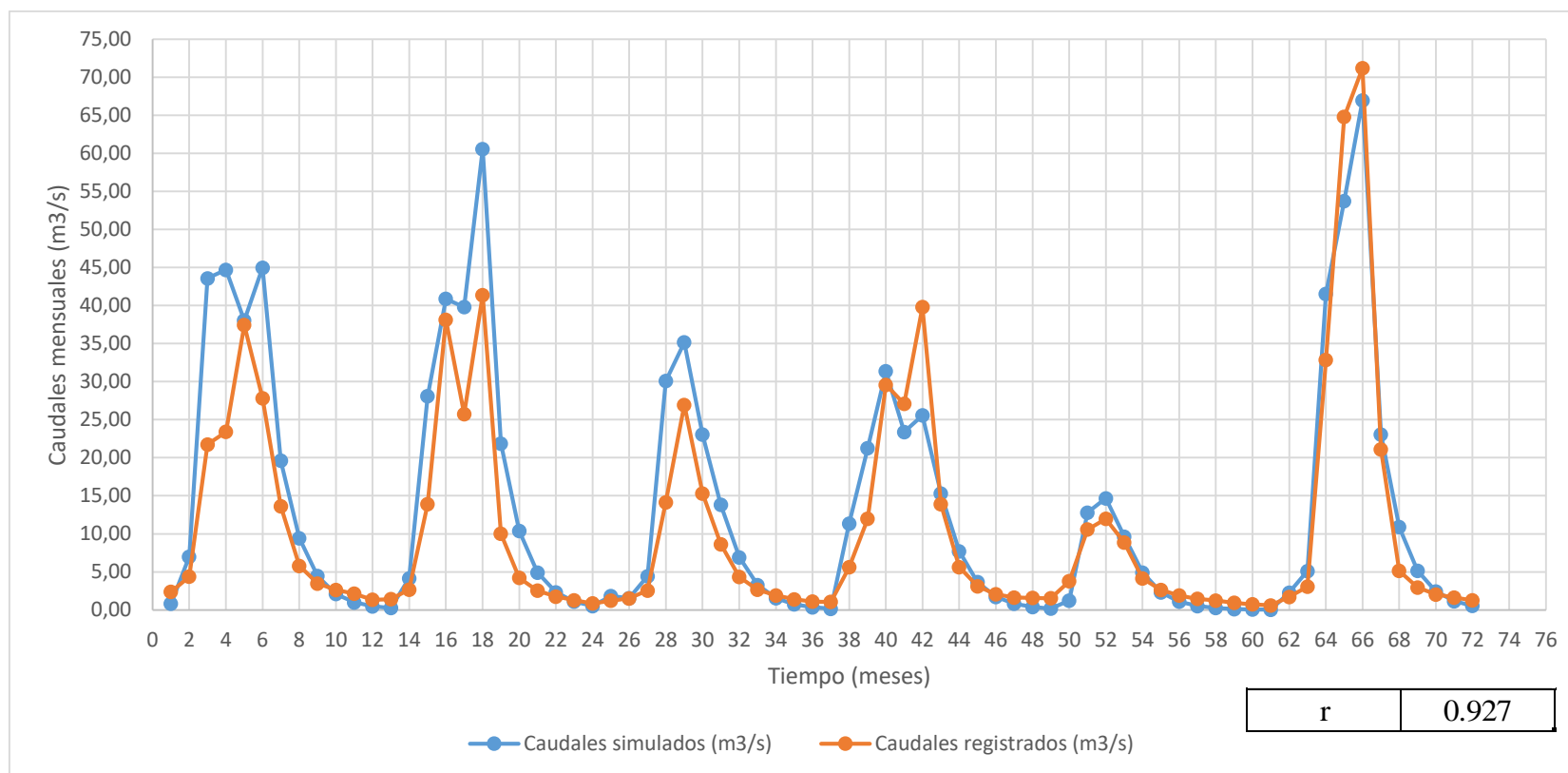
PARÁMETROS	CALIBRACIÓN											
	1981-82											
	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
P _i (mm)	39.04	142.68	162.66	188.46	119.08	135.08	69.34	5.56	0.00	0.00	0.48	15.24
P _o (mm)	45.00	45.00	40.48	42.91	36.75	34.15	29.10	36.71	45.00	45.00	45.00	45.00
H _{max} (mm)	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00
EP (mm)	105.76	95.62	127.35	108.06	83.44	79.01	86.38	108.52	149.67	167.10	195.76	178.36
ER (mm)	105.76	95.62	127.35	108.06	83.44	79.01	86.38	91.94	91.94	91.94	92.42	107.66
I _{max} (mm)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
C	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
H _i (mm)	0.00	15.07	6.98	27.49	36.18	53.01	27.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
α	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
t (días)	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
δ	255.76	245.62	262.28	251.08	205.95	192.83	183.37	230.87	299.67	317.10	345.76	328.36
T _i (mm)	0.00	31.99	43.40	59.89	26.95	39.24	8.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
I _i (mm)	0.00	24.23	30.26	37.46	21.23	28.18	7.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
A _{sup_i} (mm)	0.00	7.75	13.13	22.44	5.72	11.06	0.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _{sup_i} (m ³ /s)	0.00	2.81	4.75	8.12	2.07	4.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
R _i (Hm ³)	0.00	11.37	14.20	17.57	9.96	13.22	3.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _i (Hm ³ /día)	0.01	0.39	0.67	0.92	0.78	0.82	0.51	0.24	0.11	0.05	0.03	0.01
V _i (Hm ³)	0.10	7.86	13.47	18.44	15.55	16.43	10.24	4.84	2.29	1.08	0.51	0.24
A _{sub} (Hm ³)	0.21	11.08	21.38	30.12	27.62	27.95	19.53	10.00	4.72	2.23	1.05	0.50
Q _{sub_i} (m ³ /s)	0.16	8.55	16.50	23.24	21.31	21.57	15.07	7.72	3.64	1.72	0.81	0.38
Q _{sim} (m ³ /s)	0.16	11.35	21.25	31.36	23.38	25.57	15.30	7.72	3.64	1.72	0.81	0.38

PARÁMETROS	CALIBRACIÓN											
	1982-83											
	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
P _i (mm)	31.82	76.46	153.54	129.02	80.60	26.58	11.04	7.42	1.18	1.60	1.82	7.86
P _o (mm)	45.00	45.00	45.00	45.00	45.00	45.00	45.00	45.00	45.00	45.00	45.00	45.00
H _{max} (mm)	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00
EP (mm)	174.91	163.51	133.47	116.64	82.67	91.67	90.40	114.95	121.57	158.52	166.08	161.15
ER (mm)	139.48	163.51	133.47	116.64	82.67	91.67	90.40	97.82	99.00	100.60	102.42	110.28
I _{max} (mm)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
C	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
H _i (mm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
α	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
t (días)	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
δ	324.91	313.51	283.47	266.64	232.67	241.67	240.40	264.95	271.57	308.52	316.08	311.15
T _i (mm)	0.00	3.30	33.95	23.10	5.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
I _i (mm)	0.00	3.19	25.35	18.76	5.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
A _{sup_i} (mm)	0.00	0.11	8.60	4.33	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _{sup_i} (m ³ /s)	0.00	0.04	3.11	1.57	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
R _i (Hm ³)	0.00	1.50	11.89	8.80	2.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _i (Hm ³ /día)	0.01	0.05	0.43	0.51	0.33	0.15	0.07	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00
V _i (Hm ³)	0.11	1.08	8.68	10.15	6.53	3.08	1.46	0.69	0.32	0.15	0.07	0.03
A _{sub} (Hm ³)	0.24	1.56	12.54	16.98	12.34	6.37	3.01	1.42	0.67	0.32	0.15	0.07
Q _{sub_i} (m ³ /s)	0.18	1.20	9.68	13.10	9.52	4.92	2.32	1.10	0.52	0.24	0.12	0.05
Q _{sim} (m ³ /s)	0.18	1.24	12.79	14.67	9.64	4.92	2.32	1.10	0.52	0.24	0.12	0.05

PARÁMETROS	CALIBRACIÓN											
	1983-84											
	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
P _i (mm)	39.22	88.32	100.00	257.14	225.48	226.80	13.70	3.58	0.00	0.00	20.48	2.36
P _o (mm)	45.00	45.00	45.00	45.00	29.85	19.06	12.49	29.85	45.00	45.00	45.00	45.00
H _{max} (mm)	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00
EP (mm)	184.16	141.10	132.73	98.31	78.03	71.64	71.55	107.92	131.58	160.40	160.96	168.88
ER (mm)	149.50	141.10	132.73	98.31	78.03	71.64	71.55	75.13	75.13	75.13	95.61	97.97
I _{max} (mm)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
C	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
H _i (mm)	0.00	0.00	0.00	50.50	86.48	108.38	50.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
α	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
t (días)	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
δ	334.16	291.10	282.73	248.31	177.53	135.16	113.17	207.40	281.58	310.40	310.96	318.88
T _i (mm)	0.00	6.48	10.33	108.32	111.48	133.26	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
I _i (mm)	0.00	6.09	9.37	52.00	52.71	57.13	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
A _{sup_i} (mm)	0.00	0.39	0.97	56.33	58.76	76.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _{sup_i} (m ³ /s)	0.00	0.14	0.35	20.39	21.27	27.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
R _i (Hm ³)	0.00	2.86	4.39	24.39	24.73	26.80	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _i (Hm ³ /día)	0.00	0.10	0.20	0.93	1.29	1.53	0.72	0.34	0.16	0.08	0.04	0.02
V _i (Hm ³)	0.02	1.97	3.95	18.63	25.80	30.60	14.46	6.83	3.23	1.52	0.72	0.34
A _{sub} (Hm ³)	0.03	2.77	6.17	27.41	42.07	51.07	29.89	14.12	6.67	3.15	1.49	0.70
Q _{sub_i} (m ³ /s)	0.03	2.14	4.76	21.15	32.46	39.40	23.06	10.89	5.15	2.43	1.15	0.54
Q _{sim} (m ³ /s)	0.03	2.28	5.11	41.54	53.73	66.96	23.06	10.89	5.15	2.43	1.15	0.54

En función a los resultados obtenidos, se construye la gráfica de comparación entre los caudales simulados por el modelo de Témez y los caudales registrados en la estación de aforos San Jacinto. Asimismo, se determina el valor del coeficiente de correlación de los caudales para conocer la aproximación entre los valores.

Figura 22. Periodo de calibración 1978-1981



4.3. APLICACIÓN DEL PROGRAMA CHAC

Para la aplicación del modelo se requiere clasificar por códigos a las estaciones y trabajar en coordenadas UTM, se detallan en las tablas 26 y 27.

Tabla 26. Estaciones de trabajo para programa CHAC.

Cód.	Estación	Coordenadas geográficas		Coordenadas UTM		Altitud msnm
		Latitud S	Longitud O	Coord. X	Coord. Y	
1001	Aeropuerto	21°32'48"	64°42'39"	322831	7616378	1849
1002	Turumayo	21°33'24"	64°46'42"	315852	7615192	1978
1003	San Andrés	21°32'48"	64°42'39"	312140	7607767	1987
1004	San Jacinto Sud	21°32'48"	64°42'39"	321960	7609324	1820
1005	Pinos Sud	21°32'48"	64°42'39"	305214	7595503	2100
1006	Juntas	21°32'48"	64°42'39"	314193	7587089	1882
1007	Chocloca	21°32'48"	64°42'39"	320752	7593839	1884
1008	Calderillas	21°32'48"	64°42'39"	298340	7593572	2800

Tabla 27. Estación hidrométrica San Jacinto para programa CHAC.

Cód.	Estación	Coordenadas geográficas		Coordenadas UTM		Altitud msnm
		Latitud S	Longitud O	Coord. X	Coord. Y	
5001	San Jacinto	21° 36'	64° 43'	322292	7610466	1860

4.3.1. SERIES TEMPORALES.

4.3.1.1. Dibujo de las Series Temporales.

Con esta opción se tiene la posibilidad de observar gráficamente la evolución en el tiempo de las series temporales, de cada una de las estaciones meteorológicas introducidas en el programa (Morales Jorges, 2004: 17)

En el Anexo 6 se detalla el dibujo de la serie temporal correspondiente a cada estación.

4.3.1.2. Cronograma.

Se compara gráficamente la consistencia en cuanto a datos de lluvia, por ejemplo, entre todas las estaciones consideradas en el proyecto, dándonos una idea más clara de los datos faltantes. (Morales Jorges, 2004: 18)

En el Anexo 6 se detalla el cronograma correspondiente a cada estación.

4.3.1.3. Estadísticos

Número de estaciones: 8

Registro de años: 43

Periodo hidrológico: 1953/54 - 2016/17

Tabla 28. Estadísticas CHAC.

Estación	Años totales	Completo	Media	CV	CS
1001	64	59	601.13	0.16	0.325
1002	19	17	788.16	0.22	0.098
1003	43	39	1073.73	0.18	-0.225
1004	43	39	588.35	0.20	0.166
1005	26	26	1212.02	0.16	0.282
1006	43	39	724.51	0.24	-0.011
1007	38	28	662.89	0.18	0.502
1008	36	33	1254.61	0.23	0.047

4.3.2. DOBLES ACUMULACIONES

En el anexo 6 se presentan los gráficos de dobles acumulación de cada estación en referencia a la estación de Aeropuerto Tarija

4.3.3. COMPLETADO DE DATOS

Aplicando el método CORMUL y considerando un umbral de priorización de 0,70 y el periodo de estudio establecido 1974/75 a 2016/17, el programa completó los datos de precipitaciones mensuales, los valores de los estadísticos de cada estación se presentan

en la tabla 29. Según la experiencia, mientras más bajo sea el valor del umbral de priorización, se efectúan mayores series completadas; en función a que resulta menos exigente la condición de correlación entre las estaciones que se trabajan.

Tabla 29. Estadísticos de la serie completada.

Estación	Años totales	Completos	Media	CV	CS
1001	43	43	589.57	0.15	-0.458
1002	43	17	788.16	0.22	0.098
1003	43	42	1056.06	0.20	-0.435
1004	43	43	590.61	0.19	0.141
1005	43	26	1212.02	0.16	0.282
1006	43	39	724.51	0.24	-0.011
1007	43	42	660.57	0.18	0.392
1008	43	28	1292.06	0.22	-0.085

4.3.4. PONDERACIÓN DE SERIES

Empleando los pesos determinados por los polígonos de Thiessen, se realizó la ponderación de las series completadas de precipitaciones mensuales con el reconocimiento de tipo de dato PMA, enfocándose en la estación de aforos de San Jacinto para proceder con el cálculo de aportaciones de la cuenca Tolomosa. En la tabla 30 se exhiben los valores de la precipitaciones medias areales desde 1974/75 a 2016/17. Este procedimiento se realizó de manera anual debido a fallas que el programa detectaba.

Cód. Est	Estación	Área parcial km ²	pi
1001	Tarija - Aeropuerto	3	0.006
1002	Turumayo	38	0.080
1003	San Andrés	172	0.368
1004	San Jacinto Sud	51	0.110
1005	Pinos Sud	110	0.234
1007	Chocloca	1	0.003
1008	Calderillas	94	0.199
		469	1.00

Los valores ponderados son asignados a la estación hidrométrica, en este caso a la estación de control San Jacinto.

Tabla 30. Valores PMA en formato LEMA.

Cód.	Tipo de dato	Año hidrológico	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	Total
5001	PMA	1974-75	10.9	25.1	63	132.6	103.9	45.9	18.6	1.5	0	3.2	0.4	23.3	428.5
5001	PMA	1975-76	28	64.3	143.9	146.2	90.5	140.1	9.6	12.5	0.6	0.2	5.9	7.9	649.5
5001	PMA	1976-77	14.7	46.1	88.5	79.8	134	112.8	58.8	13	0	0	29.5	26.5	603.8
5001	PMA	1977-78	39.3	86.1	130.2	125.7	130	73	47.7	4.8	0	0	0	10.7	647.5
5001	PMA	1978-79	71.4	90.5	187	177.2	139.1	140.6	26.4	4.1	2.7	13	5.4	3.1	860.4
5001	PMA	1979-80	31.6	88.2	197.4	187.6	160.5	188.8	17.9	6.4	0.5	0.1	7.7	0	886.7
5001	PMA	1980-81	68.8	45	79.7	186.9	164.6	89.6	52.8	0.8	0	0.3	8	6.5	703.1
5001	PMA	1981-82	31.5	120.3	137.7	162.7	116.9	116	60.2	5.9	0	0	0.7	13.1	765
5001	PMA	1982-83	21.8	70	125.3	124.5	51.2	31.1	11.3	6.2	1.1	2.2	1.7	5.1	451.5
5001	PMA	1983-84	38.4	66.8	87.8	229.2	233.3	195.9	21.6	0.9	0	0	14.8	0.6	889.2
5001	PMA	1984-85	64.9	59.5	130.3	91	235.1	81	32.7	0.2	0.4	3.8	22.8	9.1	730.8
5001	PMA	1985-86	24	138.1	227.1	127.6	165.5	99.8	52.4	0.4	0.1	0.4	3.3	8.9	847.6
5001	PMA	1986-87	51.4	91.7	194.7	208.6	120.5	37.5	17.6	0.5	0.2	0	0	3	725.7
5001	PMA	1987-88	26.7	116.1	85.1	197.3	113.8	182.7	29.2	3.7	0	4.3	0.2	7.3	766.3
5001	PMA	1988-89	34	52	133.6	99.1	62.7	148	47.2	0.3	8.8	1.6	0	7.6	595.1
5001	PMA	1989-90	67.9	77.8	134.4	166.4	119.1	102.7	17.3	2.4	0	1	4.7	7.7	701.5
5001	PMA	1990-91	66.1	130.7	127.5	144.4	148.1	152.1	20.8	3.1	0	0.2	6.9	8.1	808.1
5001	PMA	1991-92	69.6	90.4	180.2	184.6	189.5	124.8	10.6	0	0	3.5	3.5	13.2	869.9
5001	PMA	1992-93	26.5	127.1	247.1	124.7	132.7	214.8	26.1	7.6	2.4	7.4	6.6	0.4	923.6
5001	PMA	1993-94	72.3	128.7	148.9	261.6	190.7	71.3	4	0.3	1.4	0.2	0.1	35.1	914.5
5001	PMA	1994-95	69.7	130.6	143.1	200.9	130	193.6	5.4	9.3	0	0	4.4	11.6	898.7
5001	PMA	1995-96	98.7	114.3	149	196	175.8	175.6	39.1	44.4	1.5	0	4.6	25.3	1024.1

5001	PMA	1996-97	16.4	148.4	178.1	155.6	202.3	183.6	26.2	3.9	0	0	1.7	26.9	942.9
5001	PMA	1997-98	32.7	74.8	131.8	188.5	121.3	103.8	35.9	6.6	7.7	3.1	8.3	6.3	720.7
5001	PMA	1998-99	81.7	127.6	129.7	168.1	188.7	290.7	34.8	15.9	3.1	1.6	4.9	51.3	1098.3
5001	PMA	1999-00	122.8	114.2	136.4	410.3	255.1	220.7	22.6	3.8	0	0	1.7	3.3	1290.9
5001	PMA	2000-01	32.6	74.5	200.2	253.1	291.6	158.5	45	2.6	5.9	0.8	4.1	13.8	1082.6
5001	PMA	2001-02	62.2	95	244.4	192.9	358.1	218.4	40.9	3.8	0	1.6	1.1	6	1224.4
5001	PMA	2002-03	199.4	156.9	142.6	196.8	171.4	318.2	29	3.5	2.8	0	0	2.4	1223
5001	PMA	2003-04	57.6	101.6	161.8	131.3	115.8	140.7	62.7	22.2	2.4	1.9	4.4	35.2	837.7
5001	PMA	2004-05	31.1	82.8	194.4	137.8	245.4	135.8	43.9	0.7	0	3.3	2.9	5.6	883.8
5001	PMA	2005-06	17.4	134.8	176.7	210.6	201.4	132	52.9	12.9	0	0.5	0.5	0.7	940.4
5001	PMA	2006-07	90.9	64.2	98.5	219.6	119.3	168	28.5	8.2	0	0	1.2	24.6	823.1
5001	PMA	2007-08	74.9	141.8	211.1	211.3	146.5	186.4	21	0	0	0	3.9	7.3	1004.2
5001	PMA	2008-09	43.9	136	257.5	156.4	101.5	173	56.5	6	0.1	0.4	0.6	12.3	944.2
5001	PMA	2009-10	6.7	121.4	192.6	103.1	243.3	64.4	21.9	8.5	1.3	0.4	0.6	1.1	765.2
5001	PMA	2010-11	17.8	20.6	127.4	133.6	141.6	92.3	37.8	7	4.4	0	0.5	14.1	597
5001	PMA	2011-12	44.3	82.2	243.3	171.8	170.9	111.1	85.7	0.9	1.6	1.6	2	4.9	920.2
5001	PMA	2012-13	44.3	101.1	97.8	208.6	145	48.4	16.8	2	0.9	0	1.6	2.2	668.7
5001	PMA	2013-14	33.2	84.3	125.1	148.7	157.3	72.4	7.5	0.4	9.4	0.3	5.9	3.7	648
5001	PMA	2014-15	89.4	83.4	121.5	197.9	237.9	178.6	54.5	7.7	1.4	4.3	0	2.5	979.2
5001	PMA	2015-16	50.1	79.9	108	104.9	91.8	68.2	10	6.3	1.5	0	20.9	18.6	560.4
5001	PMA	2016-17	37.2	111.1	125.5	54.6	99.6	82.8	38.9	0.9	0	0.6	2.7	21.6	575.6

4.3.5. CÁLCULO DE APORTACIONES

4.3.5.1. Evapotranspiración

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial se aplicó el método de Thornthwaite, se especifica en la tabla 31.

Tabla 31. Cálculo de ETP Thornthwaite.

CÁLCULO DE LA ETP	
Método de Thornthwaite	
$ETP = C * T^a$	$ETP = 16,2 * B * \left(\frac{10 * T}{I}\right)^a$
Donde	
I: índice de calor anual.	
$T_i > 0 \rightarrow I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5}\right)^{1,51}$	
a: exponente de la formulación	
$a = f(I) = 0,49 + 0,0179 * I - 0,000077 * I^2 + 0,000000675 * I^3$	
b: número de horas sol mensuales	
$b = f(lat, dec)$	

Una de las condiciones que el programa exige, es el fichero de parámetros donde se especifican las características de cada estación según la tabla 32

Tabla 32. Fichero de parámetros para el cálculo de ETP.

Cód. Est.	Longitud	Latitud	Altura del anemómetro	Albedo	Cociente entre las velocidades diurna y nocturna	Altitud
1001	-644239	-213248	2	0.23	1	1849
1002	-644642	-213324	2	0.23	1	1978
1003	-644854	-213724	2	0.23	1	1987
1004	-644312	-213637	2	0.23	1	1820
1006	-644751	-214837	2	0.23	1	1882

El valor de la velocidad nocturna no es registrado en nuestra región, se consideró un supuesto escenario donde este dato es igual al valor de la velocidad diurna; por tal motivo el cociente de velocidades diurna y nocturna es equivalente a la unidad. Para el

coeficiente de albedo, se le asignó un valor de 0,23 en base a la recomendación que indica la guía metodológica del Ministerio de Medio Ambiente y Agua.

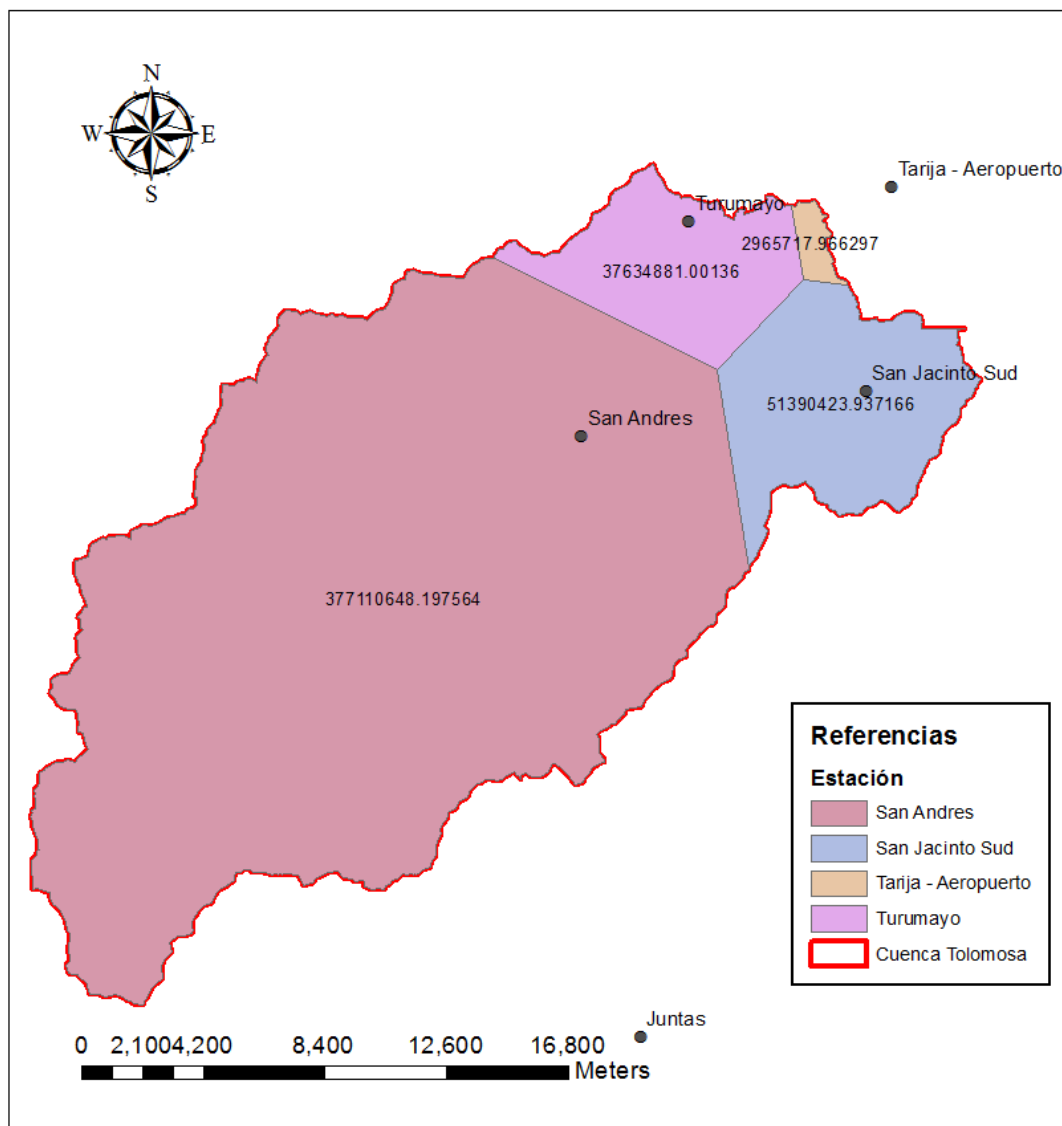
En el Anexo 6 se presenta las series de valores de la evapotranspiración por este método.

De la misma manera que las precipitaciones medias areales, la obtención de los valores de Evapotranspiración areal (EPA) se efectuó manualmente aplicando las ponderaciones de pesos de influencia que ejerce cada estación con información meteorológica, en la tabla 33 se determinan los pesos y en la figura 23 se aprecia las áreas de influencia en relación a la superficie de la cuenca.

Tabla 33. Pesos estaciones climáticas.

Cód.	Estación	Área (km ²)	Pi
1001	Tarija - Aeropuerto	2965717.97	0.006
1002	San Andrés	377110648.20	0.804
1003	San Jacinto Sud	51390423.94	0.110
1004	Turumayo	37634881.00	0.080
	Área total	469101671.10	1.00

Figura 23. Áreas de influencia estaciones climáticas.



Fuente: Elaboración propia.

En la tabla 33 se presentan los valores calculados de la ponderación de las series de evapotranspiración potencial en función al peso de la estación correspondiente.

Tabla 34. Valores EPA en formato LEMA.

Cód.	Tipo de dato	Año hidrológico	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	Total
5001	EPA	1974-75	0.7	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8	0.7	0.5	0.4	0.3	0.4	0.6	7.8
5001	EPA	1975-76	8.6	8.9	11	11.1	10.3	10.3	7.6	5.4	4.9	5.3	5.3	6.1	94.6
5001	EPA	1976-77	8.3	8.7	9.5	10.8	10.2	11	7.7	6	4.4	6	5.4	7.8	95.8
5001	EPA	1977-78	9	9	9.3	8.6	8.6	9	6.9	5.6	4.4	5.9	4.3	6.3	86.9
5001	EPA	1978-79	9.4	9.3	8.6	8.9	7.8	7.7	6.3	5.9	4.7	5.5	8.5	6.6	89.2
5001	EPA	1979-80	9.9	9.3	10.4	9.1	8.9	9.9	8.4	6.9	5	5.3	6.5	6.9	96.6
5001	EPA	1980-81	0.8	0.8	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.6	0.3	0.3	0.6	0.5	8.1
5001	EPA	1981-82	0.7	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8	0.7	0.5	0.4	0.5	0.6	0.7	8.2
5001	EPA	1982-83	9.8	10.6	10.5	11.4	9.4	10.7	10.1	7.5	3.8	5.1	5.7	5.9	100.6
5001	EPA	1983-84	9.7	8.4	10.7	10.1	10.1	10.6	7.9	7.8	5.3	5.6	4.9	7.4	98.5
5001	EPA	1984-85	11.4	9.7	10.3	10.1	9.4	10.7	8.8	7	5	4.9	5.1	7.9	100.4
5001	EPA	1985-86	0.9	0.8	0.9	0.9	0.7	0.8	0.8	0.5	0.4	0.3	0.6	0.6	8.3
5001	EPA	1986-87	8.5	11	10.9	11	8.7	9.9	8.2	5.8	4.8	6.8	5.9	6.6	98.1
5001	EPA	1987-88	9.1	10.9	11.1	11.9	8.4	10.8	8.9	4.9	4.3	3.5	6.8	7	97.5
5001	EPA	1988-89	8.7	10.1	11	10.2	9.4	10	8.4	6.1	5.2	4.6	7	5.8	96.4
5001	EPA	1989-90	8.7	9.4	11.1	10.6	9	10.9	9.9	7	4.6	4	6.1	6.1	97.3
5001	EPA	1990-91	9.6	10.3	11.2	10.2	8.6	9.8	8.8	7.5	5.4	5.5	5.6	7.8	100.2
5001	EPA	1991-92	8.5	9.1	12.6	10.5	9.4	10.1	9.3	7.7	6.3	3.2	5.1	6.4	98.2
5001	EPA	1992-93	9.5	8.7	11.7	11.1	7.9	10.3	9.1	7.3	5.4	4.1	5.9	6.1	97.1
5001	EPA	1993-94	9.8	9.8	10.6	10.5	9.4	9.3	8.9	8.1	5.4	4.6	6.2	8.1	100.6
5001	EPA	1994-95	10.2	9.9	11.2	10.9	8.9	10.2	7.8	6.9	5.6	5.6	6.3	7	100.6
5001	EPA	1995-96	0.8	0.8	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.6	0.3	0.3	0.6	0.5	8

Cód.	Tipo de dato	Año hidrológico	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	Total
5001	EPA	1996-97	56.1	61.1	62	66.2	60.9	56.7	47.9	43.7	40.8	45.7	46.3	59.9	647.2
5001	EPA	1997-98	64.2	66.9	75	77.6	59	65.4	54.1	39.9	37.7	37.5	38.5	42	657.7
5001	EPA	1998-99	57.3	60.4	60.7	63	61.1	66.4	46.2	43.2	31.4	31.2	41.8	59.8	622.6
5001	EPA	1999-00	55.4	55.6	70.4	74.6	66.3	68.1	66.6	44.2	43	31.1	56.8	53.5	685.5
5001	EPA	2000-01	70.1	62.4	74.1	74.8	65.7	71.9	62.4	41.4	33.1	44.2	57.7	57.5	715.4
5001	EPA	2001-02	67.1	68.2	64	72.4	59	79.9	59.5	57.1	37.2	39.3	56.8	56.9	717.6
5001	EPA	2002-03	75.6	69.6	78.4	76.8	70.1	68.8	60.6	53.3	44.3	35.8	37	50.9	721.2
5001	EPA	2003-04	69.4	69.3	75.3	77.9	60	70	66.4	31.2	39.2	45.1	51.7	58.3	713.9
5001	EPA	2004-05	70.4	62.4	76.8	79.5	60.7	71.8	56.5	56.9	47.3	35.9	55	34.9	707.9
5001	EPA	2005-06	62.4	66.9	73.9	72.3	61.1	74.6	57.5	43.4	46.8	50.3	50.7	49.8	709.7
5001	EPA	2006-07	72.7	63.4	84.5	76.1	74.1	77.6	61.3	35.7	46.4	34.9	39.1	58.4	724
5001	EPA	2007-08	78.7	63.8	71.4	73.5	60.6	70	54.5	45.4	32.5	52.3	49.2	44	695.8
5001	EPA	2008-09	66.1	69.9	67.6	72.1	67	70.2	60.8	53.4	38.5	34.8	48.2	48.6	697.1
5001	EPA	2009-10	66.6	96.7	74.4	73.2	76.8	75.8	54	40.2	38.6	27.3	42.3	58	723.8
5001	EPA	2010-11	58.3	61.8	77.4	70.7	60	65.4	59.9	46.1	37.2	39	43.2	55.9	674.9
5001	EPA	2011-12	66	66.9	65.4	62.7	61.3	61.9	58.3	49.4	37.1	38.6	52.7	61.5	681.8
5001	EPA	2012-13	75.1	66.2	77.3	67.4	60	60.3	49.9	50.2	40.7	44.4	39.6	51.8	682.8
5001	EPA	2013-14	65.7	65.3	74.4	76	60.3	61	57.8	46.5	41.3	38.9	51	67	705.2
5001	EPA	2014-15	8.9	7.6	8.4	8.1	7.2	7.8	6.6	4.9	3.9	3.3	5.8	6.5	79.1
5001	EPA	2015-16	7.6	7.7	9.3	9.1	8.6	7.4	7.6	3.9	2.4	3.8	5	5	77.4
5001	EPA	2016-17	0.8	0.7	1	1	0.8	0.9	0.6	0.6	0.4	0.5	0.6	0.7	8.5

4.4. CALIBRACIÓN

Para el procedimiento de este apartado se requiere la siguiente información en ficheros de datos LEMA:

- Precipitaciones areales (PMA), del proceso de completado de datos y los valores de los pesos obtenidos se obtiene esta información para la estación de aforos. Se consideró el periodo de 1978/79 a 1983/84 de precipitaciones areales.

Cód. Est.	Dato	ah	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	Media
5001	PMA	1978-79	71.4	90.5	187	177.2	139.1	140.6	26.4	4.1	2.7	13	5.4	3.1	860.4
5001	PMA	1979-80	31.6	88.2	197.4	187.6	160.5	188.8	17.9	6.4	0.5	0.1	7.7	0	886.7
5001	PMA	1980-81	68.8	45	79.7	186.9	164.6	89.6	52.8	0.8	0	0.3	8	6.5	703.1
5001	PMA	1981-82	31.5	120.3	137.7	162.7	116.9	116	60.2	5.9	0	0	0.7	13.1	765
5001	PMA	1982-83	21.8	70	125.3	124.5	51.2	31.1	11.3	6.2	1.1	2.2	1.7	5.1	451.5
5001	PMA	1983-84	38.4	66.8	87.8	229.2	233.3	195.9	21.6	0.9	0	0	14.8	0.6	889.2

- Evapotranspiración areal (EPA), los datos de la evapotranspiración calculadas por el método de Thornthwaite, en función a las estaciones que se trabajaron desde 1978/79 a 1983/84

Cód. Est.	Dato	ah	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	media
5001	EPA	1978-79	9.4	9.3	8.6	8.9	7.8	7.7	6.3	5.9	4.7	5.5	8.5	6.6	89.2
5001	EPA	1979-80	9.9	9.3	10.4	9.1	8.9	9.9	8.4	6.9	5	5.3	6.5	6.9	96.6
5001	EPA	1980-81	0.8	0.8	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.6	0.3	0.3	0.6	0.5	8.1
5001	EPA	1981-82	0.7	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8	0.7	0.5	0.4	0.5	0.6	0.7	8.2
5001	EPA	1982-83	9.8	10.6	10.5	11.4	9.4	10.7	10.1	7.5	3.8	5.1	5.7	5.9	100.6
5001	EPA	1983-84	9.7	8.4	10.7	10.1	10.1	10.6	7.9	7.8	5.3	5.6	4.9	7.4	98.5

- Año hidrológico inicial y final en función al registro de caudales de la estación hidrométrica: 1978/79 a 1983/84
- Superficie de la cuenca: 469,10 km²
- Número de días de lluvia por mes: 15
- Numero de ramas de descarga: 1

Figura 24. Calibración CHAC.

Aportaciones - Calibración: Datos iniciales Proyecto: APLICACION CHAC CUENCA TOLO...

VARIABLES MEDIAS EN CUENCA:

F:\TESIS\TESIS CAUDALES\DESARROLLO TESIS\APLICACION CHAC CUENCA TOLOMOSA\PMA.txt

F:\TESIS\TESIS CAUDALES\DESARROLLO TESIS\APLICACION CHAC CUENCA TOLOMOSA\EPA.txt

CAUDALES REGISTRADOS PARA CALIBRACION:

F:\TESIS\TESIS CAUDALES\DESARROLLO TESIS\APLICACION CHAC CUENCA TOLOMOSA\CAUDALES.txt

Año hidrológico inicial: /

Año hidrológico final: /

Superficie de la cuenca: Km²

Número de días de lluvia por mes: 1 a 30

Número de ramas de descarga: Máximo 2 ramas

El programa permite modificar los parámetros del modelo para ajustar los caudales simulados a los reales. En la tabla 35 se presentan los parámetros, para comparar este programa con los valores obtenidos del apartado 4.2.

Tabla 35. Parámetros de calibración CHAC.

Q _o	0	m ³ /s
H _o	0	mm
K _c	1	-
c	0.2	-
α	0.02	1/día
H _{max}	140	mm
I _{max}	100	mm

En la tabla 36 se exhiben los caudales simulados por el programa, con la finalidad de realizar la comparación con los valores del Modelo de Témez cálculos en el apartado 4.2, basándose en la relación entre parámetros como la influencia de la evapotranspiración potencial por FAO Penman-Monteith y Thornthwaite.

Tabla 36. Caudales simulados por CHAC.

Cód. Est	Dato	ah	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	media
5001	QSI	1978-79	0.85	4.19	23	27.35	22.79	23.56	6.39	3.48	1.95	1.43	0.96	0.56	9.71
5001	QSI	1979-80	1.71	10.29	30.66	30.64	26.76	31.85	5.76	3.38	1.91	1.05	0.61	0.36	12.08
5001	QSI	1980-81	5.78	5.89	12.33	31.44	28.57	16.33	10.44	4.01	2.22	1.22	1.1	1.1	10.04
5001	QSI	1981-82	3.74	18.43	22.82	28.02	20.75	20.72	11.73	4.5	2.59	1.42	0.79	1.27	11.4
5001	QSI	1982-83	2.07	8.26	18.27	19.21	8.48	5.48	3.13	1.88	1.06	0.58	0.32	0.18	5.74
5001	QSI	1983-84	1.75	6.78	11.72	36.93	38.97	33	6.13	3.43	1.88	1.03	0.75	0.5	11.91
5001	QSI	MEDIO	2.65	8.97	19.8	28.93	24.39	21.82	7.26	3.45	1.94	1.12	0.75	0.66	10.15

Como parte del proceso de resultados, se presentan las tablas 37, 38 y 39 correspondientes a las humedades del suelo al final del mes, los caudales subterráneos simulados y volúmenes del acuífero a final del mes.

Tabla 37. Humedad del suelo a final del mes (mm)

Cód. Est.	Dato	ah	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
5001	HMA	1978-79	52.59	98.46	130.77	136.79	137.61	137.71	137.2	134.31	132.12	133.78	129.73	126.19
5001	HMA	1979-80	130.55	135.69	136.84	137.32	137.36	137.11	135.23	132.83	128.33	123.13	123.61	116.71
5001	HMA	1980-81	135.38	139.42	139.76	139.77	139.8	139.79	139.82	139.6	139.3	139.28	139.74	139.83
5001	HMA	1981-82	139.81	139.77	139.77	139.8	139.8	139.8	139.82	139.84	139.44	138.94	138.92	139.7
5001	HMA	1982-83	135.77	135.88	136.53	136.29	136.12	134.55	131.29	128.97	126.27	123.37	119.37	118.55
5001	HMA	1983-84	127.61	134.77	135.93	137.03	137.11	136.89	135.78	128.88	123.58	117.98	124.57	117.77
5001	HMA	MEDIO	120.28	130.67	136.6	137.83	137.96	137.64	136.52	134.07	131.51	129.41	129.32	126.46

Tabla 38. Caudales subterráneos simulados (m^3/s)

Cód. Est	Dato	ah	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
5001	APSUB	1978-79	0.44	1.54	3.3	4.9	5.71	6.1	5.3	3.47	1.95	1.32	0.95	0.56
5001	APSUB	1979-80	0.9	2.33	4.16	5.48	6.13	6.5	5.38	3.36	1.91	1.05	0.61	0.36
5001	APSUB	1980-81	1.35	2.65	3.66	4.91	5.86	6.05	5.63	4.01	2.22	1.22	0.95	0.98
5001	APSUB	1981-82	1.61	3.19	4.69	5.64	6.06	6.18	5.88	4.41	2.59	1.42	0.79	0.87
5001	APSUB	1982-83	1.37	2.44	3.91	4.98	5.02	4.26	3.07	1.87	1.06	0.58	0.32	0.18
5001	APSUB	1983-84	0.75	2.08	3.43	4.84	5.98	6.55	5.51	3.43	1.88	1.03	0.71	0.5
5001	APSUB	MEDIO	1.07	2.37	3.86	5.12	5.79	5.94	5.13	3.43	1.94	1.1	0.72	0.57

Tabla 39. Volumen en acuífero a final de mes (Hm^3)

Cód. Est.	Dato	ah	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
5001	VOLSUB	1978-79	3.32	9.04	17.96	23.19	25.34	26.57	19.68	11.17	6.2	5.22	3.19	1.77
5001	VOLSUB	1979-80	5.46	13.39	21.09	25.19	26.94	28.42	18.83	10.97	6.02	3.3	2.06	1.13
5001	VOLSUB	1980-81	9.28	12.86	17.71	23.47	26.24	25.56	22.93	12.72	6.98	3.84	4.23	4.17
5001	VOLSUB	1981-82	8.94	17.2	22.21	25.52	26.19	26.54	24.04	14.89	8.17	4.48	2.5	4.66
5001	VOLSUB	1982-83	6.77	13.18	19.36	22.73	20.43	16.54	10.5	6.11	3.36	1.84	1.01	0.56
5001	VOLSUB	1983-84	5.23	11.7	16.94	23.48	27.14	28.63	19.7	10.81	5.93	3.26	2.87	1.57
5001	VOLSUB	MEDIO	6.5	12.9	19.21	23.93	25.38	25.38	19.28	11.11	6.11	3.66	2.65	2.31

Comparación entre valores del cálculo en planilla Excel y valores del programa CHAC, junto con los caudales registrados de la estación de aforos San Jacinto. Se realiza esta comparación desde un punto de vista mensual y media mensual.

Figura 25. Caudales mensuales.

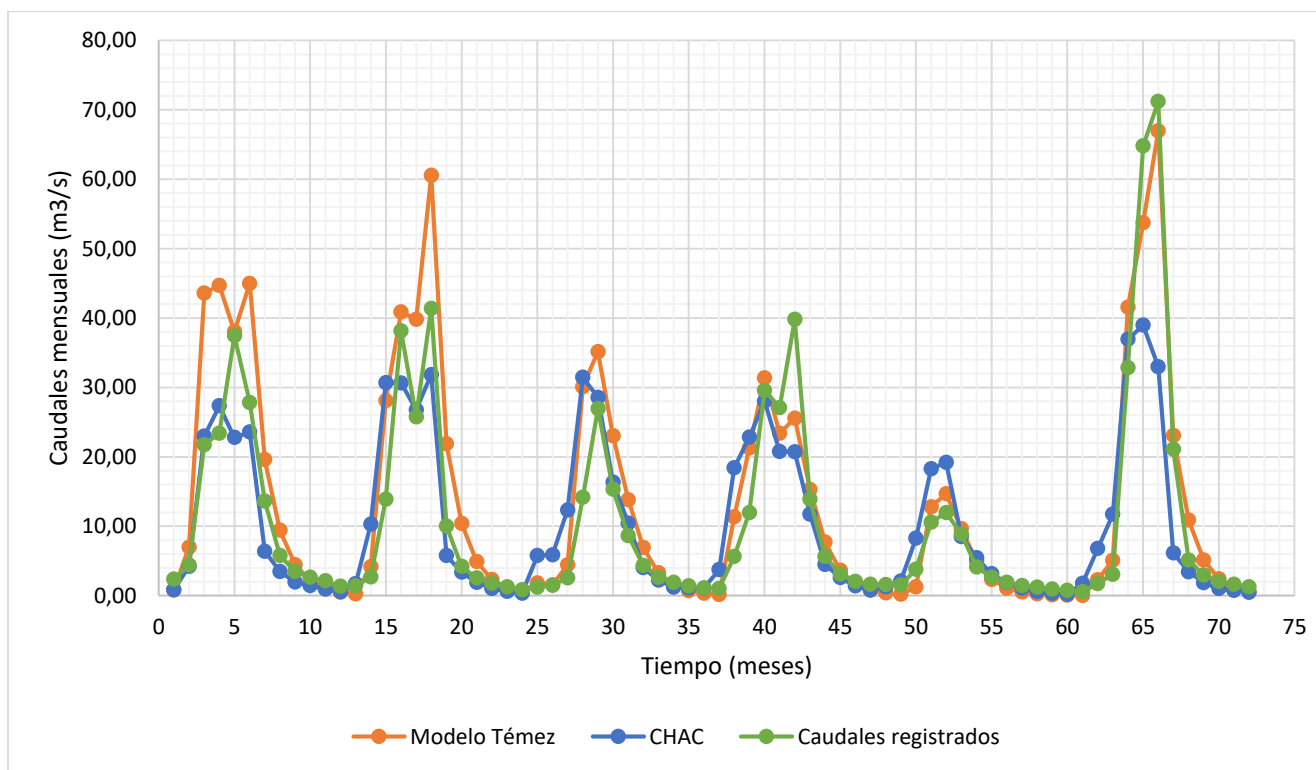
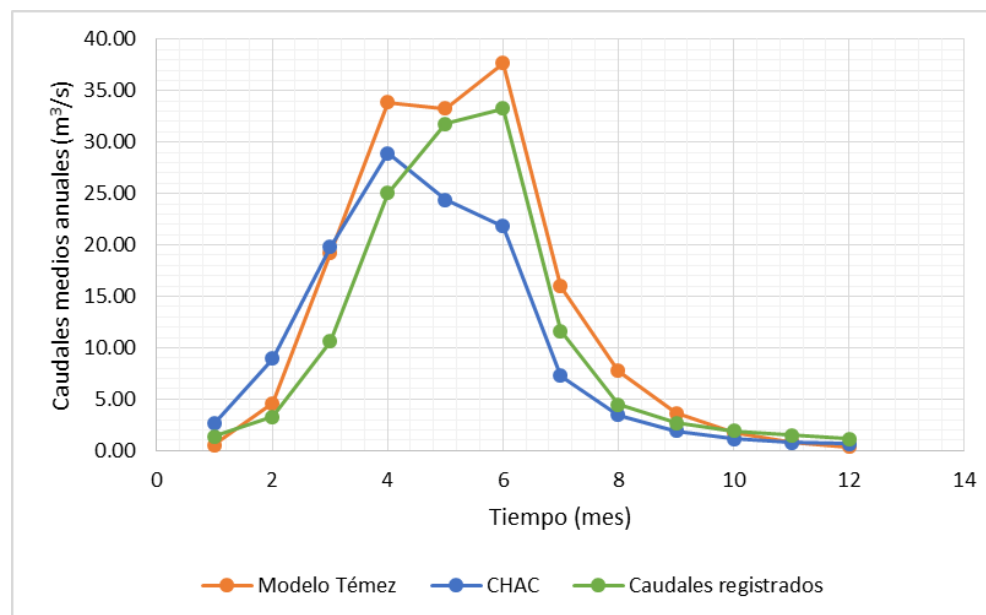


Tabla 40. Caudales medios mensuales simulados.

Mes	Q_{sim} Témez (m^3/s)	Q_{sim} CHAC (m^3/s)	Q_{reg} (m^3/s)
OCT	0.54	2.65	1.36
NOV	4.60	8.97	3.28
DIC	19.21	19.8	10.64
ENE	33.87	28.93	25.02
FEB	33.29	24.39	31.81
MAR	37.67	21.82	33.27
ABR	15.99	7.26	11.65
MAY	7.74	3.45	4.50
JUN	3.66	1.94	2.70
JUL	1.73	1.12	1.93
AGO	0.82	0.75	1.50
SEP	0.39	0.66	1.14

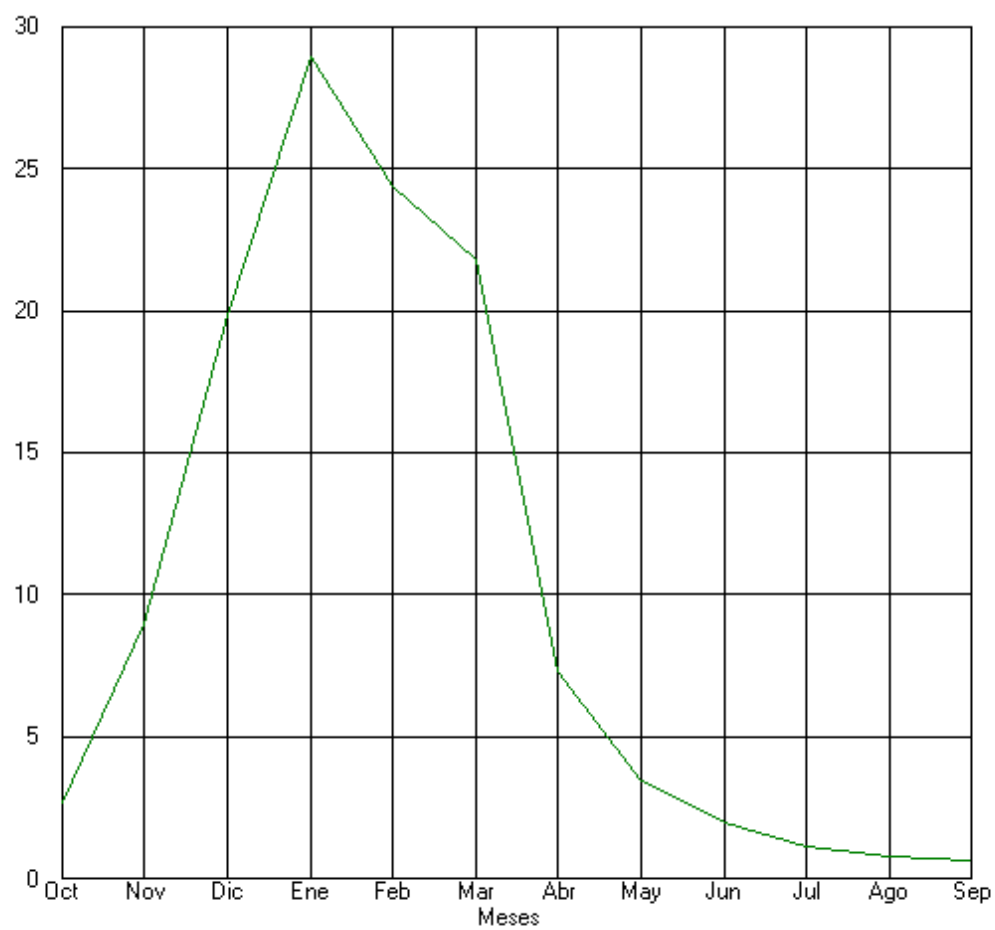


En base al apartado 2.1.4.1.2 (pág. 29) los gráficos de calibración más representativos son:

- Hidrograma de año medio.
- Caudal registrado menos Caudal simulado (datos anuales)
- Caudal registrado y Caudal simulado (datos anuales)
- Caudal registrado y Caudal simulado (datos mensuales)
- Precipitación y ETP (datos mensuales)

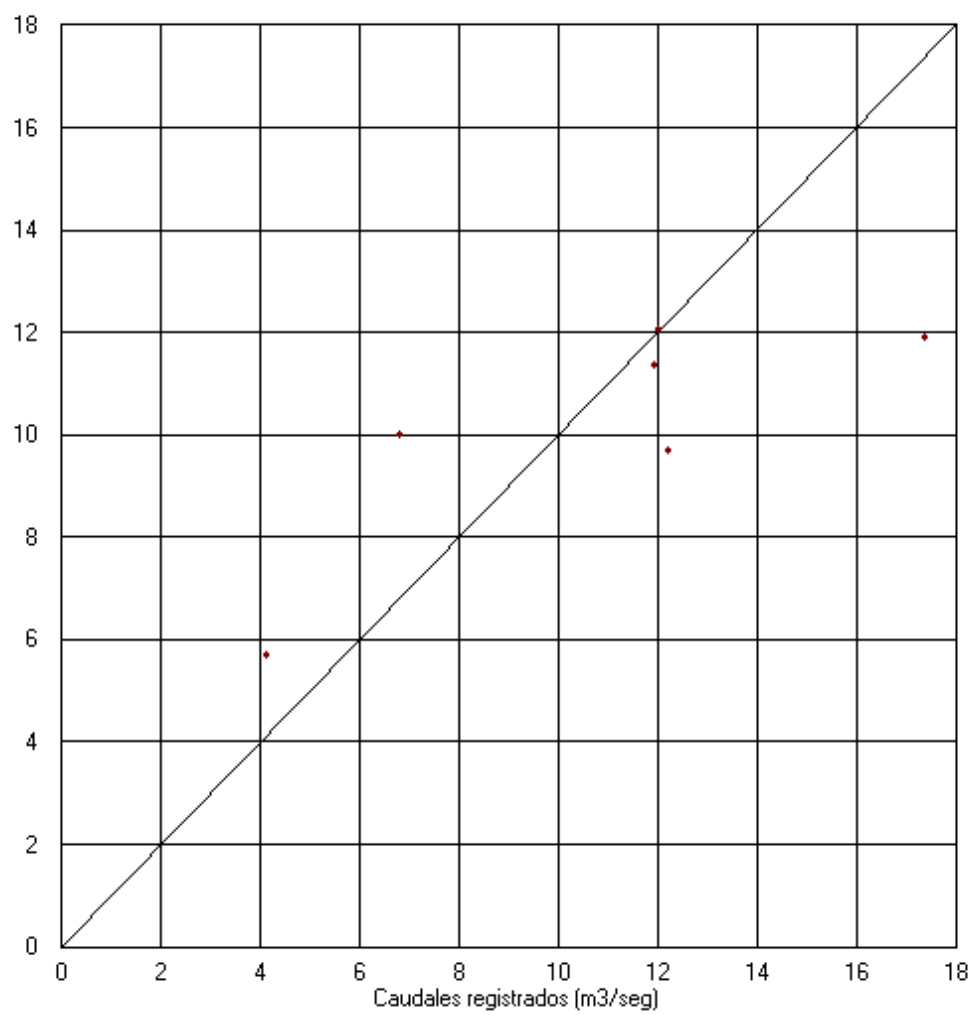
Caudal
(m³/seg)

Caudales simulados en año medio



Caudales simulados
(m³/seg)

Contraste caudales registrados-simulados (anuales)



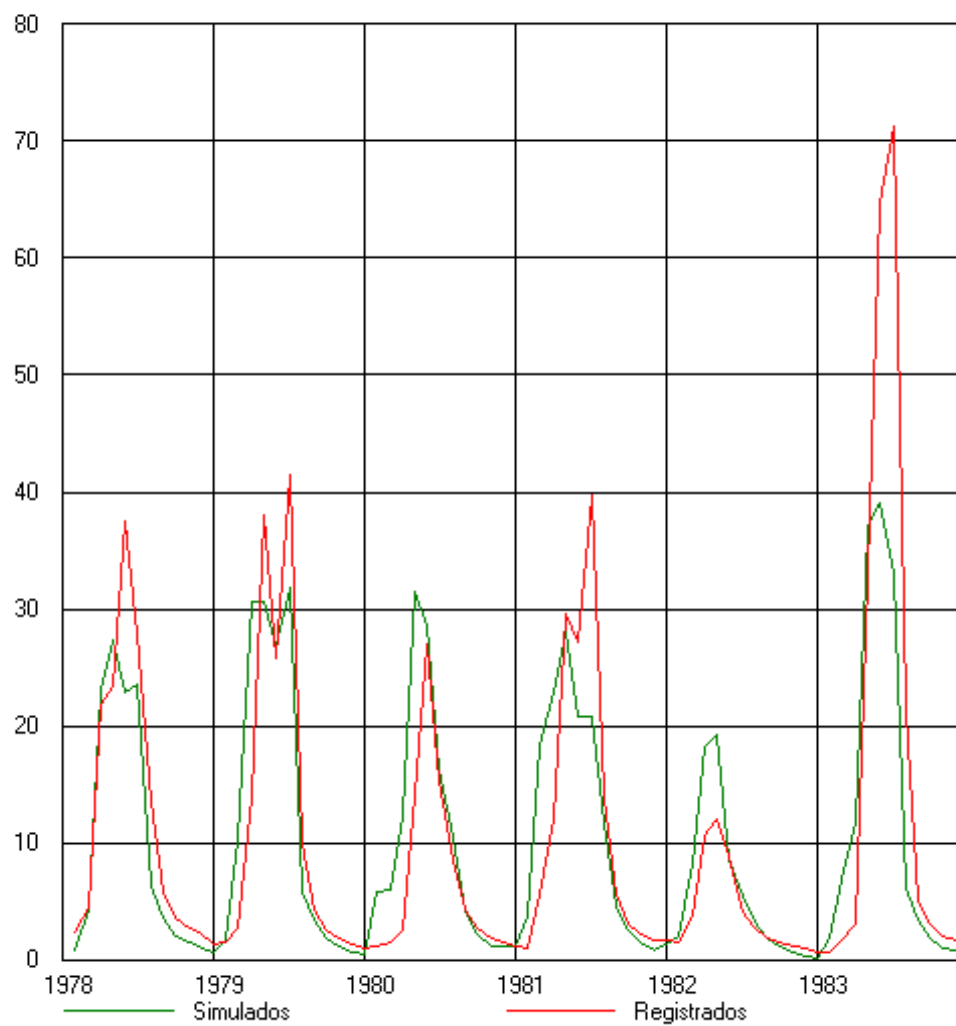
Caudal
(m³/seg)

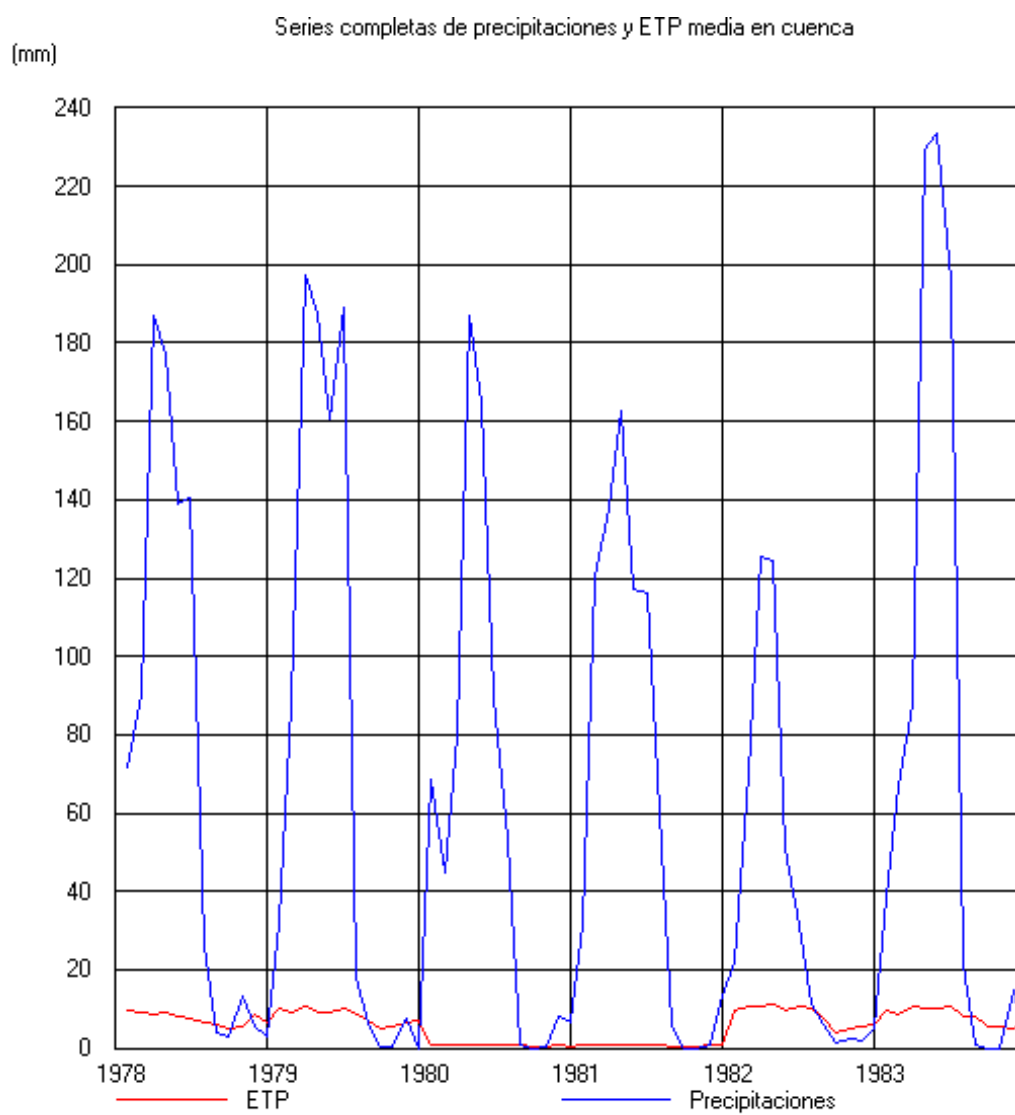
Series anuales de caudales registrados y simulados



Caudal
(m³/seg)

Series mensuales de caudales registrados y simulados





4.5. VALIDACIÓN DEL MODELO

Este proceso se realizará por medio de funciones basadas en errores estadísticos además de contar con los términos de error que realiza CHAC. Se pretende medir la precisión del proceso de simulación del modelo de Témez, bajo el principio del promedio del grado de correspondencia entre pares individuales de valores pronosticados y valores observados.⁷

- Error relativo medio (ERM)

$$ERM = \frac{Q_{m_{sim}} - Q_{m_{obs}}}{Q_{m_{obs}}} \quad \text{Ec. 4. 2}$$

Donde

$Q_{m_{sim}}$: es el promedio de caudales simulados, en m³/s.

$Q_{m_{obs}}$: es el promedio de caudales observados, en m³/s.

- Error cuadrático medio (RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\phi_i - \phi_{i_{obs}})^2}{N}} \quad \text{Ec. 4. 3}$$

Donde

ϕ_i : caudal calculado para la celda i , en m³/s.

$\phi_{i_{obs}}$: caudal observado para la celda i , en m³/s.

N : número de valores analizados.

⁷ Cruz Mejia, 2015

- Error absoluto medio (MAE)

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |\phi_i - \phi_{i_{obs}}|}{N} \quad \text{Ec. 4. 4}$$

- Error absoluto medio normalizado (NMAE)

$$NMAE = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{|\phi_i - \phi_{i_{obs}}|}{\phi_{i_{obs}}}}{N} \quad \text{Ec. 4. 5}$$

- Sesgo BIAS

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^N (\phi_i - \phi_{i_{obs}})}{N} \quad \text{Ec. 4. 6}$$

- Coeficiente de correlación, se realiza para valores simulados y registrados, y también por medio de una curva doble acumulada que indica si existe una semejanza aceptable entre estos valores. Si los coeficientes se aproximan a la unidad, se indica un ajuste adecuado.

Los parámetros y datos para el proceso de validación serán considerados para todo el periodo tomando en cuenta los valores establecidos en la calibración por el programa CHAC, con la finalidad de comprobar que esta anterior etapa provee buenos ajustes.

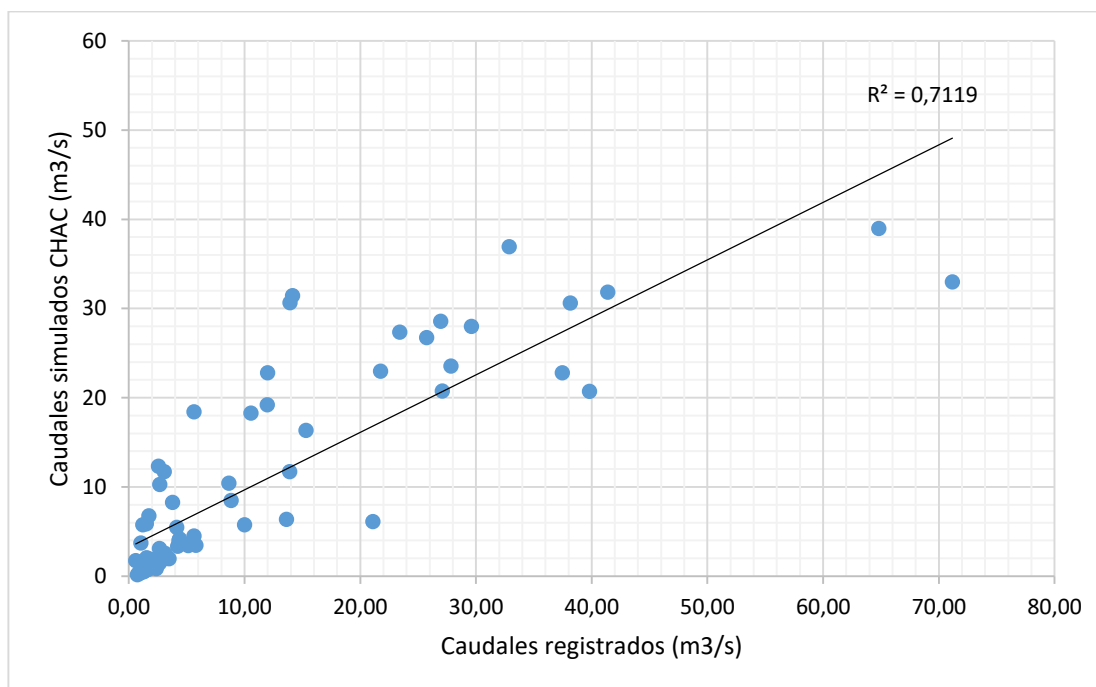
Tabla 41. Términos de error CHAC.

ERROR CUADR. ESTAND. MEDIO RELATIVIZADO	esmrl	1.141
ERROR CUADR. ESTAND. MEDIO RELATIVO	esmr	0.743

Tabla 42. Resultados del proceso de validación.

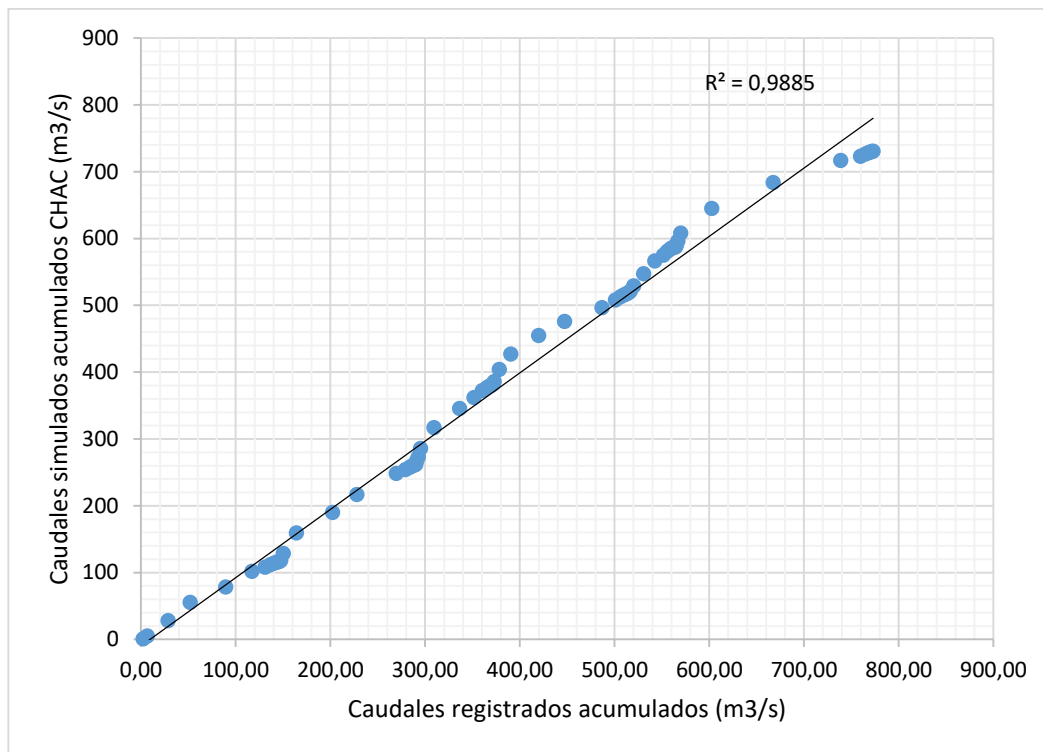
Promedio Q_{sim}		10.15
Promedio Q_{reg}		10.73
Número de datos	N	72
Error relativo medio	ERM	-0.055
Error cuadrático medio	RMSE	3.380
Error absoluto medio	MAE	1.120
Error absoluto medio normalizado	NMAE	0.160
Sesgo	BIAS	-0.397
Coef. Correlación	r	0.844
Coef. Correlación valores acumulados	r	0.994

Figura 27. Contraste de valores simulados y registrados.



El coeficiente de correlación es aceptable, existe cierta semejanza entre los valores comparados.

Figura 28. Curva de dobles acumulaciones de caudales.



Los valores acumulados no se alejan de la curva doble acumulada, por tanto el programa CHAC presenta una buena capacidad de simulación de caudales, el coeficiente de correlación es alto expresando una buena semejanza de resultados.

4.6. SIMULACIÓN A DIFERENTES ESCENARIOS.

En base a la información proporcionada, el programa permite el cálculo de la simulación, completando y ampliando las series de registros históricos de caudales como también la predicción de caudales considerando series meteorológicas dadas.

El periodo de simulación se realizó desde 1974/75 a 2016/17, la extensión de información es disponible hasta ese periodo, los registros son completos. Los valores de caudales simulados para este periodo se exponen en la tabla 41.

Tabla 43. Caudales simulados 1974/75-2016/17.

Cód. Est.	Tipo	ah	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	Media
5001	QSI	1974-75	0	0	1.04	12.24	14.48	8.05	4.65	2.6	1.46	0.93	0.59	2.31	4.03
5001	QSI	1975-76	3.11	8.05	21.64	23.1	14.55	22.74	4.73	3.09	1.82	1	0.57	0.38	8.73
5001	QSI	1976-77	0.52	3.54	11.17	11.22	20.69	17.88	9.93	4.33	2.51	1.38	2.1	2.56	7.32
5001	QSI	1977-78	4.27	11.58	19.94	20.16	21.37	12.32	8.45	3.71	2.09	1.14	0.63	0.42	8.84
5001	QSI	1978-79	6.28	11.72	29.61	29.17	23.32	23.81	6.53	3.55	1.99	1.45	0.97	0.56	11.58
5001	QSI	1979-80	1.72	10.29	30.66	30.64	26.76	31.85	5.76	3.38	1.91	1.05	0.61	0.36	12.08
5001	QSI	1980-81	5.78	5.89	12.33	31.44	28.57	16.33	10.44	4.01	2.22	1.22	1.1	1.1	10.04
5001	QSI	1981-82	3.74	18.43	22.82	28.02	20.75	20.72	11.73	4.5	2.59	1.42	0.79	1.27	11.4
5001	QSI	1982-83	2.07	8.26	18.27	19.21	8.48	5.48	3.13	1.88	1.06	0.58	0.32	0.18	5.74
5001	QSI	1983-84	1.75	6.78	11.72	36.93	38.97	33	6.13	3.43	1.88	1.03	0.75	0.5	11.91
5001	QSI	1984-85	4.79	6.47	18.89	13.86	38.93	13.48	6.49	3.34	1.83	1.01	1.26	0.94	9.27
5001	QSI	1985-86	1.8	20.52	38.21	22.12	29.03	18.18	10.54	4.08	2.24	1.23	0.8	1.04	12.48
5001	QSI	1986-87	5.73	12.44	30.78	34.36	20.11	7.42	4.38	2.53	1.39	0.76	0.42	0.23	10.05
5001	QSI	1987-88	0.62	12.57	11.18	31.08	18.39	30.25	6.55	3.52	1.96	1.09	0.61	0.36	9.85
5001	QSI	1988-89	1.73	4.9	18.86	14.88	9.85	23.54	8.31	3.63	2.13	1.24	0.68	0.4	7.51
5001	QSI	1989-90	5.79	9.69	20.08	26.64	19.51	16.81	5.09	2.92	1.61	0.88	0.49	0.29	9.15
5001	QSI	1990-91	5.24	17.88	19.28	23.06	24.46	25.41	5.8	3.28	1.81	0.99	0.56	0.35	10.68
5001	QSI	1991-92	5.76	11.58	27.9	30	31.72	20.96	5.05	2.88	1.58	0.87	0.48	0.38	11.6
5001	QSI	1992-93	1.12	16.03	39.44	19.78	21.82	36.17	6.44	3.65	2.08	1.23	0.8	0.48	12.42
5001	QSI	1993-94	6.57	18.01	23.12	43.69	32.17	12.52	4.44	2.46	1.35	0.74	0.41	1.26	12.23
5001	QSI	1994-95	6.38	18.32	22.15	32.95	21.65	32.59	5.02	2.98	1.72	0.94	0.52	0.37	12.13
5001	QSI	1995-96	10.94	17.56	24.98	33.98	31.06	31.3	9.08	8.87	3.72	2.08	1.36	3.08	14.84
5001	QSI	1996-97	1.66	12.52	18.31	15.97	23.4	21.87	4.75	2.7	1.48	0.81	0.45	0.25	8.68
5001	QSI	1997-98	0.14	0.9	5.21	13.35	8.44	7.27	3.2	1.84	1.01	0.55	0.3	0.17	3.53

Cód. Est.	Tipo	ah	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	Media
5001	QSI	1998-99	1.24	5.48	7.82	14.23	19.41	37.26	5.1	2.94	1.62	0.89	0.49	0.45	8.08
5001	QSI	1999-00	4.35	5.83	9.33	52.42	31.94	27.4	4.93	2.76	1.51	0.83	0.46	0.25	11.83
5001	QSI	2000-01	0.14	0.9	12.95	24.69	35.33	16.98	5	2.88	1.58	0.87	0.48	0.26	8.5
5001	QSI	2001-02	0.55	2.25	20.33	17.95	47.43	26.49	5.31	3.05	1.67	0.92	0.5	0.28	10.56
5001	QSI	2002-03	12.35	11.12	10.82	18.43	16.63	40.6	4.96	2.82	1.55	0.85	0.47	0.26	10.07
5001	QSI	2003-04	0.43	2.58	9.18	8	7.5	10.72	4.37	2.49	1.37	0.75	0.41	0.24	4
5001	QSI	2004-05	0.15	1.26	12.39	8.81	25.05	12.5	4.37	2.53	1.39	0.76	0.42	0.23	5.82
5001	QSI	2005-06	0.13	5.06	12.14	19.58	21.4	12.64	4.91	2.81	1.54	0.84	0.46	0.25	6.81
5001	QSI	2006-07	1.7	1.38	2.83	16.27	7.74	13.43	3.57	1.99	1.09	0.6	0.33	0.18	4.26
5001	QSI	2007-08	0.89	6.33	17.54	20.94	14.15	19.98	4.35	2.42	1.33	0.73	0.4	0.22	7.44
5001	QSI	2008-09	0.2	5.22	23.73	13.72	7.98	16.01	4.82	2.74	1.5	0.82	0.45	0.25	6.45
5001	QSI	2009-10	0.14	3.56	12.64	5.86	23.05	4.82	2.71	1.49	0.82	0.45	0.25	0.14	4.66
5001	QSI	2010-11	0.07	0.04	4.2	6.67	9.45	5.9	2.9	1.68	0.92	0.51	0.28	0.15	2.73
5001	QSI	2011-12	0.17	1.28	19.3	14.92	17	10.17	7.11	3.26	1.79	0.98	0.54	0.3	6.4
5001	QSI	2012-13	0.24	2.4	3.21	15.66	11.54	3.94	2.29	1.26	0.69	0.38	0.21	0.11	3.5
5001	QSI	2013-14	0.07	1.29	4.8	8.58	11.77	4.92	2.63	1.45	0.79	0.44	0.24	0.13	3.09
5001	QSI	2014-15	1.9	4.3	13.24	30.63	40.02	30.41	10.3	4.41	2.52	1.43	0.81	0.45	11.7
5001	QSI	2015-16	3.63	9.88	15.86	16.29	14.69	11.28	4.16	2.51	1.44	0.79	1.28	1.67	6.96
5001	QSI	2016-17	4.35	17.07	20.81	10.07	17.09	14.68	8.1	3.59	1.99	1.1	0.7	2.21	8.48

Figura 29. Caudales simulados 1974/75-2016/17

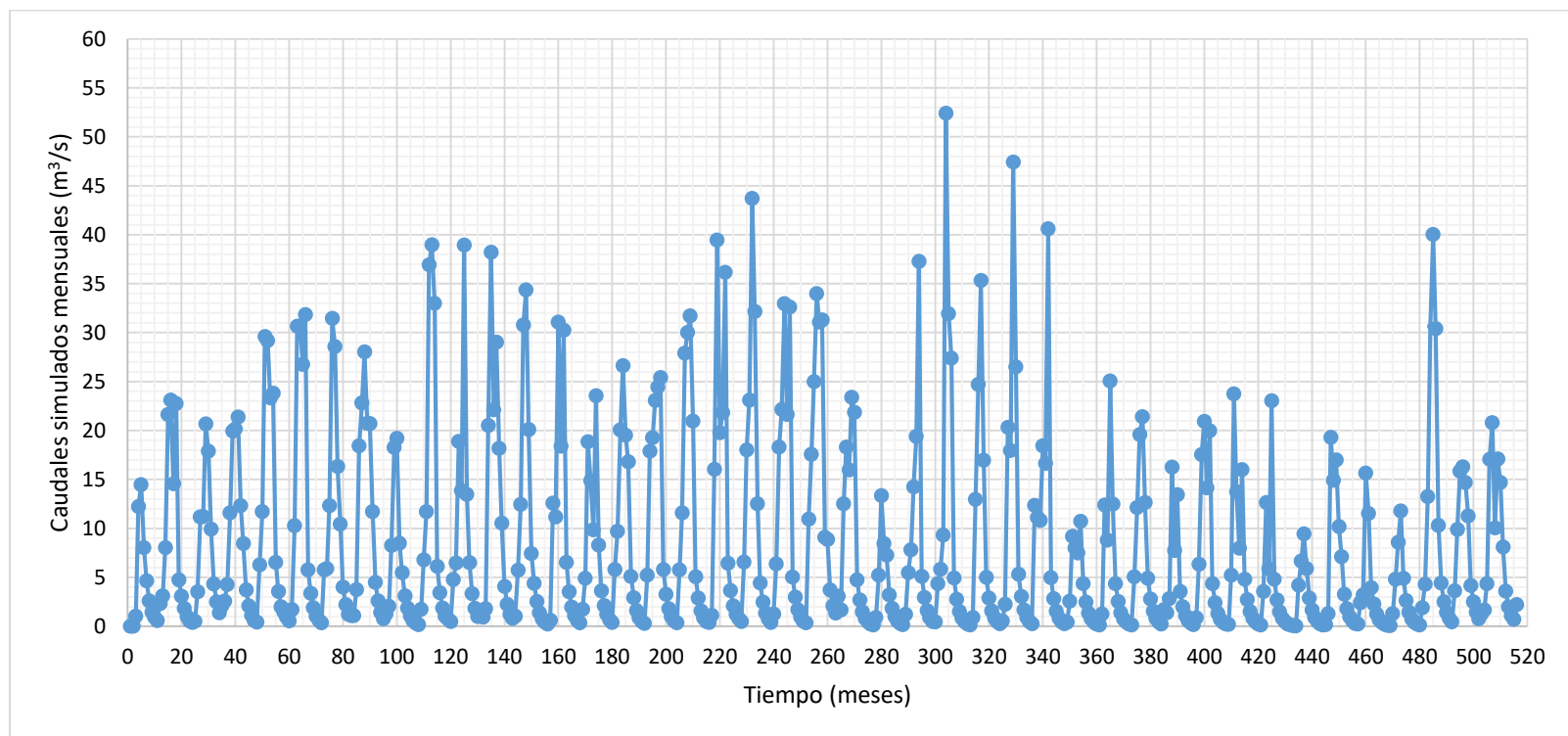
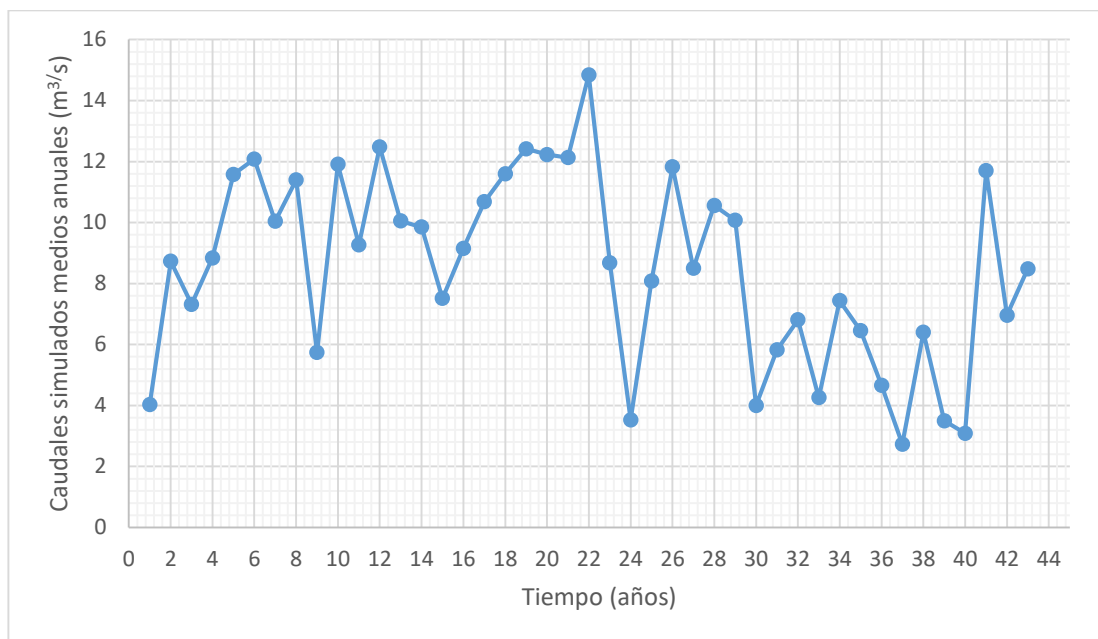


Figura 30. Caudales simulados medios anuales 1974/75-2016/17.

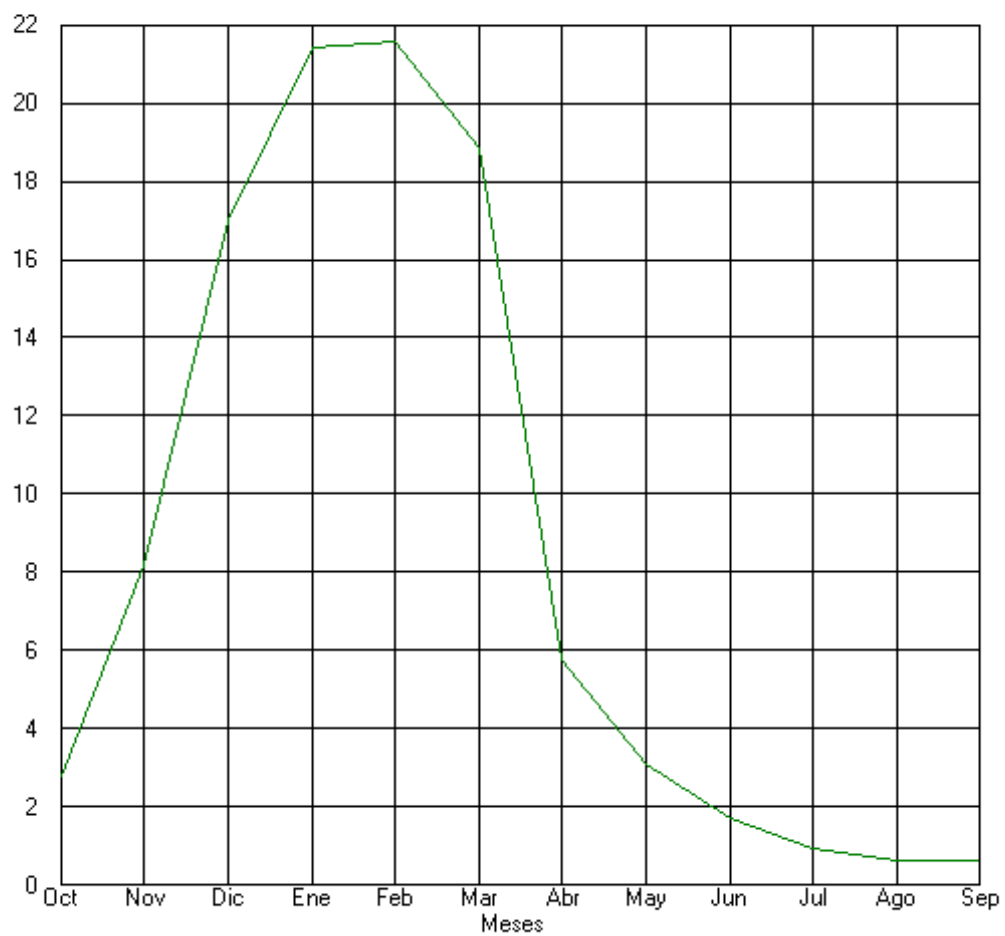


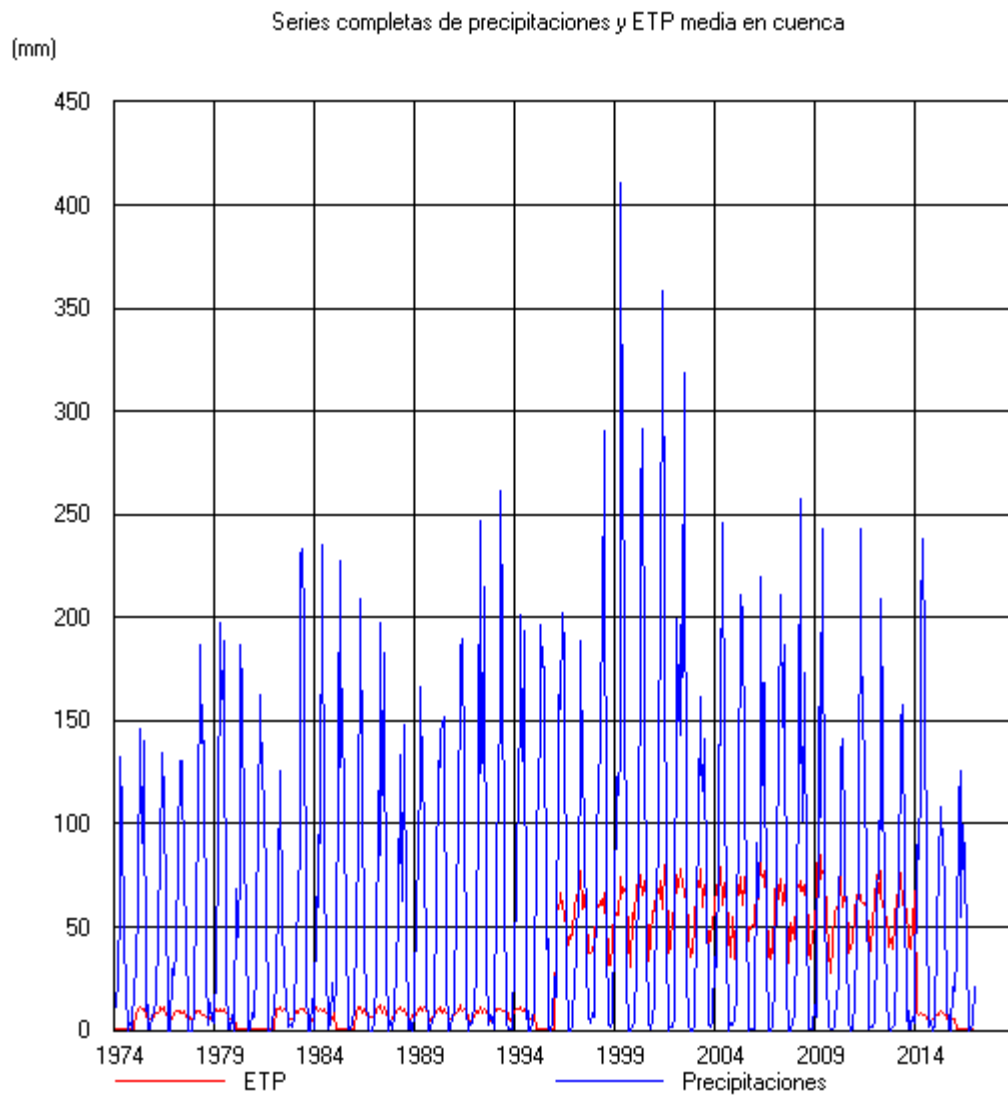
El proceso de simulación proporciona una serie de gráficos:

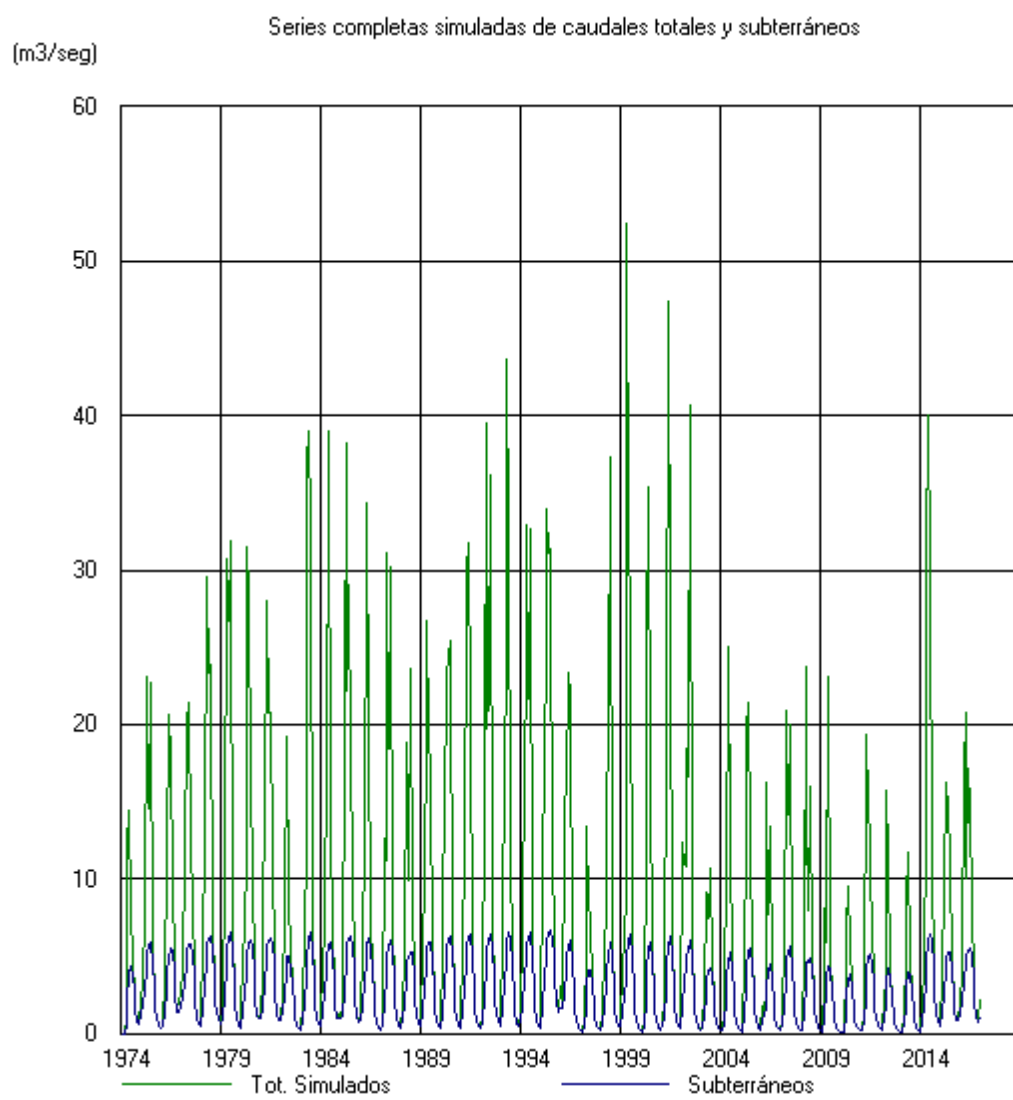
- Hidrograma de año medio.
- Precipitación y ETP (datos mensuales)
- Caudales simulados y subterráneos (datos mensuales)

Caudal
(m³/seg)

Caudales simulados en año medio







4.7. COMPARACIÓN CON INFORMACIÓN DE ESTUDIOS ANTERIORES

En este apartado, se identificaron otros estudios aplicados en la cuenca Tolomosa, entre los más destacados se presentan:

- “Calibración del modelo hidrológico Thomas (abcd) para estimación de caudales medios en la cuenca de río Tolomosa”

En el proyecto del modelo hidrológico Thomas los resultados que se obtuvieron son caudales mensuales por año hidrológico, para comparar con los valores de este estudio se presentan en la tabla 44, las aportaciones en mm del modelo Témez tanto de la planilla Excel como del programa CHAC. En la figura 31 se presenta los gráficos de comparación de los 3 métodos.

Figura 31. Comparación de valores de aportaciones simuladas (mm) Thomas, CHAC y Témez.

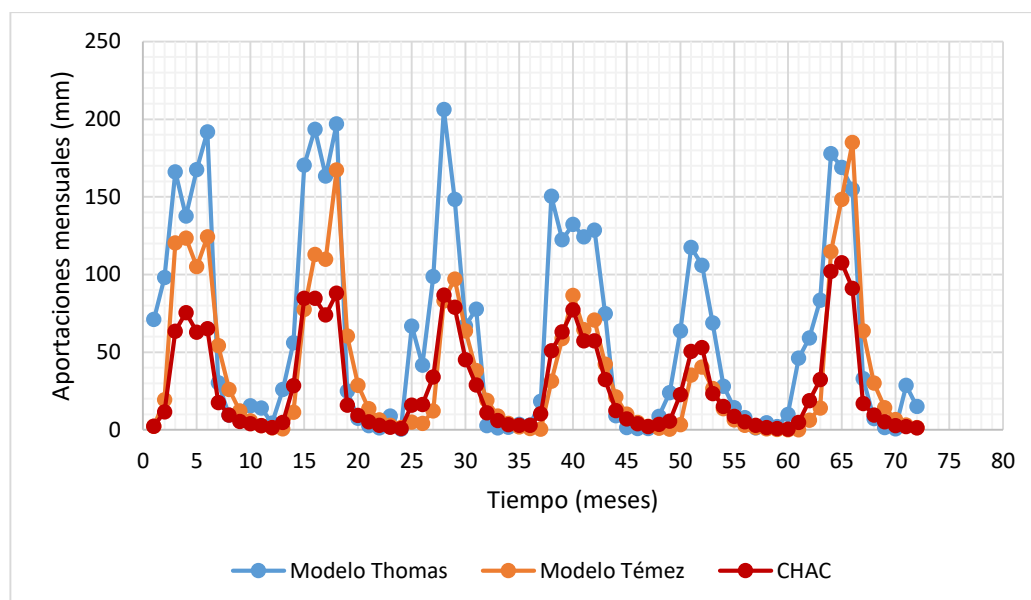


Tabla 44. Valores de aportaciones mensuales (mm).

Años	Mes	Thomas	Témez	CHAC	Años	Mes	Thomas	Témez	CHAC
1978-79	OCT	71.05	2.26	2.35	1981-82	OCT	18.45	0.45	10.33
	NOV	98.11	19.34	11.58		NOV	150.45	31.37	50.92
	DIC	166.17	120.41	63.54		DIC	122.35	58.72	63.05
	ENE	137.59	123.51	75.56		ENE	132.38	86.64	77.41
	FEB	167.65	105.09	62.96		FEB	124.25	64.60	57.33
	MAR	191.92	124.28	65.09		MAR	128.56	70.65	57.24
	ABR	30.34	54.15	17.65		ABR	74.83	42.27	32.41
	MAY	9.45	26.03	9.61		MAY	9.21	21.32	12.43
	JUN	7.23	12.30	5.39		JUN	1.52	10.07	7.16
	JUL	15.55	5.81	3.95		JUL	0.84	4.76	3.92
	AGO	14.09	2.74	2.65		AGO	0.8	2.25	2.18
	SEP	4.36	1.30	1.55		SEP	8.73	1.06	3.51
1979-80	OCT	25.99	0.68	4.72	1982-83	OCT	24	0.50	5.72
	NOV	56.16	11.47	28.43		NOV	63.71	3.43	22.82
	DIC	170.52	77.59	84.71		DIC	117.46	35.33	50.48
	ENE	193.61	112.93	84.65		ENE	105.98	40.52	53.07
	FEB	163.36	109.94	73.93		FEB	68.81	26.62	23.43
	MAR	197.09	167.33	87.99		MAR	28.13	13.58	15.14
	ABR	24.99	60.40	15.91		ABR	14.23	6.42	8.65
	MAY	7.45	28.73	9.34		MAY	7.94	3.03	5.19
	JUN	2.77	13.57	5.28		JUN	1.22	1.43	2.93
	JUL	1.34	6.41	2.90		JUL	4.63	0.68	1.60
	AGO	8.83	3.03	1.69		AGO	2.03	0.32	0.88
	SEP	0.58	1.43	0.99		SEP	9.98	0.15	0.50
1980-81	OCT	66.84	5.01	15.97	1983-84	OCT	46.21	0.07	4.83
	NOV	41.72	4.29	16.27		NOV	59.14	6.31	18.73
	DIC	98.73	12.27	34.06		DIC	83.54	14.11	32.38
	ENE	206.19	83.10	86.86		ENE	177.76	114.76	102.03
	FEB	148.35	97.17	78.93		FEB	169.08	148.44	107.66
	MAR	67.1	63.67	45.12		MAR	155.02	184.99	91.17
	ABR	77.75	38.15	28.84		ABR	33.04	63.71	16.94
	MAY	2.81	19.11	11.08		MAY	7.33	30.10	9.48
	JUN	1.33	9.03	6.13		JUN	1.41	14.22	5.19
	JUL	1.73	4.26	3.37		JUL	0.78	6.72	2.85
	AGO	3.53	2.01	3.04		AGO	28.7	3.17	2.07
	SEP	3.08	0.95	3.04		SEP	15.06	1.50	1.38

- “Valoración hidrológica de la cuencas de los ríos Tolomosa y la Vitoria”
Realizado por el instituto de hidráulica e hidrología, de la Universidad Mayor San Andrés, donde consideró un periodo desde 1962 a 1984.

Figura 32. Comparación de caudales medios mensuales IHH, CHAC y Modelo de Témez.

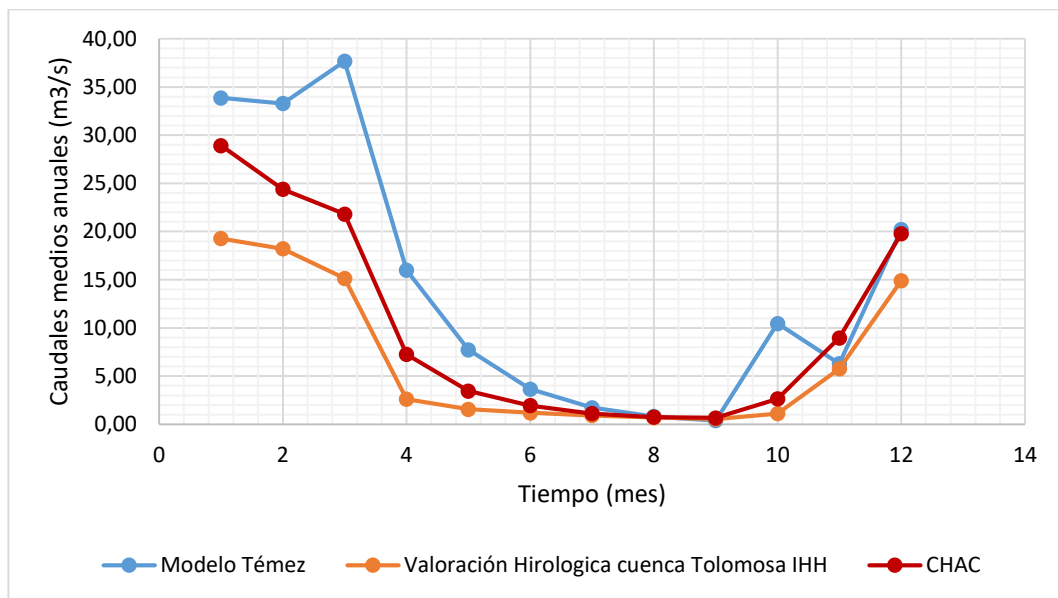


Tabla 45. Caudales simulados CHAC, Témez e IHH.

Mes	CHAC	Modelo de Témez	Valoración hidrológica de la cuenca Tolomosa
ENE	28.93	33.871	19.282
FEB	24.39	33.292	18.211
MAR	21.82	37.674	15.145
ABR	7.26	15.992	2.617
MAY	3.45	7.741	1.564
JUN	1.94	3.657	1.193
JUL	1.12	1.727	0.91
AGO	0.75	0.816	0.696
SEP	0.66	0.385	0.548
OCT	2.65	10.465	1.117
NOV	8.97	6.292	5.769
DIC	19.8	20.225	14.917

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. Conclusiones

Como resultado del presente trabajo y dando respuesta a los objetivos específicos, se tiene las siguientes conclusiones en base a los procesos analizados:

Proceso de calibración.

- Las condiciones para efectuar este proceso, corresponden en comprobar que la superficie de la cuenca clasifique a la misma en cuenca intermedia, que es un requisito del modelo Témez, y las precipitaciones y evapotranspiraciones sean ponderadas respecto a los pesos de influencia de las estaciones empleadas. Asimismo, las características hidrológicas deben facilitar a la determinación de los parámetros de modelación.
- Los parámetros de modelación cumplen una función primordial: el coeficiente de excedencia $C=0,20$, indica que el escurrimiento superficial es relativamente menor a las aportaciones subterráneas, y el coeficiente de descarga al acuífero $\alpha = 0,02$ días⁻¹ fundamenta el anterior criterio, demostrando que los almacenamientos subterráneos son la fuente principal de los aportes en la cuenca Tolomosa.
- En la comparación de los resultados simulados por CHAC con los caudales observados y de los otros estudios realizados, se aprecia que el programa tiene un buen ajuste a nivel mensual, medio mensual y medio anual, en referencia al periodo hidrológico desde 1978/79 a 1983/84.

Proceso de validación.

- Se empleó la totalidad de los registros, al igual que en la calibración, motivo por el que las series de valores observados es muy corta. A pesar de ello, el cálculo de errores estadísticos determina que la estimación de aportaciones por el programa se ajusta a las condiciones hidrológicas de la cuenca.
- Los resultados de términos de error son bajos y por medio de las correlaciones con los datos observados, indican que la simulación es aproximada al sistema real.

- Esta fase se realizó en las estimaciones que produce CHAC, demostrando que el programa posee un grado de confiabilidad y eficiencia.

Proceso de simulación

- Por medio del módulo de simulación habilitado en CHA, se extendió el registro de caudales mensuales en la estación San Jacinto, generando un periodo completo de 43 años desde 1974/75 a 2016/17.
- Los resultados son satisfactorios, porque el software posee una adecuada capacidad de modelación basándose en información pluviométrica y meteorológica completa.

En relación a la aplicación del programa:

- CHAC presenta dificultades en el cálculo de aportaciones para la evapotranspiración potencial para métodos que requieran mayor número de parámetros el procesamiento de datos es muy lento sin embargo el método de Thornthwaite es una alternativa útil por su facilidad de cálculo y poca solicitud de datos
- El programa Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas “CHAC” SÍ es fiable para la estimación de caudales medios mensuales de la cuenca Tolomosa por el modelo Témez, a pesar de la insuficiente información hidrométrica permite generar y extender los registros de caudales, produciendo valores aproximados al sistema real.

5.2. Recomendaciones

Las recomendaciones que se elaboran de acuerdo al desarrollo del estudio, son las siguientes:

- En el manejo del programa de Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas, se debe tener en cuenta el formato con el que el manual especifica para la creación de ficheros desde el programa Excel, asimismo se pueden importar valores ya calculados en caso que el programa no pueda procesar. Se recomienda trabajar con máquinas de mejor procesamiento (computadoras), para obtener resultados mucho más precisos como se presenta en el cálculo de evapotranspiración potencial por los métodos que requieran mayor número de parámetros o datos a ingresar.
- Se requiere una base de datos geográficos actuales que incluya toda la cartografía temática, mapa de suelos y cobertura vegetal, facilitando la elaboración de proyectos hidrológicos, pudiendo desarrollarse de acuerdo a los cambios que se efectúan en las zonas de estudio a medida que transcurre el tiempo. Por ejemplo, las afecciones naturales que la cuenca Tolomosa ha sufrido en los últimos años como son los incendios en la cordillera de Sama
- Con la finalidad de monitorear el flujo superficial en los principales cursos de agua de la cuenca del río Tolomosa, se debe instalar o activar estaciones hidrométricas en los ríos de mayor aportación a la cuenca: Sola, Pinos y San Andrés. De esta manera se obtendría un estudio hidrológico a nivel de sub cuencas y proporcionaría una mejor información para el cálculo de la cuenca Tolomosa debido a su gran extensión en superficie.
- Los resultados de esta investigación pueden ser la base para la elaboración de proyectos de carácter hidráulico, para la regulación de ríos, sistemas de riego, diseño de obras de captación, obras de protección; con la finalidad de aportar al desarrollo de las comunidades pertenecientes y circundantes de la cuenca.

- Para realizar futuras investigaciones, se sugiere a las instituciones correspondientes (SENAMHI y oficina de proyecto múltiple San Jacinto) realizar mediciones de aforos del rio Tolomosa por lo menos en un lapso de 5 años, con la finalidad de que la estimación de aportaciones de la cuenca sean actuales y más próximos a la realidad.
- Asimismo, se propone que el programa CHAC puede ser desarrollado en diferentes zonas de aplicación, pues aporta resultados con un buen ajuste y un grado de confiabilidad.