

1. GENERALIDADES

1.1. Selección y definición del tema de investigación

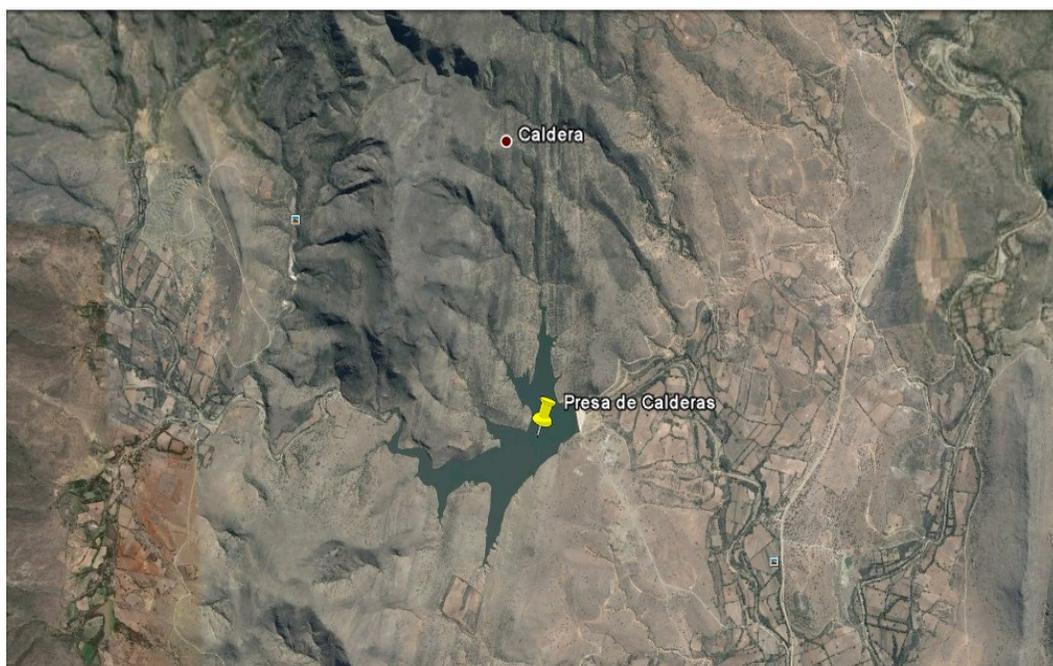
1.1.1. Ubicación geográfica del proyecto

El área de estudio está situada en la ciudad de Tarija, en la localidad de Yesera Sur que forma parte de la primera sección de la provincia cercado, Limita al norte y oeste con la provincia Méndez, al este con la provincia de Burdet O'Connor y al sur con las provincias de Avilés y Aniceto Arce.

1.1.1.1. Latitud y longitud

La localidad de Yesera Sur que es el lugar donde se realizará el proyecto se encuentra ubicado en las siguientes coordenadas:

Figura 1.1. Coordenadas de ubicación de la zona del proyecto.



Fuente: Elaboración propia a través del software Google Earth

Tabla 1.1. *Coordenadas geográficas.*

COORDENADAS GEOGRÁFICAS
OESTE: 64°33' a 64°39'
SUR: 21°24' a 21°30'

Se encuentra a una altitud media de: 2.475 m.s.n.m.

a) Límites territoriales

Los límites de la zona de proyecto son los siguientes:

- Al norte, Yesera Centro.
- Al sur, Santa Ana Grande.
- Al este, el cantón Junacas.
- Al oeste, el cantón San Mateo.

1.1.2. Información general de la zona beneficiada

La presa Calderas se encuentra ubicada en la localidad de Yesera Sur, a orillas del río Guadalquivir. La cual fue terminada de construir el año 2011. Es el tipo de presa de escollera compactada con pantalla de hormigón (PEPH o CFRD), que empezó a funcionar el año 2013 con el fin de constituir un manejo sostenible de los recursos naturales renovables dentro del área de riego de la presa Caldera, en las comunidades de Caldera Chica, Yesera Sur, Gamoneda, Santa Ana y Barbecho.

La presa Calderas habilita a 1200 hectáreas de tierra cultivables en la región de cercado, ya que el caudal alcanza los 800 litros por segundo a ser transportado por el canal principal de la presa.

Hasta el momento únicamente se cuenta con los dos canales principales de conducción para el sistema de riego, sin haberse construido todavía la red de distribución de canales.

La presa Calderas no tiene mediciones realizadas después de su construcción, ni se ha realizado los controles a la misma según lo propuesto en el proyecto de la construcción debido a la falta de presupuesto.

1.2. El problema de investigación

La presa Calderas es una estructura de gran envergadura la cual tuvo un costo muy elevado, esta presa fue construida con el fin de almacenar un volumen de 4,8 millones de m³, volumen que cubrirá el déficit hídrico existente en la zona, mejorando la economía y la calidad de vida de las comunidades beneficiadas.

Si bien las presas son obras de gran importancia, como herramientas económicamente viables, ésta debe de ser controlada y monitoreada con el fin de garantizar su buen funcionamiento.

La presa Calderas en la actualidad no cuenta con la información actualizada para poder realizar un análisis sobre el funcionamiento y operación de la misma, generando una incertidumbre en la población sobre la oferta disponible en la misma.

No sólo la escasez de información en la provincia de Cercado es el problema por el cual no se pueda cuantificar la oferta necesaria para la dotación, sino también que en los últimos años se ha podido observar la variabilidad climática y pluviométrica. Un cambio en estos patrones causado por el cambio climático obliga a enfocar cada vez más los estudios hacia una adaptación de la gestión del agua en este escenario. Por ello, el “Estudio del Balance Hídrico para la cuenca Calderas”.

El cambio climático es un fenómeno que está generando una variación en la estimación de caudales medios mensuales, el cual afecta directamente al aporte hídrico que genera la cuenca Calderas.

La variación climatológica puede generar cambios en los caudales medios mensuales originado que la presa no realice el comportamiento (regulación) para el cual fue diseñado.

1.2.1. Planteamiento

La presa Calderas inicio su ejecución el año 2005, y desde entonces hasta la actualidad no se cuenta con la información necesaria para poder realizar un diagnóstico del funcionamiento de la presa, motivo por el cual no se ha podido confirmar si el volumen de oferta pueda cumplir con la demanda.

La presa Calderas, al no contar con la información necesaria, genera incertidumbre en la oferta hídrica que debe de cubrir, por lo que es necesario el desarrollo de una modelo hidrológico que pueda aplicarse en nuestro contexto y a través de esta generar la información necesaria para disipar la incertidumbre.

Sin embargo, los modelos hidrológicos resultan muy complejos para poder ser aplicados en la mayoría de las cuencas, dado que muchas de éstas carecen en primer lugar de la información necesaria para alimentarlos y posteriormente calibrarlos.

Es por ello que la aplicación de las metodologías usadas en el diseño de las estructuras de la presa es de suma importancia, para disminuir la incertidumbre acerca del diseño, funcionamiento, operación y oferta real que genera la misma.

1.2.2. Formulación.

¿Al aplicar otras metodologías para el análisis del balance hídrico y comparar los resultados con la metodología que se usó para la obtención de caudales medios mensuales de la cuenca Calderas se podrá dar a conocer sobre la variación de los volúmenes que se están generando en la cuenca, y por consiguiente disminuir la incertidumbre del déficit hídrico?

Realizando la metodología con el que se obtuvo los caudales medios mensuales para la cuenca Calderas, mediante el análisis del mismo, con otra metodología, se estaría disminuyendo la incertidumbre existente en la capacidad de almacenaje y el óptimo funcionamiento de la presa Calderas.

1.2.3. Sistematización

- ¿Con qué tipo de metodologías se podría avalar este análisis y por qué se emplearía esta metodología?
- ¿Al realizar estos procedimientos se estaría actualizando la hidrología de la cuenca del río Calderas?
- ¿Al aplicar y realizar la metodología se podría obtener resultados con los cuales se podrían disminuir la incertidumbre de la oferta de los recursos hídricos?
- ¿La metodología utilizada para el análisis del balance hídrico es la más adecuada o recomendada para cuantificar el volumen de aporte directo de la cuenca del río Calderas?

1.3. Objetivos del proyecto

1.3.1. Objetivo general

Realizar el balance hídrico Thornthwaite - Mather para la estimación de los caudales medios mensuales de aporte directo a la presa Calderas, adaptado a la disponibilidad de datos climatológicos, características físicas y biofísicas de la cuenca.

1.3.2. Objetivos específicos

- Recopilar, analizar y determinar las variables necesarias, para el proceso del balance hídrico Thornthwaite - Matter.
- Generar mapas temáticos.
- Realizar una comparación entre los caudales medios mensuales generados por la metodología propuesta y los caudales medios mensuales que se utilizaron en el diseño de la presa Calderas.
- Determinar la oferta hídrica de aporte directo a la presa Calderas.

1.4. Justificaciones

1.4.1. Justificación académica

El presente proyecto pretende aplicar y poner en práctica los conocimientos teóricos y prácticos (en el campo de la hidrología y de los recursos hídricos), proponiendo el uso de la metodología de Thornthwaite - Mather aplicada a nuestro medio.

1.4.2. Justificación técnica

La metodología de balance hídrico Thornthwaite - Mather, es una metodología práctica, viable y con mayor precisión, según la bibliografía, en la determinación del balance hídrico y la obtención de los caudales medios mensuales, fundamentado principalmente por la escasez de la información existente y el cambio climático que se está generando en nuestro medio.

Esta metodología según la bibliografía nos genera resultados mucho más precisos, debido al uso de más parámetros climatológicos que simulan la transformación de la precipitación en escorrentía, resultados con los cuales se podrá realizar una comparación entre los caudales simulados por el modelo utilizado y los caudales con los que se diseñaron la presa Calderas y a través de los mismos dar a conocer y brindar información sobre la variación del volumen de aporte de la cuenca del río Calderas.

1.4.3. Justificación social

Con la estimación de los caudales medios mensuales de aporte directo a la presa Calderas, a través de la metodología del balance hídrico Thornthwaite - Mather se podrá cuantificar el volumen de agua de aporte directo a la presa Calderas, generando una oferta de agua más precisa, reduciendo la incertidumbre existente del déficit hídrico.

1.4.4. Justificación institucional

Con el presente trabajo se trata de contribuir en la investigación a través de la aplicación del balance hidrológico Thornthwaite - Mather, generando a través de la

misma la información necesaria, con los cuales se podrán mejorar los diseños y realizar una mejor operación de las obras hidráulicas.

La Universidad Autónoma Juan Misael Saracho, siendo fiel a su visión de ser “Una institución pública y autónoma, reconocida por su contribución al desarrollo sostenible del país que interactúa con sectores socio-productivos e instituciones educativas de la región y el exterior, despliega una elevada calidad académica en la formación competente e integral de la persona para su inserción exitosa a la actividad productiva y al mercado profesional.”

1.5. Marco de referencia

1.5.1. Marco teórico

El estudio del medio físico de las cuencas hidrográficas ha posibilitado el desarrollo de modelos cada vez más complejos, que permiten considerar la gran variabilidad de factores que condicionan el ciclo del agua, simular su dinámica y establecer modelos hidrológicos distribuidos con base física, como el SHE (ABBOT et al., 1986) o el SHETRAN (EWEN et al. 2002) incluso el modelo de ROBREDO et al. (1994) más sencillo que los dos anteriores.

Sin embargo, estos modelos resultan muy complejos para aplicarlos en la mayoría de las cuencas de montaña, muchas de ellas carentes de la información necesaria para alimentarlos y a posteriori para calibrarlos. Por otra parte, en la práctica tanto de la Hidráulica Torrencial como de la Hidrología Forestal en nuestro país, ha sido más frecuente el empleo de modelos hidrológicos integrados, orientados a fines específicos como el cálculo de caudales de avenida en determinadas secciones de un cauce torrencial; como el modelo CAUDAL3 desarrollado por ROBREDO (1993).

Dado que los caudales ordinarios de los cursos de montaña presentan cada día mayor interés, tanto como base hidrológica para interpretar los caudales ecológicos, como para servir de referencia en la instalación de mini centrales en las áreas de montaña, entre otros usos posibles; el cubrir la necesidad de estimarlos con una aproximación razonable, fue el objetivo del modelo desarrollado por ROJO (2004) en la memoria

de su tesis doctoral: «Modelo para estimar las disponibilidades hídricas en una cuenca de carácter forestal. Aplicación a las cuencas de los ríos Moros y Riaza» que posteriormente lo simplificó parcialmente ROJO et al. (2009).

Ante la frecuencia de eventos torrenciales (precipitaciones o fusiones del manto de nieve) que inciden en las áreas de montaña, el conocimiento de los caudales máximos de crecida que corresponden a la escorrentía superficial presenta especial relevancia, pero también resulta importante estimar los caudales ordinarios asociados a la escorrentía sub-superficial o subterránea, que son más estables y uniformes en el tiempo y en definitiva suponen mayores aportaciones de agua.

Fundamentos del método propuesto

El método propuesto para el cálculo del caudal mensual medio en pequeñas cuencas de montaña, se fundamenta en un modelo integrado desarrollado por ROJO (2004) en el transcurso de la investigación que condujo a la memoria de su tesis doctoral. El esquema de este modelo, mostrado en la Figura 1.2, presenta la siguiente estructura:

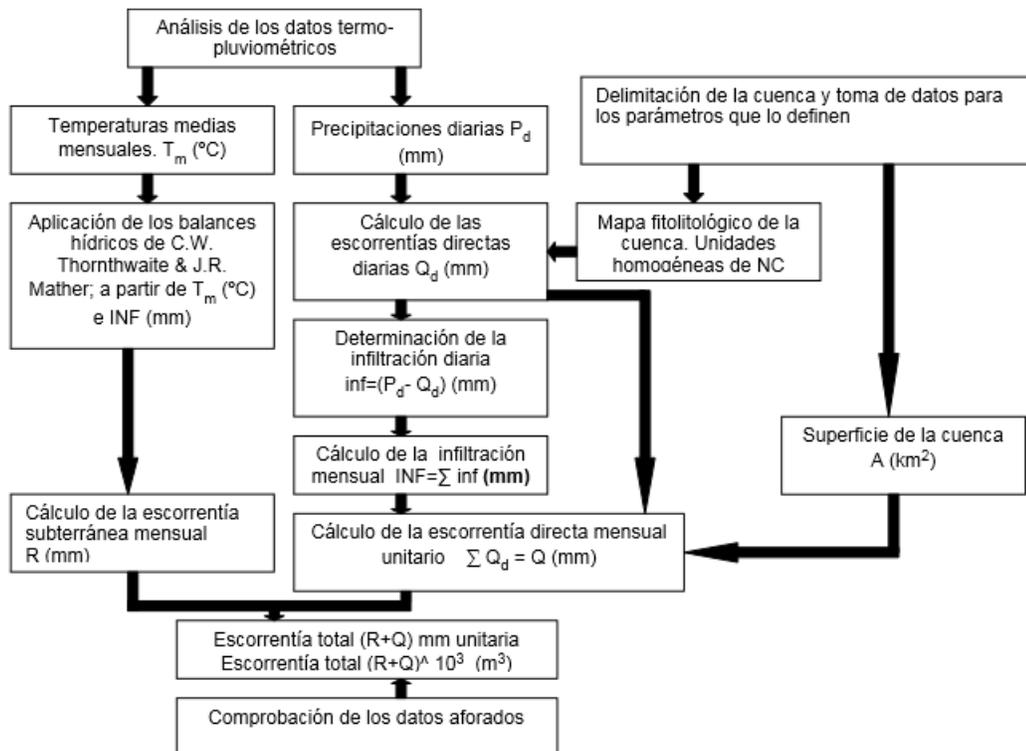
a) un balance hídrico del agua en el suelo, para simular con ello el comportamiento del agua subterránea, cuyo esquema es representado en la Figura 1.2.

b) un modelo de estimación de las escorrentías directas, que en la Figura 1.2, se representa por Q (mm), basado en datos diarios de precipitación y en la aplicación del método del Número de Curva del USDA SOIL CONSERVATION SERVICE (1956) para estimar la escorrentía superficial. La diferencia entre la precipitación registrada P (mm) y la escorrentía superficial Q (mm), obtenida con el procedimiento comentado, establece la parte de la precipitación incorporada al suelo INF (mm). Estos cálculos se realizaron inicialmente con valores diarios (P_d , Q_d , inf); posteriormente por suma de los mismos se transformaron en mensuales (P , Q , INF)

Para el balance hídrico el autor utilizó el procedimiento de Thornthwaite - Mather (1955), pero introduciendo como precipitación únicamente la parte de la misma incorporada al suelo INF (mm).

Sumando a la escorrentía unitaria mensual R (mm) procedente del agua subterránea, aportada por el balance hídrico a la salida de la cuenca, la escorrentía directa superficial unitaria mensual Q (mm), anteriormente calculada, se obtuvo la escorrentía unitaria mensual total ($R+Q$); que extendida a toda la superficie de la cuenca y utilizando las unidades adecuadas, proporcionó el caudal mensual medio a la salida de la cuenca ($m^3 \cdot s^{-1}$). Este valor se contrastó posteriormente con los valores aportados en el mismo periodo en los aforos situados a la salida de la cuenca.

Figura 1.2. Esquema del modelo hidrológico Thornthwaite - Mather.



Fuente: Robredo, J. C., Rojo, I., Mintegui, J.Á., (2012). Un método aproximado para estimar caudales medios mensuales en pequeñas cuencas de montaña. *Ecología*, N° 24, p. – 29.

1.5.2. Marco conceptual

- **Modelo hidrológico:** Es una representación simplificada de un sistema real complejo llamado prototipo, bajo forma física o matemática. De manera matemática, el sistema real está representado por una expresión analítica. En un modelo hidrológico, el

sistema físico real que generalmente representamos es la 'cuenca hidrográfica' y cada uno de los componentes del ciclo hidrológico. De esta manera un modelo matemático nos ayudará a tomar decisiones en materia de hidrología, por lo que es necesario tener conocimiento de entradas (inputs) al sistema y salidas (outputs) a partir del sistema, para verificar si el modelo es representativo del prototipo.

Los modelos hidrológicos son entonces representaciones simplificadas de los sistemas hidrológicos reales, en otras palabras un modelo hidrológico es una simplificación de la realidad, a partir del cual podemos estudiar la relación causa-efecto de una cuenca a través de los datos de entrada y salida, con los cuales se logra un mejor entendimiento de los procesos físicos hidrológicos que tienen lugar dentro de la cuenca (VEN TE CHOW, 1994)

- **Balance hídrico:** se deriva del concepto de balance de la materia, es decir, que es el equilibrio entre todos los recursos hídricos que ingresa al sistema y los que salen del mismo, en un intervalo de tiempo determinado. Sintéticamente puede expresarse por la fórmula:

$$\text{Estado}_{(t+1)} = \text{Estado}_t + \sum_{i=1}^N \text{Entradas}_i - \sum_{j=1}^M \text{Salidas}_j$$

Para la determinación del balance hídrico se debe hacer referencia al sistema analizado. Estos sistemas pueden ser, entre otros:

- Una cuenca hidrográfica.
 - Un embalse.
 - Un lago natural.
- **Agua subterránea:** se define como el agua subterránea que se queda almacenada, o se desliza, cuando el agua de lluvia, o la que proviene de ríos o lagos, que llega hasta las capas impermeables de suelo, luego de atravesar las permeables.
 - **Número de curva:** valor adimensional que se obtiene a través de las características, topográficas, relieve, uso de suelo, que presenta el área considerada en estudio. A través de este se podrá obtener el umbral de escorrentía.

- **Escorrentía superficial:** La escorrentía superficial está constituida por aquella parte de la precipitación que escurre superficialmente sobre el cauce principal de la Cuenca durante el aguacero. Antes de que esta parte de la precipitación se incorpore a un cauce natural, la lámina de agua que escurre superficialmente se denomina usualmente flujo superficial. Ésta es medida directamente de los ríos a través de estaciones hidrométricas las cuales miden el caudal de agua que pasa por un punto determinado.

La escorrentía superficial depende de la respuesta hídrica de la cuenca a la precipitación, y viene condicionado por el área de la cuenca, el tipo de cobertura vegetal y uso de suelo, tipo de suelos y pendiente del terreno.

- **Abstracción inicial:** La abstracción inicial constituye la parte del agua que se infiltra y que es retenida por el suelo, produciéndose un almacenamiento en la matriz de éste, y cuya capacidad de retención depende de su textura y estructura (porosidad). Asimismo una parte mucho menor de dicho almacenamiento lo realiza el dosel vegetal.
- **Cambios de almacenamiento:** Como resultado del balance hídrico se presenta el cambio de almacenamiento el cual representa por una parte el volumen de agua que recarga los acuíferos y por otra parte, en el caso de existir cuerpos de agua como embalses, lagos y lagunas, el cambio en el nivel de los cuerpos de agua.
- **Humedad de reposición en el suelo:** cuando después de un período de deficiencias de agua se producen lluvias que excedan las pérdidas de agua por ET.
- **Capacidad de Campo (C.C.):** Es el contenido de agua de un suelo, después que ha sido mojado abundantemente y se ha dejado drenar libremente, evitando las pérdidas por evapotranspiración alrededor de 24 a 48 horas después del riego o la lluvia. Corresponde aproximadamente al contenido de agua del suelo a una tensión o potencial mátrico del agua de -0.33 bares.
- **Punto de Marchitez Permanente (P.M.P.):** Es el contenido de agua de un suelo al cual la planta se marchita y ya no recobra su turgencia al colocarla en una atmósfera saturada durante 12 horas. Por convención corresponde al contenido de agua a una tensión o potencial mátrico de -15 bares.

- **Exceso de agua:** cuando la Precipitación es mayor que el agua de reposición, y no se elimina por ET.
- **Agua de consumo:** cuando el suelo comienza a reducir su contenido de humedad por la ET y el almacenaje de agua en el suelo se va reduciendo hasta llegar al mínimo aceptable para la vida de las plantas, es decir, al coeficiente de marchitez.
- **Déficit de agua:** cuando las demandas de agua por ET superan a las disponibles en el suelo.

1.5.3. Marco espacial

El área de estudio donde se realizara el balance hidrológico Thornthwaite – Mather, es el área de aporte directo a la presa calderas, es decir de la presa calderas aguas arriba, sin tomar en cuenta el aporte indirecto de la cuenca Yesera.

1.5.4. Marco temporal

Para determinar el balance hídrico Thornthwaite - Mather. parte de datos de precipitaciones y temperaturas de la estación cercana a la cuenca Calderas, que en este caso en específico es la estación Yesera Sur con datos disponibles desde el año 2002 hasta el 2016, datos que serán correlacionados con la estación patrón.

1.6. Alcance

1. Descripción de la metodología Thornthwaite - Mather.
2. Obtener mapas temáticos con variables de características de suelo, relieve y vegetación, con las cuales se caracteriza el recurso hídrico.
3. Obtención de los caudales medios mensuales de aporte directo a la presa Calderas, mediante el balance hidrológico Thornthwaite - Mather.
4. Comparar los caudales obtenidos por el balance hidrológico aplicado, con los caudales utilizados para el diseño de la presa calderas.

2. FUNDAMENTO TEÓRICO

2.1. Balance hídrico

Un balance hídrico es la cuantificación tanto de los parámetros involucrados en el ciclo hidrológico, como de los consumos de agua de los diferentes sectores de usuarios, en un área determinada, cuenca, y la interrelación entre ellos, dando como resultado un diagnóstico de las condiciones reales del recurso hídrico en cuanto a su oferta, disponibilidad y demanda en dicha área. Dado que el balance hídrico presenta un diagnóstico de las condiciones reales del recurso hídrico en un área en particular, permite tomar medidas y establecer lineamientos y estrategias para su protección y utilización de una manera integrada, de tal forma que se garantice su disponibilidad tanto en cantidad como en calidad.

El modelo de balance hídrico se basa en la ecuación de conservación de masa:

$$\text{ENTRADAS} - \text{SALIDAS} = \text{CAMBIO DE ALMACENAMIENTO}$$

En el modelo del Balance Hídrico Thornthwaite - Mather, considera las siguientes entradas:

- Precipitación,
- Temperaturas.
- Capacidad de agua almacenada en el suelo.

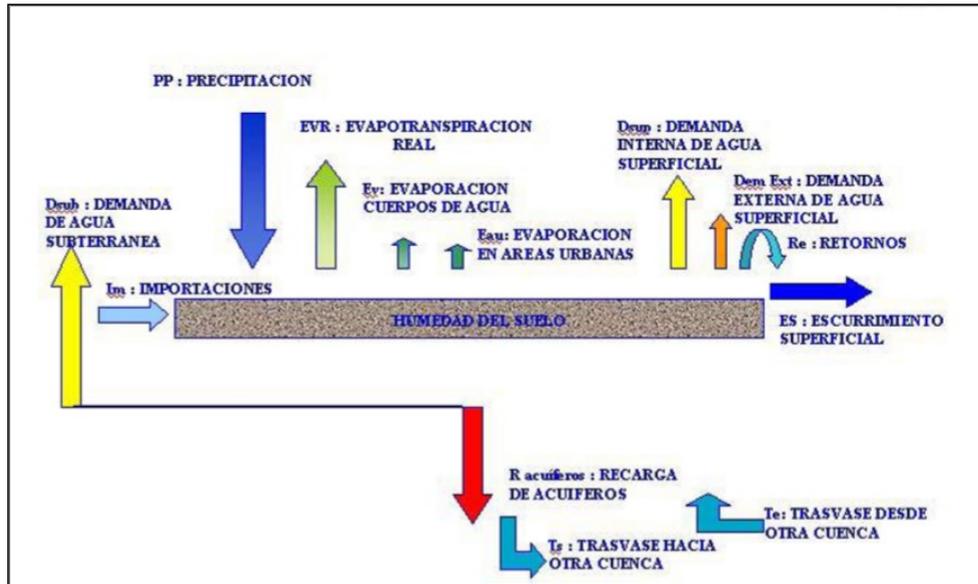
Las salidas consideradas son las siguientes:

- Escurrimiento superficial,
- Demanda interna en la cuenca,
- Demanda externa de la cuenca

Como cambio de almacenamiento:

- Recarga de acuíferos,
- Variación de nivel en cuerpos de agua (lagos, lagunas, embalses)

Figura. 2.1 esquema de modelo de balance hídrico realizado por el SNET.



Fuente: López A. L., Delgado K. A. (2009). *Modelación hidrológica en la subcuenca Lempa Alto*. (Tesis de maestría). Universidad de el Salvador, El Salvador.

2.1.2. Modelo hidrológico

Es una representación simplificada de un sistema real complejo llamado prototipo, bajo forma física o matemática. De manera matemática, el sistema real está representado por una expresión analítica. En un modelo hidrológico, el sistema físico real que generalmente representamos es la 'cuenca hidrográfica' y cada uno de los componentes del ciclo hidrológico. De esta manera un modelo matemático nos ayudará a tomar decisiones en materia de hidrología, por lo que es necesario tener conocimiento de entradas (inputs) al sistema y salidas (outputs) a partir del sistema, para verificar si el modelo es representativo del prototipo.

Los modelos hidrológicos son entonces representaciones simplificadas de los sistemas hidrológicos reales, en otras palabras un modelo hidrológico es una simplificación de la realidad, a partir del cual podemos estudiar la relación causa-efecto de una cuenca a través de los datos de entrada y salida, con los cuales se logra un mejor entendimiento de los procesos físicos hidrológicos que tienen lugar dentro de la cuenca (VEN TE CHOW, 1994).

2.1.3. Tipos de modelos hidrológicos

Los modelos en cualquier ámbito de la ciencia se clasifican en:

- a) Modelos físicos reducidos: Se basan en la reducción a una determinada escala del prototipo (realidad). Su fundamento teórico lo constituye el análisis dimensional completado con la teoría de la semejanza.
- b) Modelos analógicos: Analizan un sistema a partir de otro regido por teorías similares.
- c) Modelos matemáticos: Representan el sistema por un conjunto de ecuaciones y sentencias lógicas que expresan las relaciones entre variables y parámetros.

El modelo hidrológico a utilizar es del tipo matemático los cuales son ampliamente utilizados en la hidrología y suelen requerir el empleo de ordenadores.

Los modelos matemáticos se dividen en dos grandes grupos:

1. Determinísticos: las variables vienen determinadas por leyes físicas consideradas como exactas y que explican toda su variabilidad.
2. Estocásticos: las variables son regidas en todo o en parte por las leyes del azar, y por tanto caracterizadas en términos de probabilidad. Requieren la existencia de datos que permitan caracterizar dichas variables.

Los modelos Determinísticos utilizados en este trabajo se exponen a continuación:

1. Modelos empíricos: Las funciones que los definen se basan en una correspondencia entre las entradas y las salidas de datos registrados, definidas habitualmente mediante el ajuste de ecuaciones tras un análisis de regresión. A pesar de que pueden proporcionar resultados de gran exactitud en las cuencas donde han sido definidos, su aplicación en otras localizaciones es muy problemática.
2. Modelos distribuidos: Un modelo distribuido divide la cuenca en pequeñas unidades regulares (grid) asignando a cada una de ellas sus propias características, dentro de estas unidades se simulan los procesos, por lo que elimina los posibles errores derivados de la aplicación de un promedio.

Huggins (1977) ya citan varias ventajas de los modelos hidrológicos distribuidos. La primera es su mayor precisión en la simulación de la escorrentía superficial como consecuencia de su mayor capacidad para la representación espacial del medio en que se produce. La segunda es su gran aptitud para la aplicación en cuencas no aforadas, sobre todo en la determinación de las posibles consecuencias derivadas de los cambios en los usos del suelo. Los modelos matemáticos son ampliamente los más utilizados en hidrología y suelen requerir el empleo de ordenadores.

2.1.4. Modelos de balance hídrico mensual

Los modelos de balance hídrico se basan en el principio de conservación de masa y representan una de las herramientas más utilizadas en hidrología, ya que estos simplifican el ciclo hidrológico reduciéndolo a unas pocas variables y componentes principales. El balance hídrico expresa la equivalencia entre las salidas y aportes de agua a un sistema, considerando las variaciones en el comportamiento interno del mismo como por ejemplo las variaciones en la humedad en un tiempo determinado.

Los datos de precipitación, evaporación, temperatura y caudales, es la información usualmente empleada en los modelos de balance hídrico, con estos datos se puede evaluar la condición de una cuenca hidrográfica. En el desarrollo de este trabajo se decidió trabajar con modelos que emplean precipitación y evapotranspiración potencial, y con los datos de caudal se hará la respectiva calibración de los mismos.

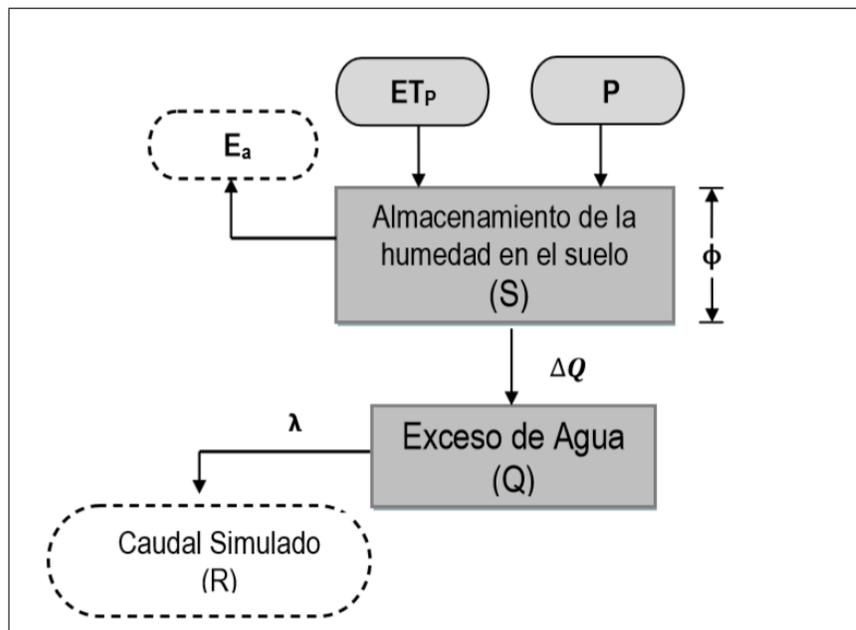
Los modelos de balance hídrico han sido estudiados desde la mitad del siglo XX, y se han realizado varias modificaciones a cada una de las teorías planteadas por los autores, en el presente trabajo se estudiarán seis modelos correspondientes a los desarrollados por Thornthwaite y Mather (TM), Palmer (P), Thomas (T), Belgium (B), Dos Parámetros (2P) y GMR2. Estos modelos han sido empleados con el fin de estudiar y comparar los resultados arrojados por cada uno de estos bajo diferentes condiciones, como se mencionaba anteriormente han tenido buen desempeño para la simulación de escorrentía en diferentes países, y sus parámetros han sido

estadísticamente coherentes. En los siguientes numerales se presenta la descripción detallada de cada modelo.

2.1.5. Modelo de balance hídrico Thornthwaite - Mather (TM).

Este modelo fue desarrollado por Thornthwaite - Mather en 1955. Es un modelo de tanques con dos almacenamientos, 1) contenido de humedad del suelo y 2) exceso de agua. El modelo tiene dos parámetros: capacidad de retención de humedad en el suelo θ y el almacenamiento constante λ que depende del agua de exceso y el agua subterránea. La humedad es agregada o sustraída del suelo dependiendo de las condiciones climáticas. Es decir para un mismo mes se evalúa si fueron mayores o menores las precipitaciones y la evapotranspiración. En la figura 2.1, se muestra una representación esquemática del modelo de Thornthwaite - Mather.

Figura.2.2. Representación esquemática del modelo de Thornthwaite - Mather



Fuente: lamprea, Y. (2011). *Estudio comparativo de modelos multiparamétricos de balance hídrico a nivel mensual en cuencas hidrográficas de cundinamarca y valle del cauca.* (Tesis de maestría). Pontificia Universidad Javeriana, Bogotá.

Para el primer caso donde $P \geq ET_p$, el contenido de humedad del suelo es actualizado por:

$$S_t = \min[P_t - ET_{pt} + S_{t-1}, \phi]$$

Y el exceso de precipitación se asume que contribuye al agua de exceso,

$$\Delta Q = [P_t - ET_{pt} + S_{t-1} - \phi]$$

La evapotranspiración está definida por:

$$E_{at} = ET_{pt}$$

Por el otro lado, cuando $P \leq ETP$, la humedad almacenada en el suelo es descrita por:

$$S_t = S_{t-1} e^{-\frac{[ET_{pt} - P_t]}{\phi}}$$

Y

$$\Delta Q = 0$$

La evapotranspiración actual es calculada por:

$$E_{at} = P_t + S_{t-1} e^{-\left[\frac{ET_{pt} - P_t}{\phi - 1}\right]}$$

El caudal de escorrentía es derivado del agua de exceso. Este modelo asume que la fracción λ de agua de exceso y la recarga de aguas subterráneas permanecen en el suelo. Por lo tanto, el caudal de escorrentía para el mes es:

$$Q_t = \lambda(Q_{t-1} + \Delta Q)$$

Y el agua de exceso al final del mes es actualizado por:

$$R_t = (1 - \lambda)(Q_{t-1} + \Delta Q)$$

El parámetro λ varía con la profundidad y la textura del suelo, el tamaño y la fisiografía de la cuenca y las características del sistema de aguas subterráneas. Los parámetros necesarios para calibrar el modelo son λ y θ , y adicionalmente requiere dos condiciones iniciales S_{t-1} y Q_{t-1} .

2.2. Modelo de pérdidas del número de curva (CN) del SCS

El modelo de Número de Curva (CN) del Servicio de Conservación de suelos (SCS) estima el exceso de precipitación como una función de la precipitación acumulada, la cobertura del suelo, uso de la tierra, y humedad antecedente, mediante el uso de la ecuación:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}$$

Dónde:

P_e : Exceso de precipitación acumulada en el tiempo

P : Altura de lluvia acumulada en el tiempo

I_a : Abstracción inicial (perdida inicial)

S : Retención máxima potencial, una medida de la capacidad de la cuenca para abstraer y retener la precipitación de la tormenta. Hasta que la lluvia acumulada exceda a la abstracción inicial, el exceso de precipitación y en consecuencia el escurrimiento, serán nulos.

A partir del análisis de los resultados de muchas cuencas pequeñas, el SCS desarrollo relaciones empíricas de I_a y S que se según la Ecuación:

$$I_a = 0.2S$$

Por otro lado, el exceso acumulado en el tiempo t es:

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S}$$

El exceso incremental para un intervalo de tiempo se calcula como la diferencia entre el exceso acumulado y el final y el comienzo del período.

La retención máxima, S , y las características de la cuenca se relacionan mediante parámetros intermedios, el número de curva (abreviado en inglés como CN interviene como en la Ecuación:

$$\left[\begin{array}{ll} S = \frac{1000 - 10CN}{CN} & \rightarrow \text{Sistema Ingles} \\ S = \frac{25400 - 254CN}{CN} & \rightarrow SI \end{array} \right.$$

El rango de valores de CN va desde 100 (para cuerpos de agua) hasta aproximadamente 30 para suelos permeables con alta de infiltración.

2.2.1. Estimación del número de curva de escorrentía, CN

Con la precipitación P , el número de curva de escorrentía CN, la escorrentía Pe , puede ser determinada por la ecuación anterior. Para cuencas sin mediciones de caudal, tablas de número de curva de escorrentía CN para varias coberturas complejas hidrológicas del suelo se encuentran ampliamente disponibles.

Las coberturas complejas hidrológicas de suelo describen una combinación específica de los grupos de suelos hidrológicos, el uso y tratamiento de la tierra, la condición hidrológica superficial, y las condiciones de humedad antecedentes. Todos estos factores tienen un comportamiento directo sobre la cantidad de escorrentía producida por una cuenca. El grupo hidrológico de suelos describe el tipo de suelo. El uso y tratamiento del suelo describe el tipo y la condición de la cubierta vegetal. La condición hidrológica se refiere a la capacidad de la superficie de la cuenca para aumentar o impedir la escorrentía directa. La condición de humedad antecedente tiene en cuenta la historia reciente de la precipitación, y consecuentemente es una medida de la cantidad almacenada por la cuenca.

2.2.2. Clasificación hidrológica de los suelos

Los grupos hidrológicos en que se pueden dividir los suelos son utilizados en el planeamiento de cuencas; para la estimación de escorrentía a partir de la precipitación. Los suelos han sido clasificados en cuatro grupos, A, B, C y D, de acuerdo al potencial de escurrimiento.

A: (Bajo potencial de escorrentía). Suelos que tienen alta tasa de infiltración aun cuando estén muy húmedos. Consisten en arenas o gravas profundas bien o excesivamente drenadas. Estos suelos tienen una alta transmisión de agua.

B: (Moderadamente bajo potencial de escorrentía). Suelos con tasa de infiltración moderada cuando están muy húmedos. Suelos moderadamente profundos a profundos, moderadamente bien drenados a bien drenados, suelos con texturas moderadamente rápida. Son suelos con tasas de transmisión de agua moderadas.

C: (Moderadamente alto potencial de escorrentía). Suelos con infiltración lenta cuando están muy húmedos. Consisten de suelos con un estrato que impide el movimiento de del agua hacia abajo; suelos de texturas moderadamente finas a finas; suelos con infiltración lenta debido a sales o álcali, o suelos con niveles freáticos moderados. Estos suelos pueden ser pobremente drenados o bien moderadamente bien drenados, con estratos de permeabilidad lenta a muy lenta a poca profundidad (50-100cm).

D: (Alto potencial de escorrentía). Suelos con infiltración muy lenta cuando están muy húmedos. Consisten de suelos arcillosos con alto potencial de expansión; suelos con nivel freático alto permanente; suelos con estrato arcilloso superficial, suelos con infiltración muy lenta debido a sales o álcali y suelos poco profundos sobre material casi impermeable. Estos suelos tienen tasas de transmisión de agua muy lenta.

2.2.3. Condición de humedad antecedente

El método del número de curva de escorrentía tiene tres niveles de humedad antecedente, dependiendo de la precipitación total en los cinco días previos a la

tormenta; la condición de humedad antecedente sea; la condición de humedad antecedente normal y la condición de humedad antecedente humedad.

Condición I: (Suelo Seco). Es el caso en que los suelos se secan sin perder la cohesión; o sea, cuando se puede arar o cultivar en buenas condiciones (lamina 0-35mm).

Condición II: (Suelo Normal). Es el caso medio para crecidas anuales, es decir, las condiciones medias existentes que produjera la máxima crecida anual en dichas cuencas (lamina 35-50mm).

Condición III: (Suelo Húmedo). Cuando en los 5 días anteriores a la tormenta dada, se han producido lluvias fuertes o lluvias tenues con bajas temperaturas y el suelo está casi saturado (lamina mayor a 50mm).

La relación entre la precipitación y el escurrimiento para estas tres condiciones se expresa mediante un determinado número de curva, que depende de la condición de humedad antecedente, de la clasificación de los suelos según sus características hidrológicas (indicador de infiltración), de la condición hidrológica (indicador de la cobertura vegetal) y de los usos de la tierra.

2.2.4. Usos y tratamiento del suelo.

El uso de la cuenca tiene efecto sobre la respuesta de la cuenca a los fenómenos hidrometeorológicos. A medida que se deforesta una cuenca aumentan los picos de crecidas y baja el caudal de esquiaje (caudal mínimo del río, a partir del cual se midan las crecidas).

Dependiendo de la clasificación de los suelos, uso de la tierra, tratamiento o práctica y de la condición hidrológica, se determina el número de curva a la condición II de humedad antecedente ya que esta es representativa de la condición del suelo.

Los valores de CN para las condiciones I y III se estiman mediante las Ecuaciones:

$$CN I = \frac{CNII}{2.3 - 0.013CNII}$$

$$CNIII = \frac{CNII}{0.43 - 0.0057CNII}$$

Dónde:

CN I: Condición de humedad antecedente seca.

CN II: Condición de humedad antecedente normal.

CN III: Condición de humedad antecedente humedad.

El CN de una cuenca se puede estimar como una función del uso de la tierra, tipo de suelo, y humedad antecedente de la cuenca, con el uso de las tablas publicadas por SCS. Por conveniencia, se incluyen las tablas de CN desarrolladas por el SCS. Por conveniencia, se incluyen las tablas de CN desarrolladas por el SCS. Con estas tablas y conocimiento el tipo de suelo y el uso de la tierra, se encuentra un valor único de CN.

Para una cuenca formada por varios tipos de suelo y usos de la tierra un CN ponderado se calcula mediante la Ecuación:

$$CN_{ponderado} = \frac{\sum CN_i * A_i}{\sum A_i}$$

Dónde:

CN ponderado: Número de Curva ponderado para calcular el volumen de escurrimiento.

I: Índice de subdivisiones de la cuenca para tipo de suelo y uso de la tierra.

CNi: Número de Curva para la subdivisión i.

Ai: Área de drenaje de la subdivisión i.

Los usuarios del modelo SCS como se implementa en HEC-HMS deberían notar que las tablas incluyen un CN ponderado para distritos urbanos, distritos residenciales, y

áreas de clasificación reciente. Esto es, el CN que se muestra son valores compuestos para un área impermeable conectada directamente y espacios abiertos.

2.3. Evaporación y evapotranspiración

Evaporación es el cambio de estado del agua de líquido a vapor. Es la emisión de vapor de agua a la atmósfera por una superficie húmeda (en estado sólido o líquido), a temperatura por debajo del punto de ebullición. En la naturaleza y para nuestro sistema tierra-atmósfera, la evaporación consume buena parte de la energía solar incidente y por lo tanto forma parte del equilibrio calórico. Para la evaporación desde una superficie libre de agua (ríos, lagos) se necesita energía que provea calor latente de vaporización y algún mecanismo de renovación del vapor de agua formado bajo condiciones determinadas de temperatura, presión de vapor, viento, tamaño de la superficie evaporante, impurezas, etc. En una masa de agua a una determinada temperatura, las moléculas de agua se encuentran unidas por una fuerza de cohesión que determina su estado líquido, en tanto en la película superficial existe una tensión que impide su liberación. Sin embargo, en virtud del estado de continua agitación y colisión de las moléculas de agua, es posible que aquellas que se hallan cercanas a la superficie, y con velocidades superiores al promedio, venzan las fuerzas de cohesión y tensión superficial y se incorporen como vapor de agua a la atmósfera. La pérdida de energía calorífica que se llevan las moléculas de agua evaporadas es el calor latente de vaporización que decrece aproximadamente de 600 cal a 0°C a 540 cal a 100°C. Es decir, cuando el agua se evapora, en el líquido no evaporado la temperatura disminuye, se enfría. A su vez, si se aumenta la temperatura del agua, la energía agregada incrementa la evaporación, lo que da un mayor número de moléculas de agua en el aire hasta conseguir su equilibrio o saturación. De manera inversa sucederá si disminuimos la temperatura del agua evaporante. La proporción o razón de la evaporación varía en forma directamente proporcional a la diferencia entre la presión de saturación a la temperatura de la superficie líquida y la presión del vapor de agua que prevalece en el aire. Para una localidad dada, la evaporación muestra menos variación de un año a otro que la que acusa la lluvia. Su variación anual puede oscilar

entre un 10 % en climas húmedos tropicales y un 25 % en climas continentales centrales, dependiendo principalmente del grado de nubosidad. Las variaciones mensuales de un año a otro tienden a ser mayores y se hallan estrechamente ligadas con las variaciones típicas en las condiciones meteorológicas. Sobre todo en regiones con estaciones seca y húmeda, el mes de transición experimentará una considerable variación según la lluvia se adelante o se retrase. En cuanto a los valores diarios pueden variar mucho, presentándose los valores bajos en días lluviosos, húmedos, nublados y de aire en calma y los valores altos en días secos, soleados y ventosos. Conocer los datos medios mensuales de evaporación es importante fundamentalmente en las zonas de riego artificial. La medición de la evaporación no es fácil. Experimentos cuidadosos y realizados en condiciones especiales pueden dar a conocer la proporción de evaporación, pero no siempre son reales. En los procesos que se dan en el ciclo hidrológico, es necesario definir un proceso de evaporación que producen los vegetales, el llamado transpiración y se define como: la pérdida de agua en forma de vapor a la atmósfera por las estomas, cutícula y lenticelas de la planta. Entonces, la Evapotranspiración será la pérdida combinada de agua en forma de vapor, que contiene la evaporada directamente del suelo y la transpirada por las plantas, a la atmósfera. A su vez, la energía con que está disponible en el suelo y el grado de cobertura vegetal de éste, limitan y diferencian dos formas de Evapotranspiración potencial (EP): es la máxima evaporación posible en un intervalo de tiempo, bajo condiciones climáticas existentes, cuando el suelo se encuentra en su contenido óptimo de humedad (capacidad de campo) y cubierto totalmente con una capa vegetal de baja altura en activo crecimiento y cuyo albedo sea de alrededor de un 25 %. Según Thornthwaite (1948) "es la cantidad de agua que evaporaría un suelo y transpirarían las plantas si el suelo estuviera en su contenido óptimo de humedad y con cobertura vegetal completa", es decir que representa la máxima necesidad de agua de la planta.

Evapotranspiración real o actual (ER): es la producida en condiciones reales, teniendo en cuenta que la cobertura vegetal no siempre es completa y que los niveles de humedad en el suelo son variables.

De las definiciones se desprende que la EP depende únicamente de factores meteorológicos y la ER además de la estructura y composición del suelo y la anatomía y fisiología de las plantas. A su vez hay que considerar que la evaporación desde suelo desnudo de vegetación, más la transpiración estimada separadamente no es equivalente a la Evapotranspiración, considerada como un proceso único, y por ende, una cantidad de agua menor se pierde por Evapotranspiración. Penman y Schofield (1951) estimaron que el agua perdida por Evapotranspiración desde un cultivo de bajo porte, es menor que la que se pierde por evaporación desde una superficie libre de agua. Atribuyeron esto al cerramiento de los estomas durante la noche, a la resistencia que presentan los estomas a la difusión y la alta reflectancia o albedo de la vegetación, y en cuanto a la superficie libre de agua no presenta estos obstáculos y posee energía almacenada durante el día que le permite continuar el proceso por la noche. Neumann (1953) sostiene que la pérdida de agua por Evapotranspiración potencial está alrededor del 75 % de la que se pierde por evaporación desde una superficie libre. La Evapotranspiración real puede alcanzar valores iguales o menores a la Evapotranspiración potencial.

2.3.1. Medición y estimación

Diversos medios, instrumentos y fórmulas empíricas han sido utilizados para medir y estimar la evaporación y la Evapotranspiración. Los inconvenientes son fáciles de ver, ya que los diferentes factores ambientales, las diferentes localidades, tipos de cultivos y suelos y procesos atmosféricos particulares hacen difícil la evaluación de regiones amplias y más aún estandarizarlas. A su vez, la instrumentación realizada para este fin (tanques, evapotranspirómetros, lisímetros) no han sido normalizados y su operación no ha sido continuada. Se han desarrollado varias fórmulas de estimación: Penman (1948), Thornthwaite (1948), Blaney y Criddle (1950) y Papadakis en 1961 que exigen determinaciones muy precisas de los parámetros que las componen, en general difíciles de obtener.

2.3.2 Estimación de la evapotranspiración potencial según el método de Thornthwaite

Thornthwaite relacionó, la temperatura media mensual, la evapotranspiración calculada para meses estándar de 30 días con 12 horas de luz para cuatro áreas diferentes de los EEUU. Y expresó esa relación según la ecuación donde se ve que la Evapotranspiración tiene una relación exponencial con la temperatura:

$$ETP = c * t^a$$

Dónde:

ETP = Evapotranspiración potencial mensual expresada, en cm.

t = temperatura media mensual, en °C.

a y c = coeficientes que varían según el lugar.

De este modo, como los coeficientes son hallados en función de observaciones en lugares depende de las características climáticas de los mismos. Con climas cálidos no darían valores correctos para Evapotranspiración en zonas de climas fríos y viceversa.

Posteriormente Thornthwaite desarrolló una ecuación general:

$$ETP = 16 * \left(10 \frac{t}{I}\right)^a$$

Dónde:

ETP = Evapotranspiración potencial mensual sin ajustar en mm.

t = temperatura media mensual en °C.

I = Índice calórico anual.

ij = índice calórico mensual.

a = 0,000000675 I³ - 0,0000771 I² + 0,0179 I + 0,49

$$I = \sum_{n=1}^{n=12} ij$$

$$ij = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514} \quad \text{Siendo: } ij = \text{índice calórico mensual}$$

La fórmula de la ETP sin ajustar para meses de 30 días y de 12 horas de heliofanía, deberá serlo para las condiciones reales de días del mes con duraciones desde 28 a 31 días al igual que las horas de luz que varían con la latitud y fecha del lugar considerado. El coeficiente de ajuste se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$j = \frac{H_j}{12} \times \frac{n_j}{30} = \frac{H_j \times N_j}{360}$$

Dónde:

H_j = heliofanía astronómica para el día medio del mes j dividido por 12, que es la duración media para la que están calculadas las E_{pj} sin ajustar.

N_j = duración en días del mes j dividido por 30 que es la duración del mes para la que está calculada la ETP sin ajustar.

A su vez, para calcular la ETP según el método de Thornthwaite existe una forma analítica y una gráfica. Para lograr la estimación de la ETP mediante el uso de las tablas, son necesarios los valores de temperatura media mensual y la latitud de la localidad. Los valores de T_m mensuales.

2.4. Criterios edáficos

2.4.1. La capacidad de retención de agua disponible

El concepto de capacidad de retención de agua disponible (CAD) parte de una clasificación biológica del agua del suelo que considera como asimilable por las plantas el agua retenida entre dos situaciones de “cuasi-equilibrio”, la capacidad de campo y el punto de marchitamiento permanente. La principal crítica a estos conceptos es que su significación física es dudosa, pudiéndose comprobar, por ejemplo, que el punto de marchitez permanente varía con la especie y con factores del medio (Porta et al., 1999). No obstante y pese a las numerosas críticas que soporta, este modelo simplificador sobre el agua en el suelo sigue teniendo plena vigencia en la actualidad.

Según estos mismos autores, la capacidad de campo puede definirse como:

- El contenido de agua que tiene el suelo después de 48 horas de un riego o lluvia abundante. Se supone que transcurrido este tiempo concluye el drenaje rápido y empieza el drenaje lento del agua contenida en el suelo.

- En cierto modo, se trata del contenido máximo de agua que puede retener un suelo cuando la mayor parte de la macroporosidad está ocupada por aire.

- Por la dificultad de medición, se suelen realizar estimaciones a partir del contenido de agua que retiene una muestra de suelo en equilibrio con una presión de 33 kPa, en un equipo de placas de presión. Sin embargo, esto puede llevar a errores importantes, puesto que en la capacidad de campo influyen las condiciones de drenaje del suelo. Por este motivo es más recomendable que la capacidad de campo sea medida in situ.

Por su parte, el punto de marchitamiento permanente es:

- El contenido de agua por debajo del cual las plantas mesofíticas (en concreto el girasol enano) no son capaces de extraer agua del suelo. Se corresponde con el límite inferior del agua retenida por fuerzas capilares absorbible por las raíces.

- Se estima como el contenido de agua que retiene una muestra de suelo equilibrada con una presión de 1.500 kPa en un equipo de placas de presión.

La capacidad de retención de agua disponible tiene una gran importancia en el suministro de agua a las plantas, ya que actúa como un almacén o reserva de agua del que las plantas pueden hacer uso según sus necesidades. Por este motivo, sigue siendo muy utilizado especialmente en trabajos de riego. Según lo expuesto, esta variable puede calcularse mediante la expresión:

$$CAD = \frac{(CC\% - PM\%) * Da * P}{10}$$

Siendo:

CAD = Capacidad de retención de agua disponible en el perfil (mm).

CC = Capacidad de campo (tanto por uno en masa).

PMP = Punto de marchitamiento permanente (tanto por uno en masa).

Da = Densidad Aparente (gr/cm^3).

p = Profundidad efectiva radicular (cm).

La estimación de los dos parámetros que componen la capacidad de retención puede hacerse por medidas experimentales o por ecuaciones empíricas. En el primer caso, existen diferentes técnicas, generalmente complejas y laboriosas, escasamente empleadas hasta el momento en estudios forestales. Entre ellas están el tensiómetro, la placa de succión, el equipo de placa de presión, el psicrómetro de termopar y el desecador de vacío (Porta et al., 1999).

3. HIDROLOGÍA DEL PROYECTO

3.1. Geomorfología de la cuenca

3.1.1. Delimitación de la cuenca Calderas

Figura 3.1. Delimitación de la cuenca de Calderas.



Fuente: elaboración propia a través del software Google Earth.

3.1.2. Morfología de la cuenca

La morfología de la cuenca queda definida por tres tipos de parámetros:

- 1) Parámetro de forma.
- 2) Parámetro de relieve.
- 3) Parámetros relativos de la red hídrica.

3.1.2.1. Parámetro de forma

La forma de una cuenca influye sobre los escurrimientos.

Dentro de los parámetros de forma tenemos:

- **Perímetro de la cuenca (P)**

El perímetro (P) es la longitud del límite exterior de la cuenca y depende de la superficie y forma de la cuenca

$$P = 27,60 \text{ km.}$$

- **Área de drenaje (A)**

El área de la cuenca es quizá el parámetro más importante, siendo determinante de la escala de varios fenómenos hidrológicos tales como, el volumen de agua que ingresa por precipitación, la magnitud de los caudales, etc.

$$A = 30,45 \text{ km}^2.$$

- **Longitud del río principal (Lr)**

Longitud de la cuenca, que se define como la distancia entre la salida y el punto más alejado, cercano a la cabecera del cauce principal, medida en línea recta.

$$Lr = 8,37 \text{ km.}$$

- **Índice de Gravelius o coeficiente de compacidad (Kc)**

El índice o coeficiente de compacidad Kc se debe a Gravelius, y es la relación entre el perímetro de la cuenca y el perímetro de un círculo de igual área que la cuenca. LLamas (1993) da la siguiente expresión:

$$Kc = 0,28 * \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Siendo P y A los parámetros definidos más arriba (en Km y Km² respectivamente). Cuanto más irregular sea la cuenca, mayor será su coeficiente de compacidad. Para una cuenca perfectamente circular Kc = 1, y cuanto más se aleje Kc de 1 más alargada será la cuenca.

Este coeficiente define la forma de la cuenca, respecto a la similaridad con formas redondas, dentro de rangos que se muestran a continuación (FAO, 1985):

- Clase Kc: Rango entre 1 y 1.25. Corresponde a forma redonda a oval redonda.
- Clase Kc: Rango entre 1.25 y 1.5 Corresponde a forma oval redonda a oval oblonga.
- Clase Kc: Rango entre 1.5 y 1.75 Corresponde a forma oval oblonga a rectangular oblonga.

$$Kc = 0,28 * \frac{27,60}{\sqrt{30,45}}$$

$$Kc = 1,40$$

Por lo tanto la cuenca en estudio corresponde a una forma oval redonda. Es decir tiene una forma más ancha en relación de su largo.

3.1.2.2. Parámetros de relieve

La influencia del relieve sobre el hidrograma es aún más evidente. A una mayor pendiente corresponderá una menor duración de concentración de las aguas de escorrentía en la red de drenaje y afluentes al curso principal.

- **Amplitud de relieve**

Se define como la diferencia entre la altura máxima menos la altura mínima de la cuenca:

$$Amp = h_{max} - h_{min}$$

$$Amp = 2938 \text{ m. s. n. m.} - 2154 \text{ m. s. n. m.}$$

$$Amp. = 784 \text{ m.s.n.m.}$$

- **Curva Hipsométrica**

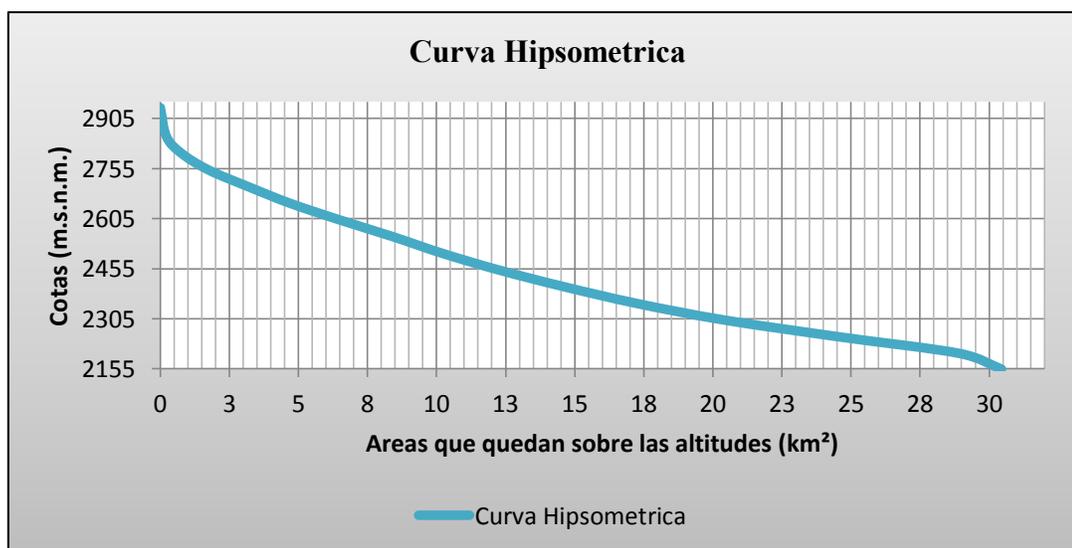
Es la curva que puesta en coordenadas rectangulares, representa la relacion entre la altitud, y la superficie de la cuenca que queda sobre esa altitud.

Para construir la curva hipsométrica, se tabulo y realizo los cálculos en la siguiente tabla:

Tabla 3.1. Cálculos para la obtención de la curva hipsométrica

Posición (N°)	Curvas de nivel (m)	Altitud (m.s.n.m.)	Áreas Parciales (km ²)	Áreas Acumuladas (km ²)	Áreas que quedan sobre las altitudes (km ²)	% del Total	% del total que queda sobre la altitud
1	2154 - 2200	2154,000	0,000	0,000	30,449	0,000	100,000
2	2201 - 2250	2201,000	1,520	1,520	28,928	4,993	95,007
3	2251 - 2300	2251,000	4,386	5,906	24,543	14,403	80,604
4	2301 - 2350	2301,000	4,120	10,026	20,422	13,532	67,072
5	2351 - 2400	2351,000	3,184	13,210	17,238	10,457	56,614
6	2401 - 2450	2401,000	2,628	15,838	14,611	8,629	47,985
7	2451 - 2500	2451,000	2,353	18,191	12,257	7,729	40,256
8	2501 - 2550	2501,000	2,046	20,238	10,211	6,721	33,535
9	2551 - 2600	2551,000	1,795	22,032	8,416	5,894	27,641
10	2601 - 2650	2601,000	1,917	23,950	6,499	6,297	21,344
11	2651 - 2700	2651,000	1,799	25,749	4,700	5,910	15,434
12	2701 - 2750	2701,000	1,519	27,268	3,180	4,989	10,445
13	2751 - 2800	2751,000	1,437	28,705	1,744	4,718	5,727
14	2801 - 2850	2801,000	0,979	29,684	0,765	3,216	2,511
15	2851 - 2938	2851,000	0,542	30,226	0,223	1,780	0,731
16	2938	2938,000	0,223	30,449	0,000	0,731	0,000
			30,449			100,000	

Figura 3.2. Curva hipsométrica de la cuenca Calderas



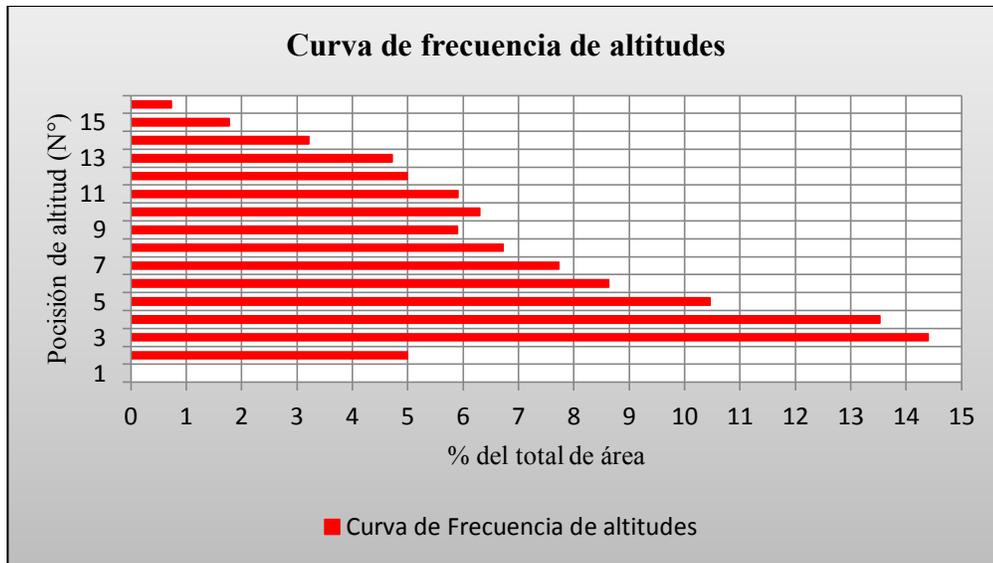
Fuente: elaboración propia.

- **Curva de Frecuencia de altitudes**

Es la representación gráfica, de la distribución en porcentaje, de la superficie ocupada por diferentes altitudes.

Es un complemento de la curva hipsométrica.

Figura 3.3. Curva de frecuencia de altitudes de la cuenca Calderas.



Fuente: elaboración propia.

De la gráfica de la curva hipsométrica (Figura 3.2.) la altura al 50% del área es: 2378,4 m.s.n.m.

Altitud de frecuencia media:

$$E_m = \frac{\sum a * e}{A}$$

$$E_m = 2428,17 \text{ m.s.n.m.}$$

- **Rectángulo equivalente**

El rectángulo equivalente es una transformación geométrica, que permite representar a la cuenca, de su forma heterogénea, con la forma de un rectángulo, que tiene la misma área y perímetro (y por lo tanto el mismo índice de compacidad o índice de gravelious, igual distribución de alturas (y por lo tanto igual curva hipsométrica), e

igual distribución de terreno, en cuanto a sus condiciones de cobertura. En este rectángulo, las curvas de nivel se convierten en rectas paralelas al lado menor, siendo estos lados, la primera y última curva de nivel (Fig. 3.4).

Longitud mayor:

$$L = \frac{K * \sqrt{A}}{1,12} * \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K} \right)^2} \right)$$

$$L = 11,045 \text{ km.}$$

Longitud menor:

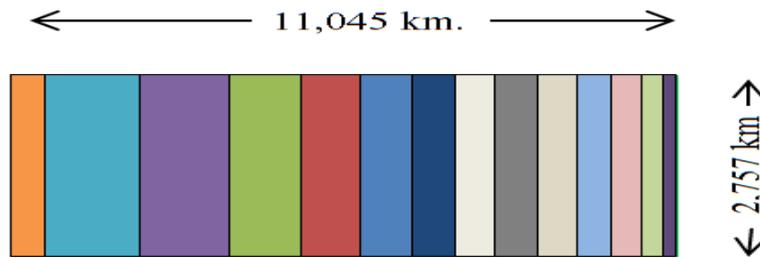
$$l = \frac{K * \sqrt{A}}{1,12} * \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K} \right)^2} \right)$$

$$l = 2,757 \text{ km.}$$

Tabla 3.2. Rectángulo equivalente

Curvas de nivel (m)	Áreas Parciales (km ²)	Longitud Parcial (km)	Longitud Acum. (km)	Referencia
2154 – 2200	1,520	0,551	0,551	
2201 – 2250	4,386	1,591	2,142	
2251 – 2300	4,120	1,495	3,637	
2301 – 2350	3,184	1,155	4,792	
2351 – 2400	2,628	0,953	5,745	
2401 – 2450	2,353	0,854	6,598	
2451 – 2500	2,046	0,742	7,341	
2501 – 2550	1,795	0,651	7,992	
2551 – 2600	1,917	0,695	8,687	
2601 – 2650	1,799	0,653	9,340	
2651 – 2700	1,519	0,551	9,891	
2701 – 2750	1,437	0,521	10,412	
2751 – 2800	0,979	0,355	10,767	
2801 – 2850	0,542	0,197	10,964	
2851 – 2938	0,223	0,081	11,044	

Figura 3.4. Rectángulo equivalente



Nota: las distancias correspondientes del rectángulo equivalente se encuentra en la tabla 3.2. Indicando la longitud parcial con su correspondiente color.

- **Pendiente de la cuenca**

La pendiente de una cuenca, es un parámetro muy importante en el estudio de toda cuenca, tiene una relación importante y compleja con la infiltración, la escorrentía superficial, la humedad del suelo, y la contribución del agua subterránea a la escorrentía. Es uno de los factores, que controla el tiempo de escurrimiento y la concentración de la lluvia en los canales de drenaje, y tiene una importancia directa en relación a la magnitud de las crecidas.

Criterio del rectángulo equivalente.

Con este criterio, para hallar la pendiente de la cuenca, se toma la pendiente media del rectángulo equivalente, es decir:

$$S = \frac{H}{L}$$

Donde:

S = Pendiente de la cuenca.

H = Desnivel total (cota de la parte más alta – cota de la estación de aforo), en km.

L = Lado mayor del rectángulo equivalente, en km.

Este criterio, no proporciona un valor significativo de la pendiente de la cuenca, pero puede tomarse como una aproximación.

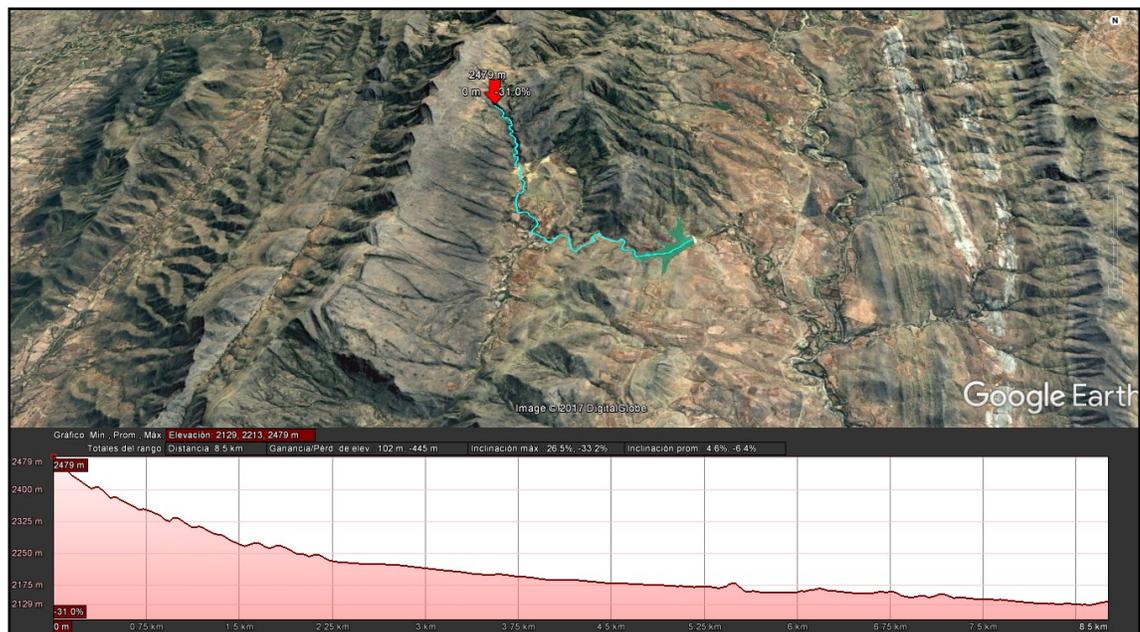
$$S = \frac{\text{Cota mayor} - \text{Cota menor}}{\text{Long. mayor del rectángulo equivalente}}$$

$$S = 7,10 \%$$

Perfil longitudinal del curso de agua

Si se plotea la proyección horizontal de la longitud de un cauce versus su altitud (Fig. 3.5.) se obtiene el perfil longitudinal del curso de agua.

Figura 3.5. Perfil longitudinal del rio Calderas



Fuente: elaboración propia través del software Google Earth.

Pendiente del cauce

En general, la pendiente de un tramo de un cauce de un río, se puede considerar como el cociente, que resulta de dividir, el desnivel de los extremos del tramo, entre la longitud horizontal de dicho tramo.

Existen varios métodos para obtener la pendiente de un cauce, entre los que se pueden mencionar:

Método I: Pendiente uniforme

Este método considera la pendiente del cauce, como la relación entre el desnivel que hay entre los extremos del cauce y la proyección horizontal de su longitud, es decir:

$$S = \frac{H}{L}$$

Donde:

S = Pendiente de la cuenca.

H = Diferencia de cotas entre los extremos del cauce, en m.

L = Longitud de cauce, en m.

$$S = \frac{\text{Cota mayor} - \text{Cota menor}}{\text{Longitud de cauce}}$$

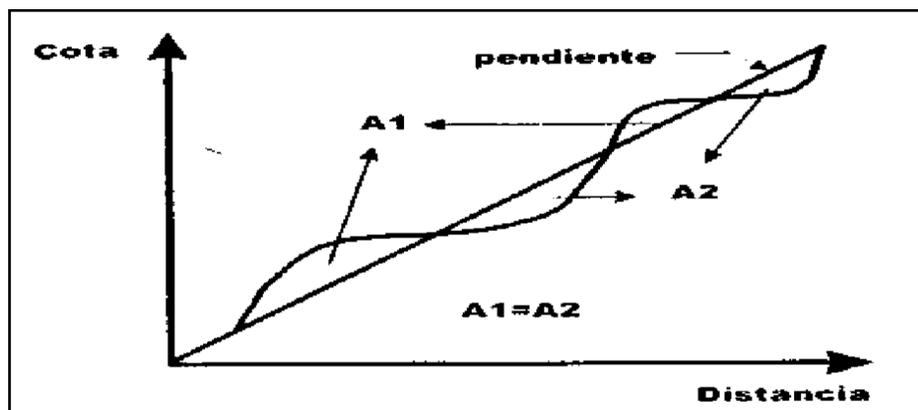
$$S = \frac{2578 - 2160}{8374,61}$$

$$S = 4,99 \%$$

Método II. Compensacion de areas

Una manera mas real de evaluar la pendiente de un cauce es compensandola, es decir, elegir la pendiente de una linea que se apoya en el extremo final del tramo por estudiar, y que tiene la propiedad de contener la misma area (abajo y arriba), respecto al perfil del cauce (Fig. 3.6.)

Figura 3.6. Pendiente del cauce por compensacion de áreas

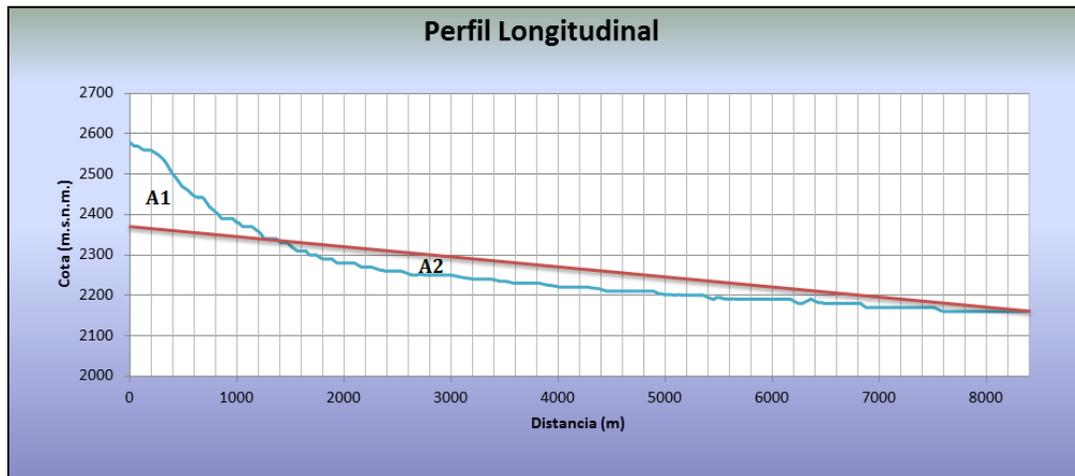


Fuente: Maximo Bejar, V. (2012). Lima.: Editorial Villon

El proceso para su calculo, es como sigue:

1. Trazar el perfil longitudinal del cauce.
2. Trazar una linea apoyada en el extremo final, y que divida el perfil longitudinal en areas por encima y por debajo de ella.
3. Calcular con un planimetro las areas por encima (A1) y por debajo de la linea (A2)
4. Si estas son aproximadamente iguales, es decir $A1 = A2$, la linea trazada representa la pendiente del cauce, sino repetir los pasos 1 y 2.

Figura 3.7. Perfil longitudinal del rio de la cuenca Calderas



$$S = \frac{2385 - 2160}{8374,61}$$
$$S = 2,69 \%$$

3.1.2.3. Parámetros relativos de la red hidrográfica

La red de drenaje de una cuenca, se refiere a las trayectorias o al arreglo que guardan entre sí, los cauces de las corrientes naturales dentro de ella, es otra característica importante en el estudio de la cuenca, ya que manifiesta la eficiencia del sistema de drenaje en el escurrimiento resultante. La forma de drenaje, proporciona también indicios de las condiciones del suelo y de la superficie de la cuenca.

La importancia de poder determinar las características de los drenajes superficiales de una cuenca hidrográfica, radica en la posibilidad que brindan estas de comprender mejor la dinámica de la regulación hídrica en una unidad hidrográfica particular y establecer la oferta natural del recurso en un área determinada.

- **Numero de Orden de un cauce**

Es un número que refleja el grado de ramificación de la red de drenaje. Existen diversos criterios para el ordenamiento de los cauces de la red de drenaje en una cuenca hidrográfica, según:

El sistema de Horton (Figura 3.8a):

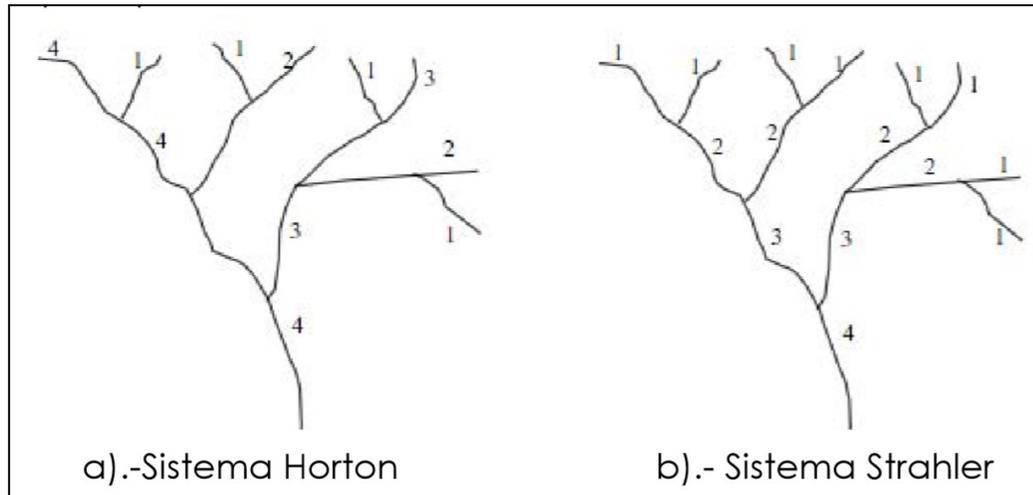
- Los cauces de primer orden (1) son aquellos que no poseen tributarios,
- Los cauces de segundo orden (2) tienen afluentes de primer orden,
- Los cauces de tercer orden (3) reciben influencia de cauces de segundo orden, pudiendo recibir directamente cauces de primer orden.
- Un canal de orden n puede recibir tributarios de orden $n-1$ hasta 1.

Esto implica atribuir mayor orden al río principal, considerando esta designación en toda su longitud, desde la salida de la cuenca hasta sus nacientes.

El sistema de Strahler (Figura 3.8b), para evitar la subjetividad de la designación en 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.

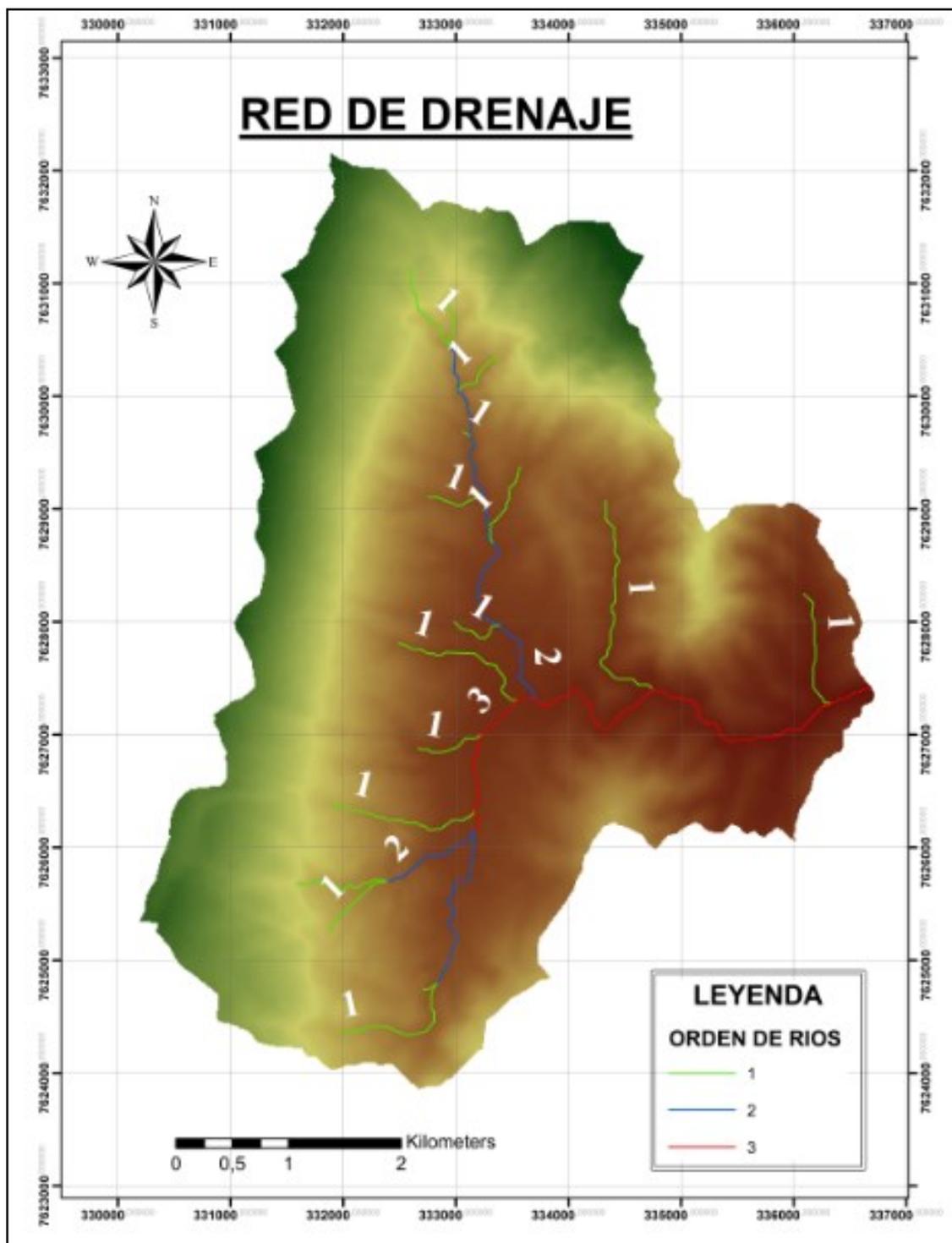
Figura 3.8. Esquema del número de orden de un río según Horton y Strahler



Fuente: Cahuana A., Yugar W., (2011). *Material de apoyo didáctico para la enseñanza y aprendizaje de la asignatura de hidrología civ-233.* (Tesis de maestría). Universidad Mayor de San Simón, Bolivia.

En ciertos casos puede ser preferible hacer ajustes de los estimativos iniciales mediante comprobaciones de terreno para algunos tributarios pequeños. Diversos autores coinciden en afirmar que mientras mayor sea el grado de bifurcación del sistema de drenaje de una cuenca, más rápida será la respuesta de la cuenca frente a una tormenta, evacuando el agua en menos tiempo. En efecto, al presentar una densa red de drenaje, una gota de lluvia deberá recorrer una longitud de ladera pequeña, realizando la mayor parte del recorrido a lo largo de los cauces, donde la velocidad del escurrimiento es mayor. En virtud de lo anterior, se han propuesto una serie de indicadores del grado de bifurcación, como la densidad de corrientes y la densidad de drenaje.

Figura 3.9. Red de drenaje de la cuenca de Calderas (Método de Strahler)



Fuente: Elaboración propia a través del programa ArcGis 10.2 y los datos del ZONISIG (2001).

- **Densidad de drenaje (Dd)**

Horton (1945) definió la densidad de drenaje de una cuenca como el cociente entre la longitud total (Lt) de los cauces pertenecientes a su red de drenaje y la superficie de la cuenca (A):

$$Dd = \frac{\sum \text{Longitud (km)}}{\text{Area (km}^2\text{)}}$$

La densidad de drenaje es un indicador de la respuesta de la cuenca ante un aguacero, y, por tanto, condiciona la forma del hidrograma resultante en el desagüe de la cuenca. A mayor densidad de drenaje, más dominante es el flujo en el cauce frente al flujo en ladera, lo que se traduce en un menor tiempo de respuesta de la cuenca y, por tanto, un menor tiempo al pico del hidrograma. Strahler (1952) encontró en Estados Unidos valores de D desde 0,2 Km/Km² para cuencas con drenaje pobre y hasta 250 Km/Km² para cuencas muy bien drenadas.

Tabla 3.3. Longitud de orden de la red hidrográfica.

Oid	Grid_code	Count_grid_code	Sum_long_km
0	1	16	13,46
1	2	8	6,27
2	3	7	5,36

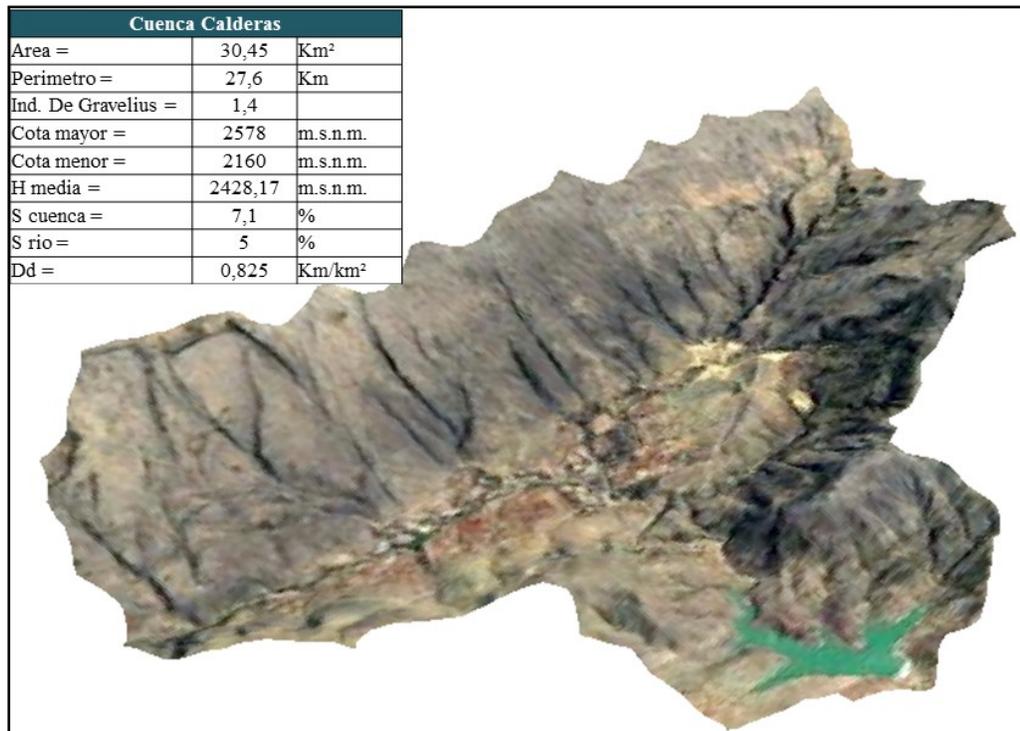
Fuente: Elaboración propia a través del programa ArcGis 10.2.

Calculo de la densidad de drenaje

$$Dd = \frac{25,108 \text{ km}}{30,45 \text{ km}^2}$$

$$Dd = 0,825 \text{ km/km}^2$$

Figura 3.10. Resumen de los parámetros morfológicos de la cuenca Calderas



Fuente: Elaboración propia a través del programa ArcGis 10.2.

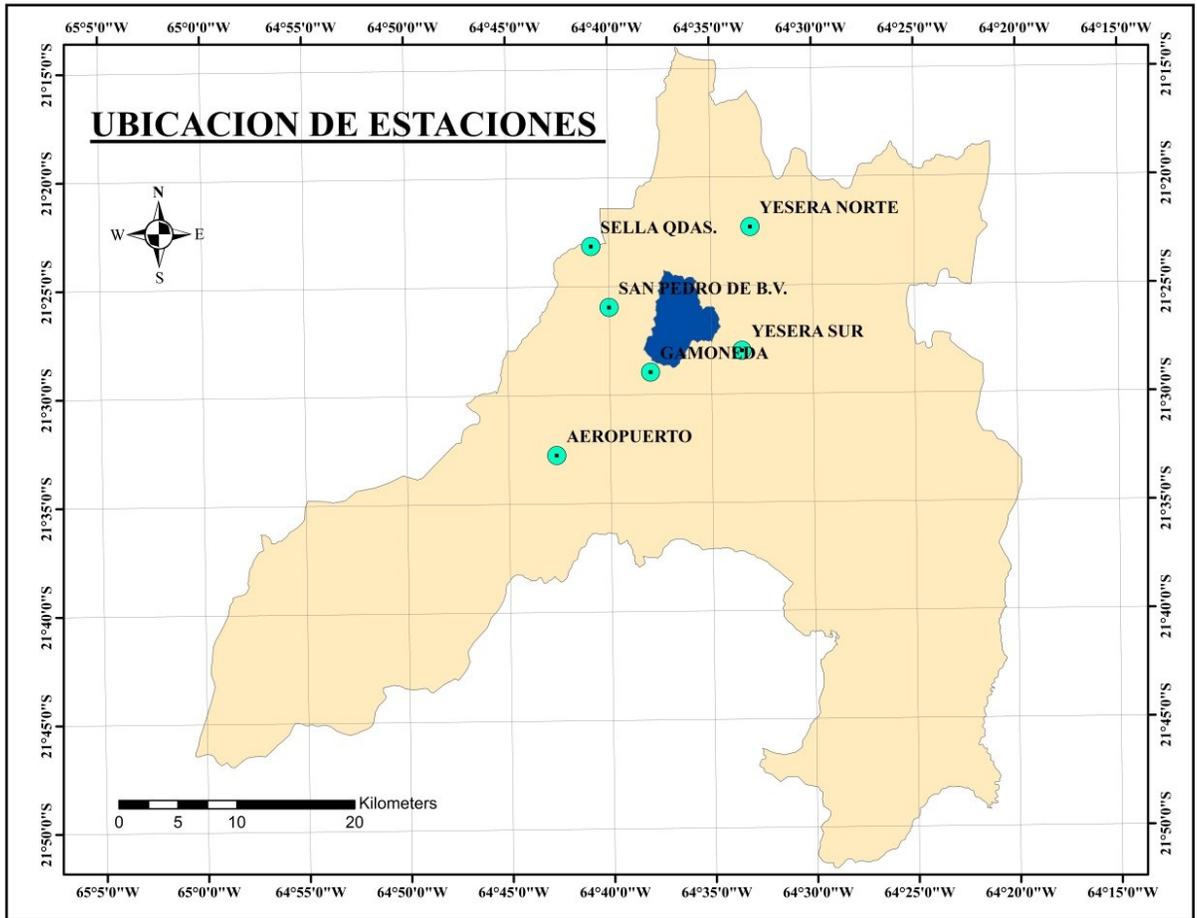
3.2. Estudio estadístico de los datos

Las estaciones que se utilizaron en la elaboración del proyecto tienen un registro de más de cinco años (Tabla 3.4.), con los que se procedió a realizar el análisis de zonificación, consistencia y homogeneidad de los datos, a fin de poder detectar algún error en los datos obtenidos de los pluviómetros. Los mismos se encuentran en el anexo B, E y F.

Para realizar el análisis de sub zonificación homogeneidad y consistencia de datos se utilizaron los datos de altura de precipitación media obtenidos de los registros del SENAMHI, institución que maneja el registro hidrológico de muchas estaciones localizadas en el departamento

Las estaciones con las que se trabajó se presentan en la siguiente figura:

Figura 3.11. Ubicación de las estaciones en estudio.



Fuente: Elaboración propia a través del programa ArcGis 10.2 y los datos del ZONISIG (2001).

Tabla 3.4. Estaciones utilizadas en el estudio de la cuenca Calderas.

Estación	P (mm)	X	Y	Latitud	Longitud
Aeropuerto	603,81	322831,23	7616377,68	-21,5467	-64,7108
Gamoneda	500,66	330785,21	7623475,54	-21,4833	-64,6333
Yesera Norte	665,89	339212,19	7635863,48	-21,3722	-64,5508
Yesera Sur	454,48	338538,95	7625338,48	-21,4672	-64,5583
San Pedro de Buena Vista	511,96	327272,21	7628974,77	-21,4333	-64,6667
Sella Quebrada	623,16	325719,24	7634156,15	-21,3864	-64,6811

Fuente: Elaboración propia en base a la información del ZONISIG (2001).

3.2.1. Zonificación pluviométrica de las estaciones en estudio

Se realiza la zonificación para poder verificar que las estaciones tomadas en cuenta para el estudio pertenecen a la zona pluviométrica.

Para el estudio se utilizó los datos de altura de precipitación media anual en milímetros de las siguientes estaciones (Anexo B):

Tabla 3.5. Resultado de la zonificación.

	Aeropuerto (mm)	Gamoneda (mm)	Yesera Sur (mm)	Yesera Norte (mm)	Junacas (mm)	Sella Méndez (mm)	Sella Quebrada (mm)	San Pedro de Buena Vista
N°	69	23	14	35	25	6	30	10
Suma	41320	11439	6369	23366	13066	3015	18031	4661
Prom.	599	497	455	668	523	502	601	466
Desv.	113	134	104	128	170	113	106	112
S ² (h)	12877	17841	10738	16348	28738	12688	11264	12454
N°*S ² (h)	888508	410354	150334	572195	718444	76129	337911	124545

Para realizar la zonificación se tendrá que tener en cuenta los siguientes parámetros:

- Que las varianzas obtenidas en las estaciones del área de estudio se encuentren dentro de las franjas de control.
- Que todas las estaciones que se encuentran fuera de las franjas de control pertenecen a otra zona pluviométrica.

Cálculo de la varianza ponderada:

$$\sigma_{(h)}^2 = \frac{\sum_{j=1}^k n_t * S_{(h)}^2}{\sum_{j=1}^k n_t}$$

Dónde:

n_j: Número de años de observación o estudio.

S²(h): Varianza de altura de lluvia

k: Número de pluviómetros estudiados.

Para graficar las franjas de seguridad:

1° Trabajamos con la prueba del CHI^2 de la distribución de la varianza S^2 .

2° Con un grado de libertad (n-1).

3° De las franjas de seguridad:

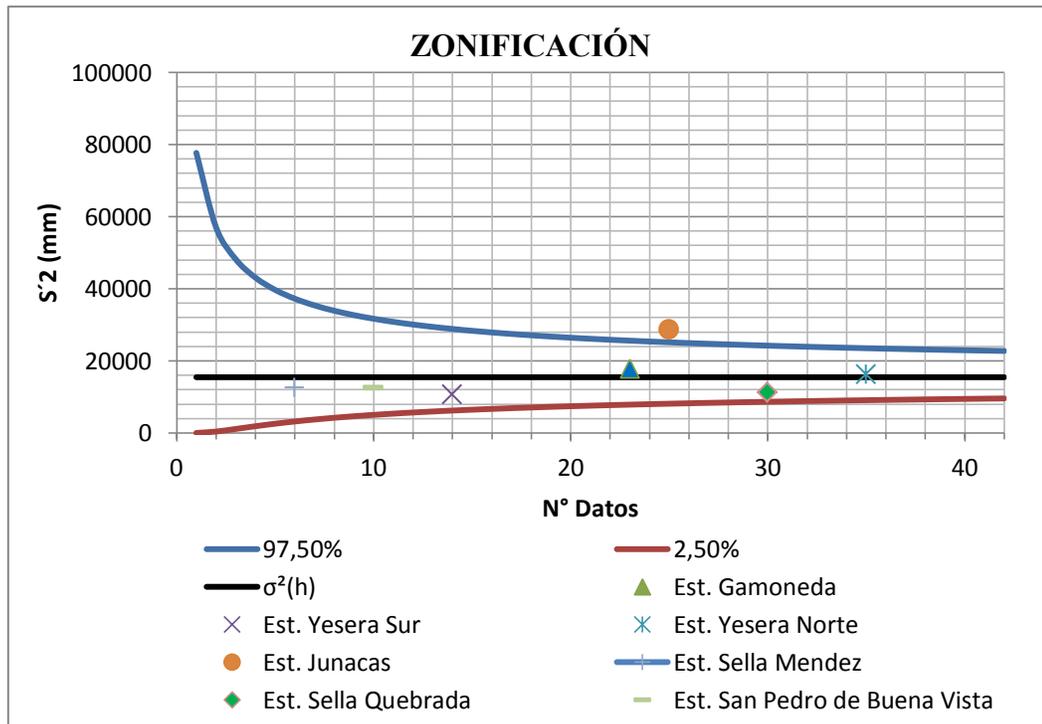
- El límite superior se calcula con el 97,5% de probabilidad:

$$S^2_{h(0,975)} = \sigma_{(h)}^2 * \frac{0,975 * x^2}{n - 1}$$

- El límite inferior se calcula con el 2,5% de probabilidad.

$$S^2_{h(0,025)} = \sigma_{(h)}^2 * \frac{0,025 * x^2}{n - 1}$$

Figura 3.12. Zonificación de la cuenca Calderas.



Del análisis y la gráfica de la zonificación pluviométrica que se realizó a las estaciones del proyecto se puede observar que la estación de Junacas no pertenece a una misma zona pluviométrica, debido a que no está dentro de los límites. Por lo cual no se tomara en cuenta.

3.2.2. Análisis de los datos de precipitación

La información pluviométrica o pluviográfica antes de ser estudiada en su comportamiento debe ser revisada y analizada en tres aspectos importante: si los datos de la estación es completa, si es consistente y si es de extensión suficiente.

3.2.2.1. Estimación de datos faltantes

Muchas veces las estaciones pueden dejar de registrar información en algunos periodos de tiempo, debido a fallas en los instrumentos o por ausencia del observador. Esta información dejada de registrar puede ser indispensable para el análisis de fenómenos que involucren la precipitación, por tanto, se han desarrollado algunos métodos sencillos para la estimación de la información pluviométrica faltante. En general, los datos de precipitaciones faltantes son estimados en base a los registros de las estaciones cercanas. Para ello se utilizan los datos de las estaciones que si tienen los datos de los registros completos (“estaciones índices”), y se seleccionan de modo que estén lo más cerca posible y sean de altitud parecida a la estación en estudio.

3.2.2.1.1. Estimación de registros diarios y mensuales faltantes

Entre los métodos de estimación de registros diarios y mensuales faltantes se tienen:

- Método del promedio aritmético.
- Método de la relación normalizada.
- Método del U. S. Nacional Weather Service.
- Método Racional Deductivo.

Método del U.S. Weather Bureau

Este procedimiento ha sido verificado teóricamente como empíricamente y considera que el dato faltante de una estación X por ejemplo, puede ser estimada en base a los datos observados en las estaciones circundantes, el método puede ser aplicado para estimar valores diarios, mensuales o anuales faltantes. El método consiste en ponderar los valores observados en una cantidad W, igual al recíproco del cuadrado de la distancia D entre cada estación vecina y la estación X, y por lo tanto la precipitación buscada será:

$$P_x = \frac{\sum (P_i W)_i}{\sum W_i}$$

Dónde:

Pi = Precipitación observada para la fecha faltante en las estaciones auxiliares circundantes (como mínimo 2), en milímetros.

Wi = 1/Di², siendo, Di = distancia entre cada estación circundante y la estación (Km)
Se recomienda utilizar cuatro estaciones circundantes (las más cercanas), y de manera que cada una quede localizada en uno de los cuadrantes que definen unos ejes coordenados que pasan por la estación incompleta.

3.2.2.1.2. Estimación de registros anuales faltantes

Los registros anuales faltantes se determinan con los siguientes métodos:

- Método de los promedios
- Método de la recta de regresión lineal
- Incremento del registro anual por regresión

Método de la recta de regresión lineal

Para completar registros anuales en uno o más años, seguidos o intercalados, el uso de regresión lineal entre la estación incompleta y otra u otras cercanas es de enorme ayuda para estimar valores faltantes. Se debe efectuar la regresión y obtener la correlación (coeficiente de determinación) para evaluar la bondad del ajuste lineal.

Es preciso notar que para efectuar el análisis de regresión se debe cumplir que las series sean independientes e idénticamente distribuidas.

Incremento de la información hidrológica por regresión

$$y = mx + b \quad (\text{Recta de regresión de Y sobre X})$$

$$m = S_{xy} / S_x^2 \quad (\text{Pendiente de la recta})$$

$$S_{xy} = \frac{1}{n} \sum x_i y_i - (\bar{x})(\bar{y}) \quad (\text{Covarianza})$$

$$S_x^2 = \frac{\sum x_i^2}{n} - (\bar{x})^2 \quad (\text{Varianza de las X})$$

$$S_y^2 = \frac{\sum y_i^2}{n} - (\bar{y})^2 \quad (\text{Varianza de las Y})$$

$$\bar{x} = \sum x_i / n \quad (\text{Media de las X})$$

$$\bar{y} = \sum y_i / n \quad (\text{Media de las Y})$$

$$b = \bar{y} - m\bar{x} \quad (\text{Ordenada al origen})$$

Coefficiente de correlación lineal

$$r_{xy} = \frac{S_{xy}}{\sqrt{S_x^2 S_y^2}}$$

Test para el coeficiente de correlación lineal

$$Z = \frac{\sqrt{n-3}}{2} \ln \frac{1+r_{xy}}{1-r_{xy}}$$

Eficiencia estadística:

$$E = 1 - r_{xy}^2 \frac{n-k}{n} + \frac{n-k}{n(k-3)} (1 - r_{xy}^2)$$

Donde:

.k=numero de datos del registro Y

.n=numero de datos del registro X

.rxy=coeficiente de correlación de las k parejas de

Se completó los datos faltantes a través del método de la recta de regresión la cual se encuentra en el anexo D.

3.3.1. Análisis de homogeneidad y consistencia

Consiste en realizar un análisis de la información disponible, mediante criterios físicos y métodos estadísticos que permitan identificar, evaluar y eliminar los posibles errores sistemáticos que ha podido ocurrir, sea por causas naturales u ocasionadas por la intervención de la mano del hombre.

Inconsistencia, son los errores sistemáticos que se presentan como saltos y tendencias en las series maestras.

No homogeneidad, cambios de los datos originales con el tiempo. La No Homogeneidad en los datos de Precipitación, se produce por movimiento de la Estación, cambios en el medio ambiente que rodea la Estación.

Las causas principales de serie de precipitaciones no homogéneas se debe a:

1. Cambio en la localización del pluviómetro.
2. Cambio en la forma de exposición o reposición del aparato.
3. Cambio en el procedimiento de observación o reemplazo del operador.
4. Construcción de embalses en las cercanías.
5. Deforestación y reforestación en la zona.
6. Apertura de nuevas áreas de cultivo en los alrededores.
7. Deseccación de pantanos.
8. Industrialización en áreas circundantes.

En los análisis climatológicos se utiliza el término homogeneidad aplicándose para ello las pruebas estadísticas y en los análisis hidrológicos se utiliza el término consistencia de la serie, por lo general se detecta con la técnica de la curva doble masa.

3.3.2. Pruebas estadísticas de homogeneidad

El test o prueba estadística de homogeneidad presenta una hipótesis nula y una regla para aceptarla o rechazarla en base a su probabilidad de ocurrencia. Si dicha probabilidad es pequeña, se concluye que la serie es no homogénea, si es grande, se dice que la serie es homogénea.

3.3.2.1. Pruebas de t de Student

Útil cuando se sospecha que la pérdida de la homogeneidad se debe a un cambio brusco de la media. La prueba estadística de t student se define por medio de la siguiente ecuación:

$$t_d = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\left[\frac{n_1 s_1^2 + n_2 s_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right) \right]^{1/2}}$$

Donde se tiene que S_1^2 y S_2^2 son las varianzas de x_1 y x_2 en los dos períodos de registro, donde se tiene que:

$$n_1 s_1^2 = \sum_1^{n_1} x_i^2 - \frac{1}{n_1} \left(\sum_1^{n_1} x_i \right)^2$$

Y similarmente para $n_2 S_2^2$.

X_1 y X_2 son las medias de las colas uno y dos del registro de la estación.

El valor absoluto de t_d se compara generalmente con el valor de t de la distribución de Student de dos colas, entonces tomar 2.110 en lugar de 1.740 y con $v=n_1+n_2-2$ grados de libertad y con un 5 % de nivel de significancia, como se muestra en el siguiente Tabla 1.2:

Tabla 3.6. Distribución t de Student

Grados de Libertad	Nivel de Significancia		Grados de Libertad	Nivel de Significancia		Grados de Libertad	Nivel de Significancia	
	5 % *	5 % **		5 % *	5 % **		5 % *	5 % **
1	6,314	12,706	12	1,782	2,176	23	1,714	2,069
2	2,920	4,303	13	1,771	2,160	24	1,711	2,064
3	2,353	3,182	14	1,761	2,145	25	1,708	2,060
4	2,132	2,776	15	1,753	2,131	26	1,706	2,056
5	2,015	2,571	16	1,746	2,120	27	1,703	2,052
6	1,943	2,447	17	1,740	2,110	28	1,701	2,048
7	1,895	2,365	18	1,734	2,101	29	1,699	2,045
8	1,860	2,306	19	1,729	2,093	30	1,697	2,042
9	1,833	2,252	20	1,725	2,086	40	1,684	2,021
10	1,812	2,228	21	1,721	2,080	60	1,671	2,000
11	1,796	2,201	22	1,717	2,074	120	1,658	1,980
* Prueba de una Cola; **Prueba de dos Colas						∞	1,645	1,960

Fuente: Cahuana A., Yugar W., (2011). *Material de apoyo didáctico para la enseñanza y aprendizaje de la asignatura de hidrología civ-233*. (Tesis de maestría). Universidad Mayor de San Simón, Bolivia.

Si y sólo si, el valor absoluto de t_d es mayor que el de t se concluye que la diferencia entre las medias es un signo de inconsistencia o la serie es no homogénea.

3.3.2.2. Test de Mann-Kendall

La prueba de Homogeneidad de Mann-Kendall es un test no paramétrico, tiene una hipótesis nula sencilla y fácil de satisfacer. Este test detecta cualquier forma de tendencia, ya sean lineales o en forma de saltos, siempre que den una tendencia global, este test no es adecuado para series que presentan un componente estacional. La prueba de Homogeneidad de Mann-Kendall es en realidad un test estadístico que conduce a elegir alguna de las siguientes respuestas:

- Hipótesis nula: Todos los valores de la serie son datos aleatorios de una sola población (Es una serie Homogénea).
- Hipótesis alternativa: Es una serie no homogénea con tendencia monótona.

La prueba consiste en calcular un índice de desviación S de la serie, y a partir de este valor calcular el valor de V mediante la relación:

$$V = \frac{S - 1}{\sqrt{\frac{n(n-1)(2n+5)}{18}}}$$

$$S = T - I$$

$$T = \sum_{i=1}^{n-1} si$$

$$I = \sum_{i=1}^{n-1} ti$$

Donde:

n = Número de registros

S = Índice de desviación calculado

si = Número de valores de $x_j > x_i$ para $i < j < n$

ti = Número de valores de $x_j < x_i$ para $i < j < n$

Luego se elige un nivel de significancia α o valor de confiabilidad en función al cual se definirá la condición de homogeneidad de la serie. Este índice se relaciona con un valor de V_{crit} a través de la función de distribución normal, que se muestra en la Tabla 3.17. Se compara V y V_{crit} Si V es menor que V_{crit} se acepta la hipótesis nula, es decir que la serie es homogénea con un nivel de significancia de α %, de lo contrario se asume la hipótesis alternativa.

Tabla 3.7. V_{crit} para diferentes niveles de significación α

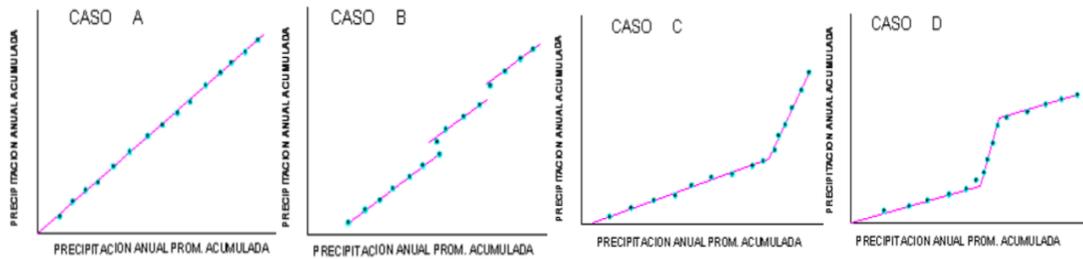
α	0,005	0,010	0,025	0,050	0,100
$ V_{crit} $	2,58	2,33	1,96	1,64	1,28

Fuente: Cahuana A., Yugar W., (2011). *Material de apoyo didáctico para la enseñanza y aprendizaje de la asignatura de hidrología civ-233.* (Tesis de maestría). Universidad Mayor de San Simón, Bolivia.

3.3.4. Análisis de consistencia curva doble masa

El análisis de consistencia de doble masa, relaciona la precipitación anual acumulada de una estación X (estación que se analiza) con el correspondiente valor medio de la precipitación anual acumulada de un grupo de estaciones vecinas. Si la estación que se analiza ha sido bien observada, los puntos deberán alinearse en una recta, pero si existe algún quiebre, o cambio de pendiente en la recta, ello indicará que la estadística de la estación analizada debe ser corregida. Los registros a corregir serán, por lo general, los más antiguos y se harán con base en los registros más recientes, ya que se considera que los datos de los últimos años son realizados con una mejor técnica que la empleada en sus predecesores. Los casos más frecuentes se ilustran a continuación:

Figura 3.13. Análisis de la curva doble masa.



Fuente: Cahuana A., Yugar W., (2011). *Material de apoyo didáctico para la enseñanza y aprendizaje de la asignatura de hidrología civ-233.* (Tesis de maestría). Universidad Mayor de San Simón, Bolivia.

Caso A: La serie de puntos encaja perfectamente en una línea recta, lo que indica proporcionalidad, y por lo tanto, la estación que se analiza es consistente.

Caso B: Series de rectas paralelas. Lo cual nos indica proporcionalidad, aunque existan años que estén medidos por exceso o defecto.

Caso C: Cuando se forman dos rectas de diferentes pendientes, se tiene un caso típico de error sistemático. La corrección se realiza por la relación de pendientes del tramo más antiguo ya que la experiencia demuestra en un 80% el periodo más moderno es el correcto.

Caso D: La estación presenta un tramo central de mayor o menor pendiente; en el 95 % de los casos, dicho tramo se midió incorrectamente, por lo que habrá que corregirlo para homogeneizar la serie. 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:

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

4. La altitud de las estaciones del grupo debe ser similar, no debiendo existir una diferencia de más de 300 m.
5. Las estaciones deben estar relativamente próximas, no debiéndose exceder una distancia de 50 km.

En principio, la estación con más amplio registro se considera modelo y se inician las comparaciones por parejas de estaciones con la estación modelo.

En el transcurso de las comparaciones, se obtienen conclusiones acerca de la homogeneidad de cada estación y se realizan las correcciones necesarias hasta que todas las estaciones han sido verificadas y/o corregidas. La cual se encuentra en el anexo E y F.

4. GENERACIÓN DE MODELO HIDROLÓGICO.

Para la generación del modelo hidrológico se usará la estación de Yesera Sur, debido a que es una estación climatológica y cuenta con un periodo de registro de trece años hasta el 2016.

4.1. Separación de la precipitación neta de la efectiva

Para la separación de la precipitación primero se procederá a estimar el número de curva ponderado. Para ello se utilizara la siguiente metodología:

4.1.1. Metodología de estimación de (CN)

El número de curva (CN) es un parámetro hidrológico ampliamente difundido, desarrollado por el Servicio de Conservación de Suelos (SCS) de Estados Unidos, para el cálculo de la precipitación neta a partir de la precipitación total caída en un área. La determinación del CN a partir de la utilización de Sistemas de Información Geográfica (SIG) se basa en el tipo de suelo (definido en base a su textura) y cobertura vegetal.

Para la estimación del Número de Curva “NC” se hizo uso del programa computacional ArcGis 10.2 para el cual se hizo uso de datos de la información de suelo y cobertura vegetal correspondiente a los mapas editados por El Proyecto ZONISIG, cuyo nombre completo es “Proyecto de Zonificación Agroecológica y Establecimiento de una Base de Datos y Red de Sistema de Información Geográfica en Bolivia”.

El tratamiento a realizar con la información del suelo es asignarle a cada elemento de la leyenda un grupo hidrológico del suelo A, B, C o D. La asignación de un grupo hidrológico a una clase geológica no es directa, por lo que hay que realizar un estudio de la memoria geológica de cada hoja, donde se dan indicaciones más precisas de cada tipo de suelo.

4.1.1.1. Tipo de suelo hidrológico

Los suelos han sido clasificados en cuatro grupos A, B, C, D, de acuerdo con el potencial de escurrimiento.

Tabla 4.1. *Clasificación hidrológica de los suelos según su textura*

Tipo	Textura del suelo
A	Arenas con poco limo y arcilla: Suelos muy permeables
B	Arenas finas y limos
C	Arenas muy finas, limos, suelos con alto contenido de arcilla
D	Arcilla en grandes cantidades; suelos poco profundos con sub horizontes de roca sana; suelos muy impermeables

Fuente: ZONISIG (2001)

Para realizar la clasificación a unos de los cuatro grupos hidrológicos se tomó en cuenta la siguiente característica de los suelos: tipo de textura. La combinación de estas dos variables y su procesamiento en un Sistema de Información Geográfica, nos permitió asignar el grupo hidrológico a un determinado suelo.

Textura. Se utilizó los diferentes tipos texturales que se encuentran en el departamento (se ha utilizado las texturas modales)

Tabla 4.2. *Tipos texturales*

Símbolo	Textura
Y	Arcilloso
F	Franco
L	Limoso
A	Arenoso
AF	areno francoso
FA	franco arenoso
FYA	franco arcillo arenoso
YA	arcillo arenoso

YL	arcillo limoso
FYL	franco arcillo limoso
FL	franco limoso
FY	franco arcilloso

Fuente: ZONISIG (2001).

4.1.1.2. Mapa de tipos de suelo

Para realizar la clasificación a uno de los cuatro grupos hidrológicos se tomó en cuenta la siguiente característica de los suelos: tipo de textura y tipo de suelo el cual se tiene 38 tipos en Tarija como se muestra en la tabla 4.3:

Tabla 4.3. *Leyenda mapa de suelos Tarija*

Código Mapa	Descripción
1	Consolidación Leptosol
2	Asociación Leptosol - Cambisol – Regosol
3	Asociación Leptosol - Cambisol - Phaeozem
4	Asociación Leptosol – Phaeozem
5	Asociación Leptosol – Calcisol
6	Consociación Regosol
7	Asociación Regosol - Leptosol
8	Asociación Regosol - Fluvisol
9	Asociación Regosol - Solonetz- lixisol
10	Asociación Regosol - Lixisol
11	Asociación Fluvisol – Cambisol
12	Asociación Fluvisol – Solonchak
13	Consociación Cambisol
14	Asociación Cambisol - Leptosol
15	Asociación Cambisol – Fluvisol
16	Asociación Cambisol - Phaeozem
17	Asociación Cambisol - Calcisol - Solonchak
18	Asociación Cambisol - Solonchak

19	Asociación Cambisol – Lixisol
20	Consociación Phaeozem
21	Asociación Phaeozem - Fluvisol
22	Asociación Phaeozem – Cambisol
23	Asociación Phaeozem - Lixisol
24	Consociación Greyzem
25	Asociación Greyzem - Fluvisol
26	Asociación Greyzem - Cambisol
27	Asociación Greyzem – Lixisol
28	Consociación Calcisol
29	Asociación Calcisol - Arenosol
30	Asociación Calcisol - Cambisol
31	Asociación Calcisol - Phaeozem
32	Asociación Calcisol - Greyzem
33	Asociación Calcisol - Lixisol
34	Consociación Lixisol
35	Asociación Lixisol - Fluvisol
36	Asociación Lixisol - Cambisol
37	Asociación Lixisol – Phaeozem
38	Asociación Lixisol - Calcisol

Fuente: ZONISIG (2001)

La combinación de estas dos variables y su procesamiento en un Sistema de Información Geográfica, nos permitió asignar el grupo hidrológico a un determinado suelo, tomando como unidad, al tipo de suelo. Uno de los campos de la tabla de datos asociada es la textura. Dado que esta variable se define según su textura, con este dato se ha generado un mapa, y a cada clase se le ha asignado un tipo de suelo (A, B, C o D) de la clasificación utilizada por el SCS como se muestra en la siguiente tabla:

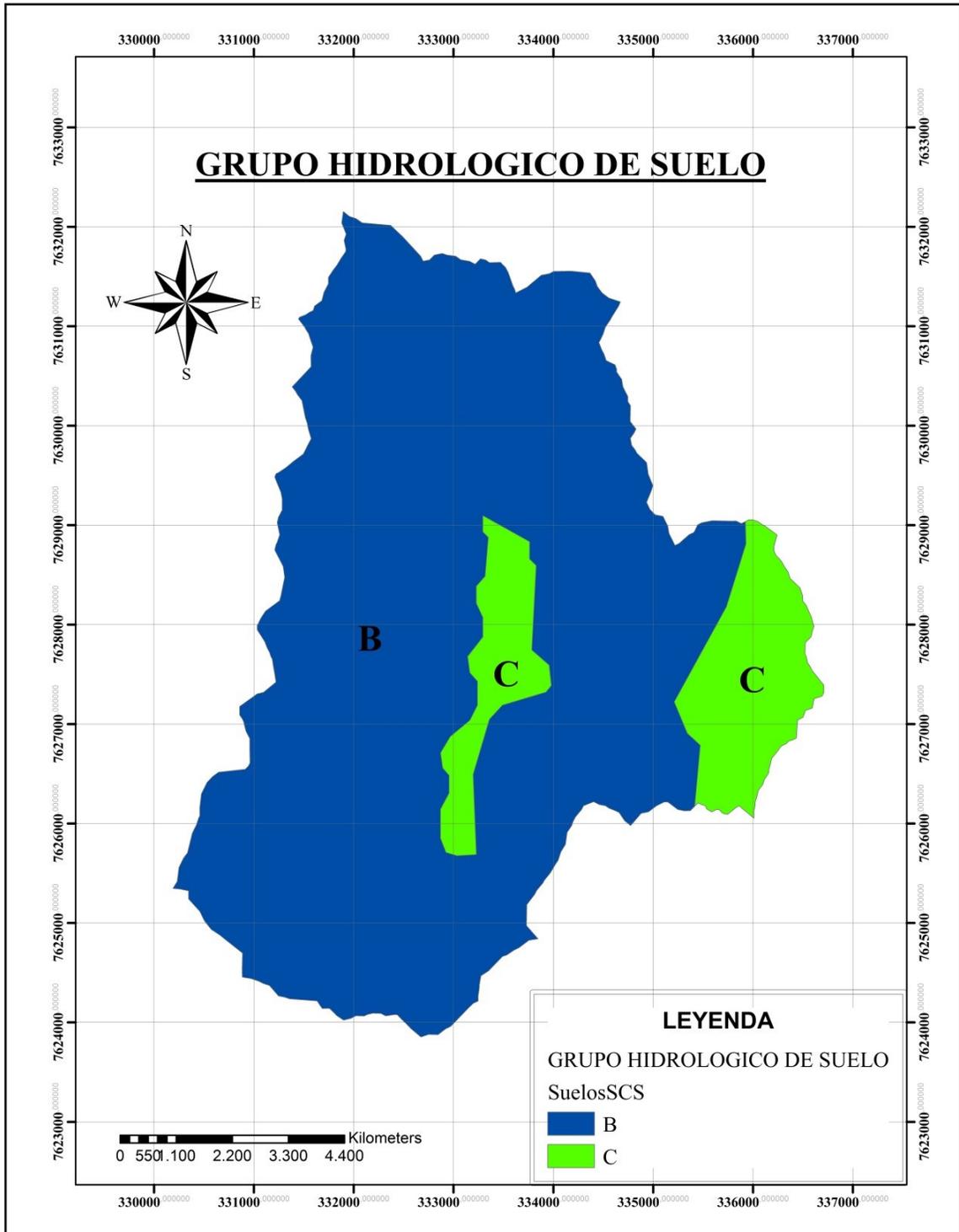
Tabla 4.4: *GH del suelo en función de Textura y tipo de suelo*

Domain	Suelo	Textura	Grupo Hidrológico
14	Asociación Cambisol – Leptosol	YL	C
3	Asociación Leptosol - Cambisol –Phaeozem	FA	B
33	Asociación Calcisol – Lixisol	YA	C

Fuente: Elaboración Propia a través de la información del ZONISIG (2001).

Esta capa de información se generó, básicamente, de dos formas: digitalizando el mapa de acuerdo a las unidades A, B, C y D, puesto que ya se dispone de un mapa general de tipos de suelo en el SIG, se reclasifica el mapa mediante una tabla anterior y tenemos el mapa de Grupo hidrológico para la cuenca.

Figura 4.1. Grupo hidrológico de suelo



Fuente: Elaboración propia a través del programa ArcGis 10.2 y los datos del ZONISIG (2001).

4.2. Tratamiento de la información de cobertura vegetal

Para el tratamiento de la cobertura vegetal se realizara el mismo procedimiento que se hizo con el tipo de suelo, realizando una analogía con el que se presenta en el libro de Ven Te Chow (1994), para determinar de esta manera el valor del número de curva.

Los datos empleados para realizar el mapa de cobertura vegetal son datos obtenidos del ZONISIG “Zonificación Agroecológica y Establecimiento de una Base de Datos y Red de Sistema de Información Geográfica en Bolivia”.

Tabla 4.5. *Clasificación de la cobertura vegetal*

Código mapa	Clase de formación subclase grupo piso sub formación
3	BOSQUE DENSO SIEMPRE VERDE estacional submontano -
4	BOSQUE DENSO SIEMPRE VERDE estacional nublado -
5	BOSQUE DENSO SIEMPRE VERDE semideciduo submontano -
7	BOSQUE DENSO SIEMPRE VERDE sinusia de palmeras baja altitud -
8	BOSQUE DENSO CADUCIFOLIO estacional submontano -
9	BOSQUE DENSO CADUCIFOLIO semideciduo submontano -
10	BOSQUE DENSO CADUCIFOLIO semideciduo montano -
11	BOSQUE DENSO CADUCIFOLIO deciduo por sequía submontano -
13	BOSQUE DENSO XEROMORFICO espinoso baja altitud -
15	BOSQUE RALO SIEMPRE VERDE estacional submontano -
19	BOSQUE RALO SIEMPRE VERDE semideciduo montano -
20	BOSQUE RALO SIEMPRE VERDE semideciduo nublado -
21	BOSQUE RALO CADUCIFOLIO estacional submontano -
22	BOSQUE RALO CADUCIFOLIO semideciduo submontano -
23	BOSQUE RALO CADUCIFOLIO deciduo por sequía submontano -
24	BOSQUE RALO CADUCIFOLIO espinoso submontano -
26	BOSQUE RALO XEROMÓRFICO semideciduo submontano -
27	BOSQUE RALO XEROMÓRFICO deciduo por sequía baja altitud -
28	BOSQUE RALO XEROMÓRFICO deciduo por sequía submontano -
29	BOSQUE RALO XEROMÓRFICO deciduo por sequía montano -
30	BOSQUE RALO XEROMÓRFICO deciduo por sequía aluvial -
31	BOSQUE RALO XEROMÓRFICO espinoso baja altitud -

32	BOSQUE RALO XEROMÓRFICO espinoso submontano -
33	BOSQUE RALO XEROMÓRFICO espinoso montano -
34	BOSQUE RALO XEROMÓRFICO espinoso aluvial -
36	MATORRAL SIEMPRE VERDE semideciduo montano -
39	MATORRAL SIEMPRE VERDE semideciduo nublado -
45	MATORRAL CADUCIFOLIO estacional montano -
46	MATORRAL CADUCIFOLIO semideciduo submontano -
47	MATORRAL CADUCIFOLIO semideciduo montano -
48	MATORRAL CADUCIFOLIO semideciduo subalpino -
49	MATORRAL CADUCIFOLIO deciduo por sequía submontano -
50	MATORRAL CADUCIFOLIO deciduo por sequía montano -
57	MATORRAL XEROMÓRFICO semideciduo montano semidesierto
58	MATORRAL XEROMÓRFICO semideciduo aluvial -
59	MATORRAL XEROMÓRFICO deciduo por sequía montano -
60	MATORRAL XEROMÓRFICO deciduo por sequía montano semidesierto
61	MATORRAL XEROMÓRFICO deciduo por sequía subalpino -
62	MATORRAL XEROMÓRFICO deciduo por sequía aluvial -
63	MATORRAL XEROMÓRFICO espinoso baja altitud -
64	MATORRAL XEROMÓRFICO espinoso submontano -
65	MATORRAL XEROMÓRFICO espinoso montano -
67	MATORRAL XEROMÓRFICO espinoso aluvial -
72	MATORRAL ENANO CADUCIFOLIO semideciduo subalpino -
73	MATORRAL ENANO CADUCIFOLIO deciduo por sequía subalpino -
77	MATORRAL ENANO CADUCIFOLIO sinusia arbustiva subalpino -
80	MATORRAL ENANO XEROMÓRFICO espinoso montano -
81	HERBACEA XEROMÓRFICO mixto o mosaico subalpino -
90	HERBACEA GRAMINOIDE INTERMEDIA sin sinusia montano -
94	HERBACEA GRAMINOIDE BAJA con matas y cojines subalpino a veces inundado
99	HERBÁCEA GRAMINOIDE BAJA sinusia arbustiva montano -
103	HERBÁCEA GRAMINOIDE BAJA sinusia arbustiva nublado -
104	HERBÁCEA GRAMINOIDE BAJA sinusia arbustiva alpino -
108	HERBÁCEA GRAMINOIDE BAJA sin sinusia subalpino -
109	HERBÁCEA GRAMINOIDE BAJA sin sinusia subalpino bofedal
113	HERBÁCEA GRAMINOIDE BAJA mixto o mosaico montano -

114	HERBÁCEA GRAMINOIDE BAJA mixto o mosaico subalpino -
C	Áreas agrícolas y pasturas (sembradas y de sucesión secundaria)
F	Plantación forestal

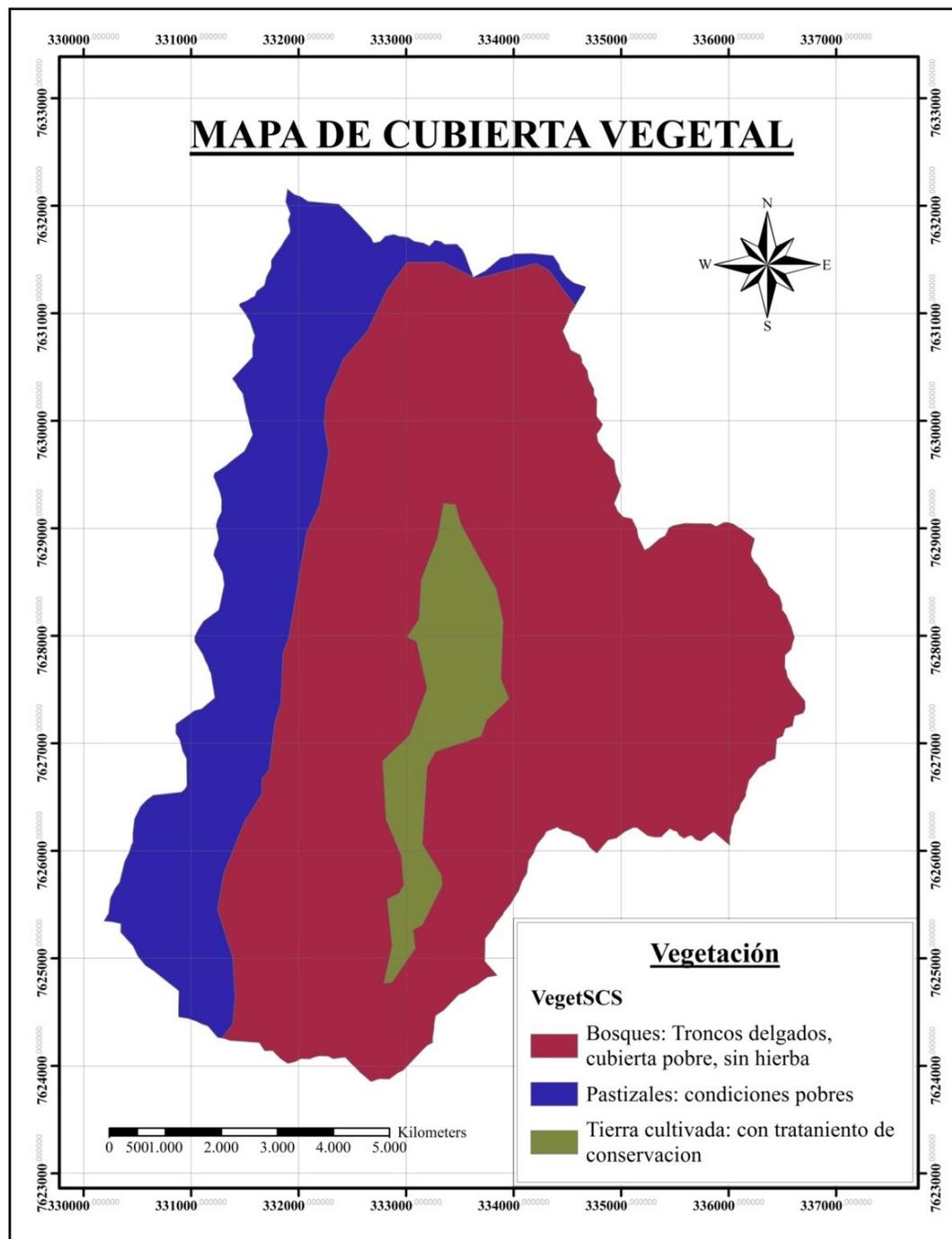
Fuente: ZONISIG (2001)

Tabla 4.6. Vegetación SCS

DOMAIN	VEGETACIÓN	VEGETACIÓN SCS
59	MATORRAL XEROMÓRFICO deciduo por sequía montano	Bosques: Troncos delgados, cubierta pobre, sin hierba
99	HERBACEA GRAMINOIDE BAJA sinuosa arbustiva montano	Pastizales: condiciones pobres
C	Áreas agrícolas y pasturas (sembradas y de sucesión secundaria)	Tierra cultivada: con tratamiento de conservación

Fuente: Elaboración Propia en base a los mapas de tipos de suelo y textura del ZONISIG (2001).

Figura 4.2. Mapa de cobertura vegetal

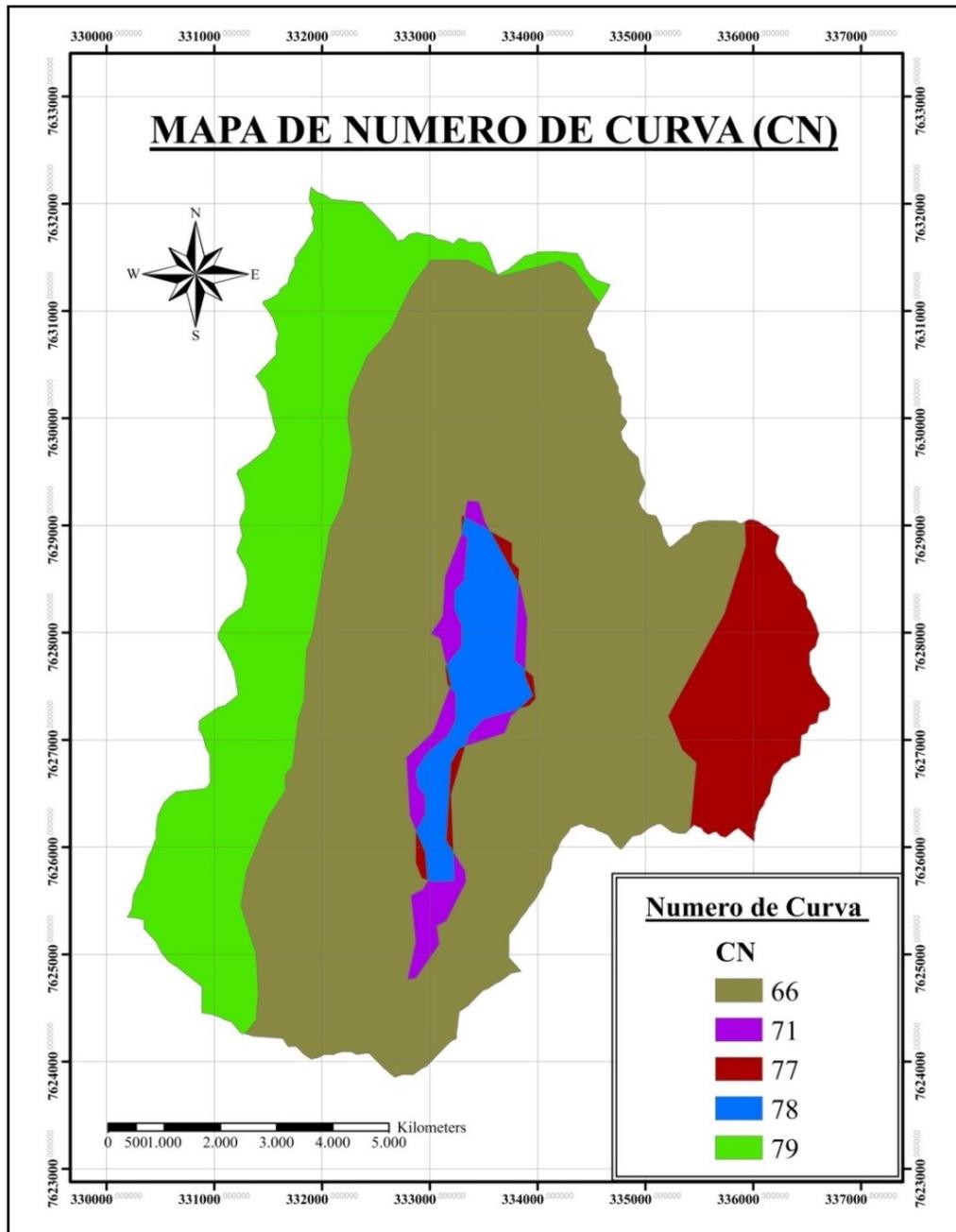


Fuente: Elaboración propia a través del programa ArcGis 10.2 y los datos del ZONISIG (2001).

Ya con los mapas del grupo hidrológico de suelo y cobertura vegetal se procederá cruzamiento espacial de los mismos, realizado por medio de un procesamiento de

álgebra de mapas a través del programa ArcGis 10.2, con el que se obtuvo el CN ponderado por área para la cuenca calderas,

Figura 4.3. Mapa de número de curva.



Fuente: Elaboración propia a través del programa ArcGis 10.2

Tabla 4.7. Datos para la obtención del número de curva ponderado

Vegetación SCS	Grupo Hidrológico	CN	Área "Km ² "
Bosques: Troncos delgados, cubierta pobre, sin hierba	B	66	18,99
Pastizales: condiciones pobres	B	79	6,83
Tierra cultivada: con tratamiento de conservación	B	71	0,74
Bosques: Troncos delgados, cubierta pobre, sin hierba	C	77	2,55
Tierra cultivada: con tratamiento de conservación	C	78	1,32

Fuente: Elaboración Propia en base a la información del ZONISIG (2001).

a) Número de curva ponderado para la cuenca calderas.

$$CN = \frac{\sum CN * A}{A}$$

$$CN \text{ ponderado} = 71$$

b) Cálculo de retención máxima de escurrimiento.

$$S = \frac{25400 - 254 * NC}{CN}$$

$$S = 106,39 \text{ mm.}$$

c) Cálculo de la abstracción inicial (perdida inicial)

$$I_a = 0,2 * S$$

$$I_a = 21,27 \text{ mm}$$

d) Separación de la precipitación neta de la efectiva.

$$P_n = \frac{(P - I_a)^2}{P + 4I_a}$$

4.3. Cálculo de la precipitación efectiva o escurrimiento directo

Para que se genere la precipitación efectiva, la precipitación bruta o total del mes debe ser mayor a la abstracción inicial caso contrario la precipitación efectiva es igual a cero.

Ejemplo:

Enero (2002):

$$P > I_a \Rightarrow P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P + 4I_a} \quad \text{SI } P > I_a \Rightarrow P_e = 0$$

$$P (\text{enero}) = 18,70 \text{ mm} > I_a = 21,27 \text{ mm.}$$

$$P_e (\text{enero}) = 0 \text{ mm.}$$

Febrero (2002):

$$P (\text{febrero}) = 119,80 \text{ mm} > I_a = 21,27 \text{ mm.}$$

$$P_e (\text{febrero}) = \frac{(119,80 - 21,27)^2}{119,80 + 4 * 21,27}$$

$$P_e (\text{febrero}) = 47,37 \text{ mm.}$$

Marzo (2002):

$$P (\text{marzo}) = 119,80 \text{ mm} > I_a = 21,27 \text{ mm.}$$

$$P_e (\text{marzo}) = \frac{(66,40 - 21,27)^2}{66,44 + 4 * 21,27}$$

$$P_e (\text{marzo}) = 13,44 \text{ mm.}$$

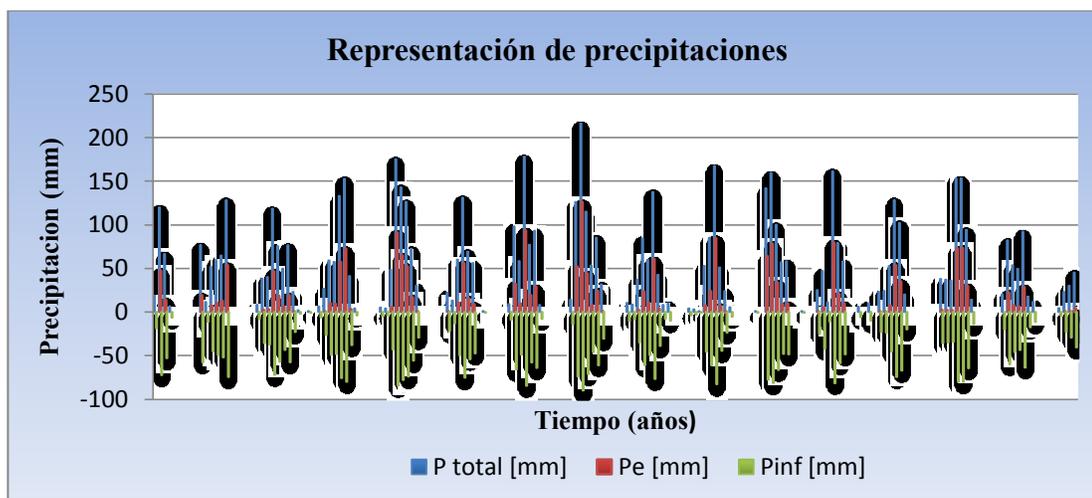
Tabla 4.8. *Precipitación bruta y efectiva.*

Año	Precip.	Enero	Febr.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
2002	P [mm]	18,70	119,80	66,40	6,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	76,70	11,40	51,90
	Pef [mm]	0,00	47,37	13,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	18,98	0,00	6,84
2003	P [mm]	59,50	64,60	128,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,20	38,00	40,00	118,40

	Pef [mm]	10,10	12,54	53,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,27	2,80	46,35
2004	P [mm]	75,40	49,50	76,50	23,00	2,00	0,00	1,00	0,00	6,20	26,50	59,00	57,30
	Pef [mm]	18,25	5,92	18,87	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	9,87	9,11
2005	P [mm]	133,00	152,50	41,10	4,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,00	4,00	48,60	175,00
	Pef [mm]	57,23	72,47	3,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,58	90,85
2006	P [mm]	142,70	126,20	72,30	30,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	22,00	13,00	60,00
	Pef [mm]	64,72	52,10	16,54	0,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,33
2007	P [mm]	131,00	69,00	56,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,00	98,00	58,30
	Pef [mm]	55,71	14,78	8,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	32,15	9,56
2008	P [mm]	178,00	77,00	93,00	8,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	14,00	126,00	216,00
	Pef [mm]	93,35	19,15	28,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	51,95	125,92
2009	P [mm]	114,90	53,30	85,10	31,60	0,00	0,00	0,00	0,00	10,40	8,50	37,00	84,20
	Pef [mm]	43,82	7,41	23,93	0,91	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,02	23,38
2010	P [mm]	59,70	137,30	42,50	8,00	10,00	0,00	0,00	0,00	4,00	3,00	1,00	52,80
	Pef [mm]	10,19	60,53	3,53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,21
2011	P [mm]	84,70	167,30	51,00	23,80	5,40	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	141,70
	Pef [mm]	23,69	84,48	6,49	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	63,94
2012	P [mm]	159,30	100,00	57,00	58,00	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	25,00	47,00	11,00
	Pef [mm]	77,94	33,48	8,98	9,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	5,01	0,00
2013	P [mm]	161,00	79,00	58,00	0,00	0,00	6,00	0,00	10,00	0,00	23,00	24,00	52,40
	Pef [mm]	79,32	20,30	9,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	7,04
2014	P [mm]	128,00	102,00	20,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	37,80	37,00	36,00
	Pef [mm]	53,45	34,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,22	2,02	1,79
2015	P [mm]	152,90	153,20	94,00	14,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	20,00	82,00	53,50
	Pef [mm]	72,79	73,03	29,53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	22,07	7,49
2016	P [mm]	49,50	92,00	17,50	11,50	0,00	0,00	0,00	0,00	4,30	23,00	39,57	40,11
	Pef [mm]	5,92	28,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	2,68	2,83

Fuente: Elaboración Propia.

Figura 4.4. Separación de precipitaciones.



4.4. Calculo de la evapotranspiración potencial

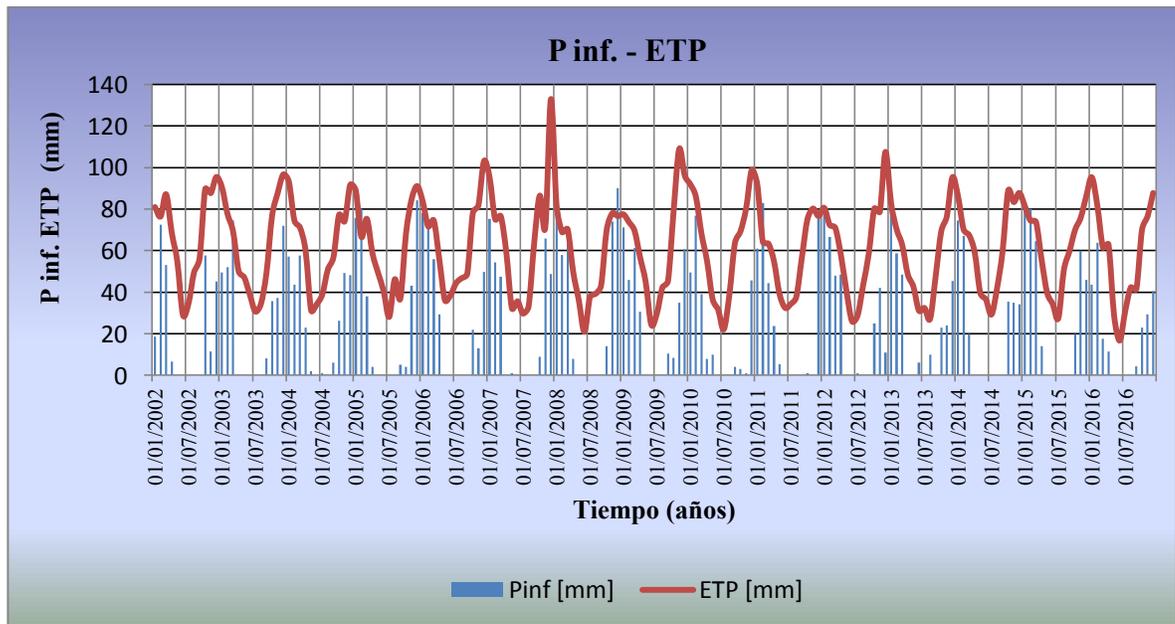
Tabla 4.9. *Calculo de la evapotranspiración potencial.*

Año	Parametro	Ene.	Febr.	Mar.	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
2002	T °C	18,25	19,19	20,20	18,58	16,55	12,03	12,84	15,29	16,25	20,00	19,65	19,92
	ETPc (mm)	80,96	76,43	87,06	68,63	54,69	29,07	34,47	49,55	56,33	89,60	87,62	95,43
2003	T °C	19,43	19,36	17,76	15,57	15,23	14,18	12,02	12,45	15,11	18,33	19,65	20,06
	ETPc (mm)	90,50	77,63	69,25	50,10	47,17	38,89	30,65	34,40	49,49	76,75	87,62	96,67
2004	T °C	19,76	18,91	18,03	17,24	12,06	13,19	13,74	15,53	16,33	18,39	17,88	19,47
	ETPc (mm)	93,26	74,44	71,16	60,08	31,20	34,23	38,90	50,95	56,84	77,17	74,12	91,62
2005	T °C	19,23	17,77	18,61	17,02	15,61	14,50	11,44	14,70	12,82	17,10	19,25	19,40
	ETPc (mm)	88,91	66,67	75,28	58,69	49,32	40,49	28,10	46,20	36,95	67,81	84,48	91,08
2006	T °C	18,60	18,50	18,50	16,50	13,10	14,10	14,80	14,80	15,00	18,50	18,90	20,80
	ETPc (mm)	83,78	71,63	74,47	55,56	36,11	38,53	44,37	46,76	48,86	78,01	81,77	103,05
2007	T °C	20,00	19,00	18,80	17,10	12,30	13,50	11,80	12,20	17,40	19,60	17,50	24,00
	ETPc (mm)	95,30	75,11	76,63	59,20	32,29	35,66	29,67	33,18	63,60	86,44	71,32	132,87
2008	T °C	18,40	18,10	17,90	15,50	13,10	10,00	13,50	13,40	14,00	17,40	18,40	17,60
	ETPc (mm)	82,18	68,90	70,23	49,72	36,11	20,93	37,69	39,19	43,23	69,96	77,97	76,59
2009	T °C	17,80	18,80	17,80	16,70	14,80	10,90	11,80	14,00	14,40	18,60	22,20	20,00
	ETPc (mm)	77,48	73,71	69,54	56,77	44,85	24,39	29,67	42,36	45,45	78,76	108,83	96,12
2010	T °C	19,60	20,50	17,60	16,40	13,20	12,60	10,00	13,30	17,40	17,30	18,70	20,30
	ETPc (mm)	91,94	85,96	68,15	54,97	36,60	31,55	22,12	38,68	63,60	69,25	80,24	98,69
2011	T °C	19,60	17,40	16,90	16,40	13,70	12,80	12,80	13,10	16,30	18,10	18,70	17,60

	ETPc (mm)	91,94	64,24	63,41	54,97	39,10	32,44	34,29	37,65	56,64	75,04	80,24	76,59
2012	T °C	18,20	18,60	18,00	16,90	14,00	11,30	11,60	14,20	16,60	18,80	18,50	21,30
	ETPc (mm)	80,60	72,32	70,93	57,98	40,64	26,00	28,79	43,45	58,50	80,27	78,72	107,49
2013	T °C	18,50	18,30	16,80	15,30	14,40	12,50	12,40	10,90	14,80	17,30	18,20	19,90
	ETPc (mm)	82,98	70,26	62,75	48,59	42,72	31,11	32,41	27,16	47,71	69,25	76,47	95,26
2014	T °C	18,90	18,30	17,50	17,10	13,80	13,70	11,70	13,90	16,80	19,90	19,10	19,00
	ETPc (mm)	86,19	70,26	67,47	59,20	39,61	36,61	29,23	41,83	59,76	88,81	83,31	87,75
2015	T °C	18,30	18,90	18,40	16,50	13,80	13,20	11,30	15,50	16,80	17,40	18,10	18,80
	ETPc (mm)	81,39	74,40	73,75	55,56	39,61	34,27	27,48	50,76	59,76	69,96	75,72	86,11
2016	T °C	20,00	19,90	16,60	17,70	11,50	8,80	12,10	14,00	13,70	17,40	17,11	19,56
	ETPc (mm)	95,30	81,54	61,43	62,94	28,65	16,68	31,03	42,36	41,60	69,96	68,52	92,43

Fuente: Elaboración Propia.

Figura 4.5. Precipitación infiltrada en el suelo y la evapotranspiración.



Fuente: Elaboración Propia.

4.5. Estimación de la profundidad efectiva radicular.

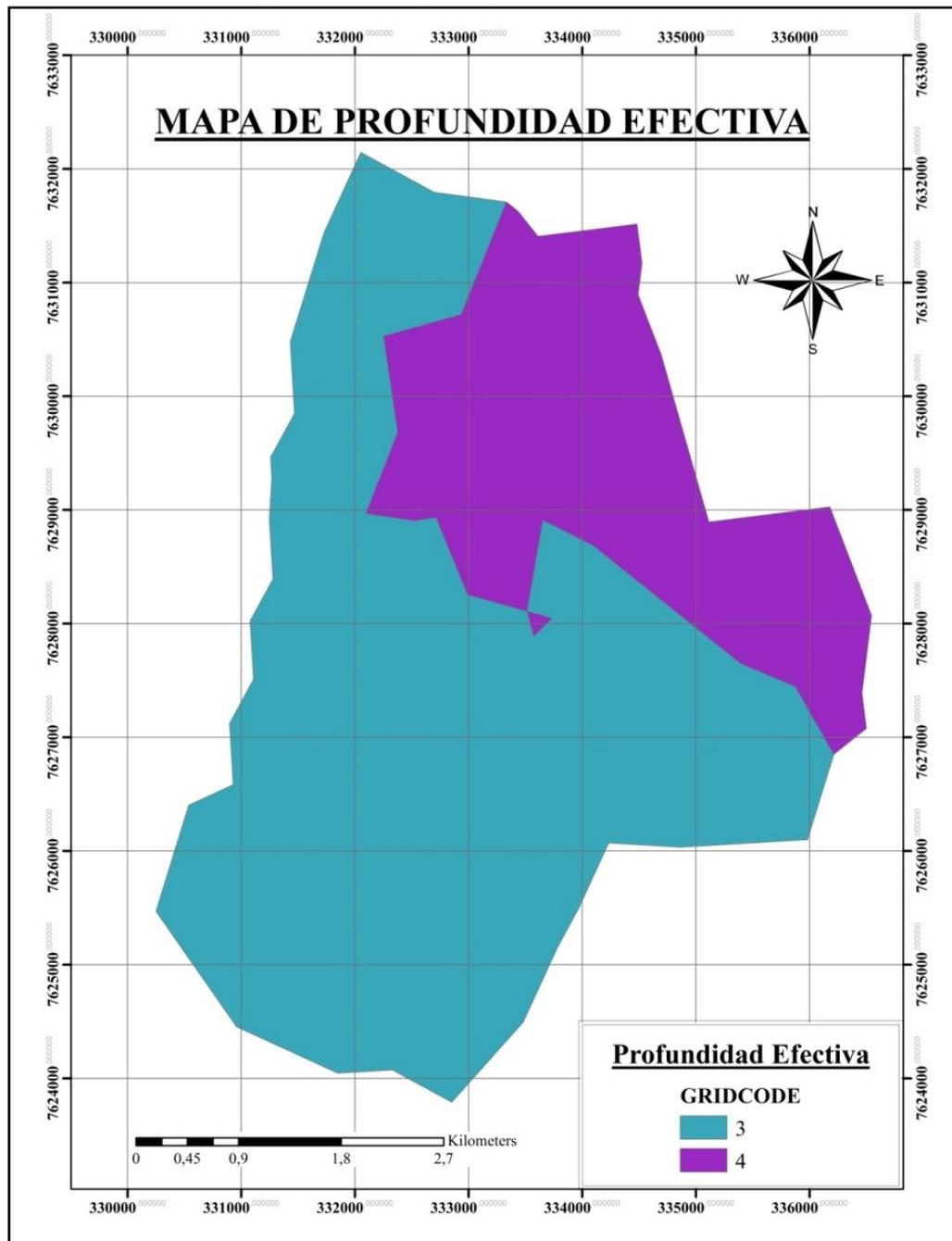
Para la estimación de la profundidad radicular se hizo uso de los tablas de Profundidad efectiva (PROF_EFECT; 2N) según FAO (1990), Clase textural (laboratorio) (TEXT_LAB; 3C) y de los Perfiles de Suelos: Descripciones (Tabla: Perfil.dbf) con las que se hizo un análisis minucioso para la generación del mapa de profundidad efectiva y el suelo que contiene a esta.

Tabla 4.10. *Profundidad efectiva del suelo*

COD	TEXTO	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD ASUMIDA
1	muy superficial	<30 cm	15 cm
2	Superficial	30 - 50 cm	45 cm
3	moderadamente profunda	50 - 100 cm	75 cm
4	Profunda	100 - 150 cm	125 cm
5	muy profunda	>150 cm	150 cm

Fuente: Elaboración Propia en base a la información del ZONISIG (2001).

Figura 4.6. Mapa de profundidad efectiva.



Fuente: Elaboración propia a través del programa ArcGis 10.2 y los datos del ZONISIG (2001).

La siguiente tabla muestra la Profundidad efectiva que se presenta en la cuenca calderas:

Tabla 4.11. *Profundidad efectiva en la cuenca de Calderas.*

GRIDCODE	MIN (cm.)	MAX (cm)	RANGE (cm.)	MEAN (cm)	AREA (km ²)
3	58,78	99,99	41,21	79,39	21,41
4	100,02	118,08	18,06	109,05	9,04

Fuente: Elaboración Propia.

Profundidad ponderada de la cuenca calderas:

$$P_{\text{pond}} = 88,19 \text{ cm.}$$

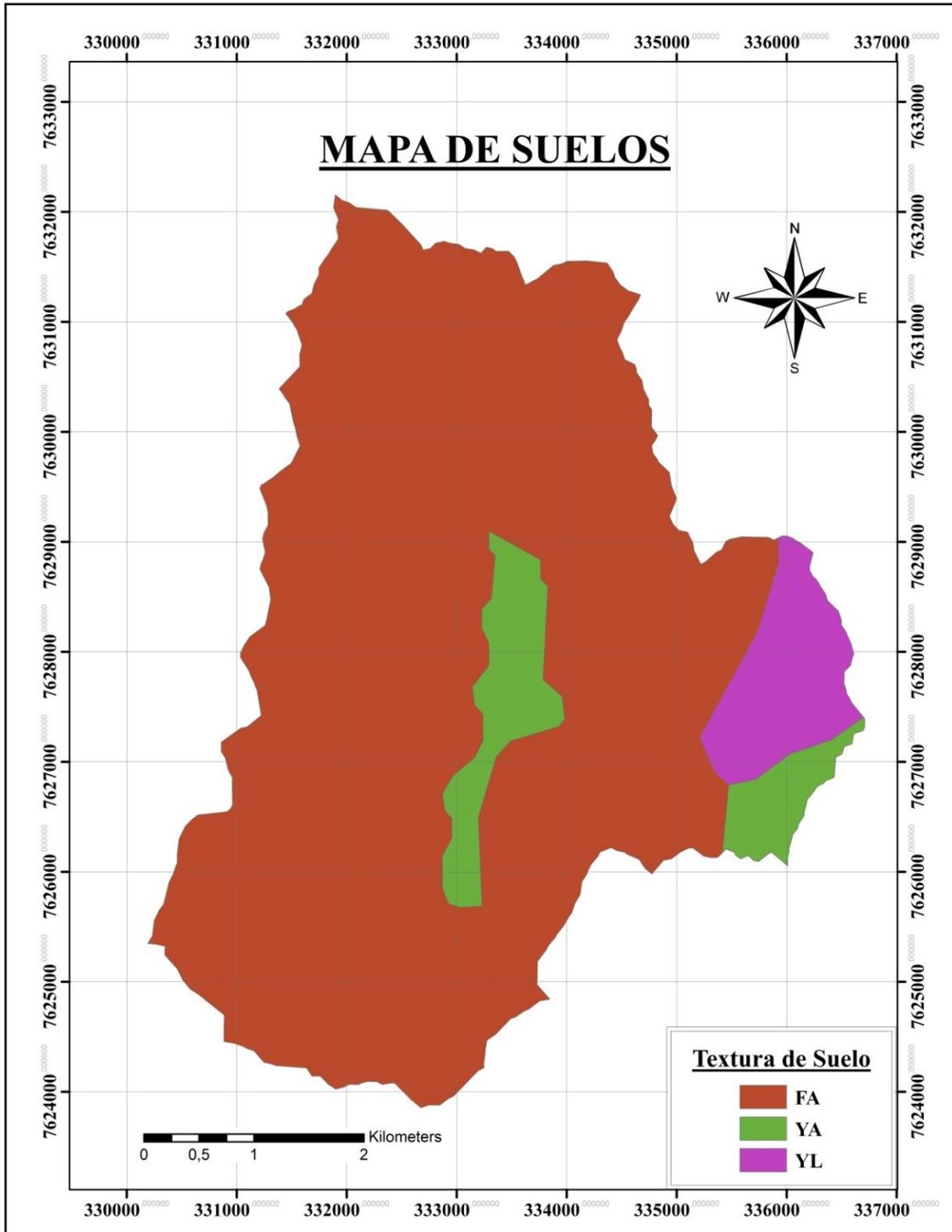
Con los datos de Clase textural (laboratorio) (TEXT_LAB; 3C) que se presentan en los informes del ZONISIG se realizará el mapa de suelos, para ello se utilizara la siguiente tabla.

Tabla 4.12. *Mapeo de suelos en la zona.*

COD	DESCRIPCIÓN	SUELO
1	Y	Arcilloso
2	F	Franco
3	L	Limoso
4	A	Arenoso
5	AF	Areno francoso
6	FA	Franco arenoso
7	FYA	Franco arcillo arenoso
8	YA	Arcillo arenoso
9	YL	Arcillo limoso
10	FYL	Franco arcillo limoso
11	FL	Franco limoso
12	FY	Franco arcilloso

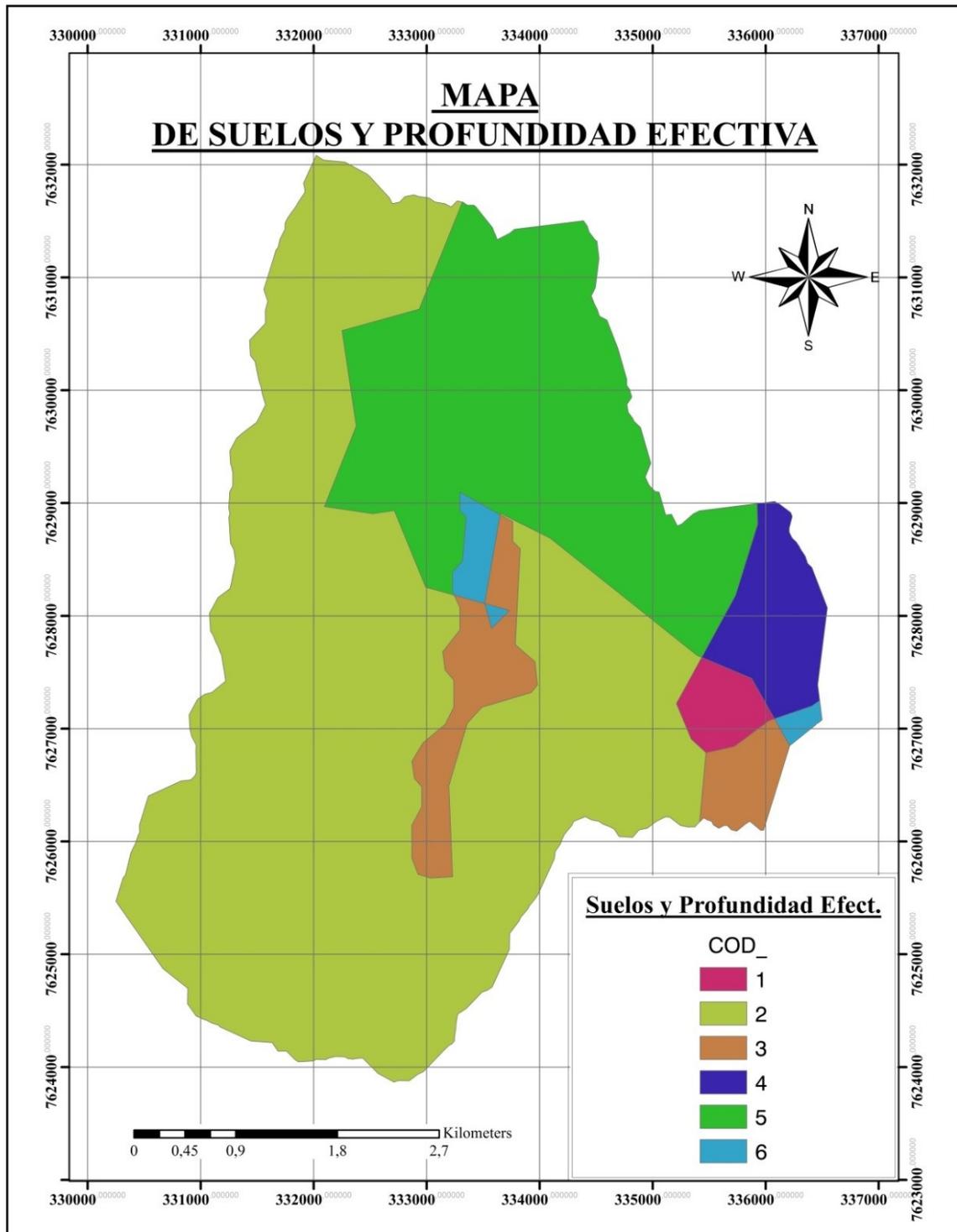
Fuente: Elaboración Propia en base a la información del ZONISIG

Figura 4.7. Mapa de suelos



Fuente: Elaboración propia a través del programa ArcGis 10.2 y los datos del ZONISIG (2001).

Figura 4.8. Mapa de suelo y profundidad efectiva



Fuente: Elaboración propia a través del programa ArcGis 10.2 y los datos del ZONISIG (2001).

La siguiente tabla se muestra los resultados de la unión de los mapas de suelos y profundidad efectiva que se presenta en la cuenca calderas:

Tabla 4.13. *Profundidad efectiva de la cuenca.*

COD	TEXTURA	PROF. EFECTIVA (cm.)	AREA (Km ²)
1	Arcillo Limoso	79,117	0,536
2	Franco Arenoso	79,117	18,977
3	Arcillo Arenoso	79,117	1,777
4	Arcillo Limoso	105,736	1,281
5	Franco Arenoso	105,736	7,439
6	Arcillo Arenoso	105,736	0,440

Fuente: Elaboración Propia.

4.6. Estimación de la capacidad de agua disponible “CAD”

Para la estimación de la capacidad de almacenamiento de agua se debe de conocer algunas propiedades físicas del suelo que se presentan en la zona del proyecto, entre estos los que se presenta en la siguiente tabla:

Tabla 4.14. *Estimación de capacidad de agua disponible.*

TEXTURA	PROF. EFECTIVA (cm.)	AREA (Km ²)	Da (gr/cm ³)	C.C. (%)	P.M.P. (%)	CAD (mm)
Arcillo Limoso	79,117	0,536	1,35	39,6	21,2	196,526
Franco Arenoso	79,117	18,977	1,4	13,11	5,8	80,679
Arcillo Arenoso	79,117	1,777	1,25	35	17	178,013
Arcillo Limoso	105,736	1,281	1,35	39,6	21,2	262,649
Franco Arenoso	105,736	7,439	1,4	13,11	5,8	107,824
Arcillo Arenoso	105,736	0,44	1,25	35	17	237,906

Fuente: Elaboración Propia.

Capacidad de agua disponible ponderada de la cuenca calderas:

$$\text{CAD pond} = 104,96 \text{ mm.}$$

4.7. Aplicación del modelo hidrológico Balance hídrico Thornthwaite - Mather

Datos

Área = 30,45 km²

CAD = 105 mm

CN pond = 70,48

r = 0,5

Tabla 4.15. Balance hídrico Thornthwaite – Mather (2016).

Fecha	P total [mm]	Pe [mm]	Pinf [mm]	T [°C]	ETP [mm]	Pinf - ETP [mm]	Neg Ac. [mm]	ARM [mm]	ALT [mm]	ETR [mm]	DEF [mm]	EXC [mm]	R [mm]	R° [mm]
31/01/2016	49,50	5,92	43,58	20,00	95,30	-51,72	0,00	0	0,00	43,58	51,72	0,00	0,00	5,92
29/02/2016	92,00	28,24	63,76	19,90	81,54	-17,78	0,00	0	0,00	63,76	17,78	0,00	0,00	28,24
31/03/2016	17,50	0,00	17,50	16,60	61,43	-43,93	0,00	0	0,00	17,50	43,93	0,00	0,00	0,00
30/04/2016	11,50	0,00	11,50	17,70	62,94	-51,44	0,00	0	0,00	11,50	51,44	0,00	0,00	0,00
31/05/2016	0,00	0,00	0,00	11,50	28,65	-28,65	0,00	0	0,00	0,00	28,65	0,00	0,00	0,00
30/06/2016	0,00	0,00	0,00	8,80	16,68	-16,68	0,00	0	0,00	0,00	16,68	0,00	0,00	0,00
31/07/2016	0,00	0,00	0,00	12,10	31,03	-31,03	0,00	0	0,00	0,00	31,03	0,00	0,00	0,00
31/08/2016	0,00	0,00	0,00	14,00	42,36	-42,36	0,00	0	0,00	0,00	42,36	0,00	0,00	0,00
30/09/2016	4,30	0,00	4,30	13,70	41,60	-37,30	0,00	0	0,00	4,30	37,30	0,00	0,00	0,00
31/10/2016	23,00	0,03	22,97	17,40	69,96	-46,99	0,00	0	0,00	22,97	46,99	0,00	0,00	0,03
30/11/2016	39,57	2,68	36,89	17,11	68,52	-31,63	0,00	0	0,00	36,89	31,63	0,00	0,00	2,68
31/12/2016	40,11	2,83	37,28	19,56	92,43	-55,15	0,00	0	0,00	37,28	55,15	0,00	0,00	2,83

Fuente: Elaboración Propia.

El balance completo se encuentra en el anexo I.

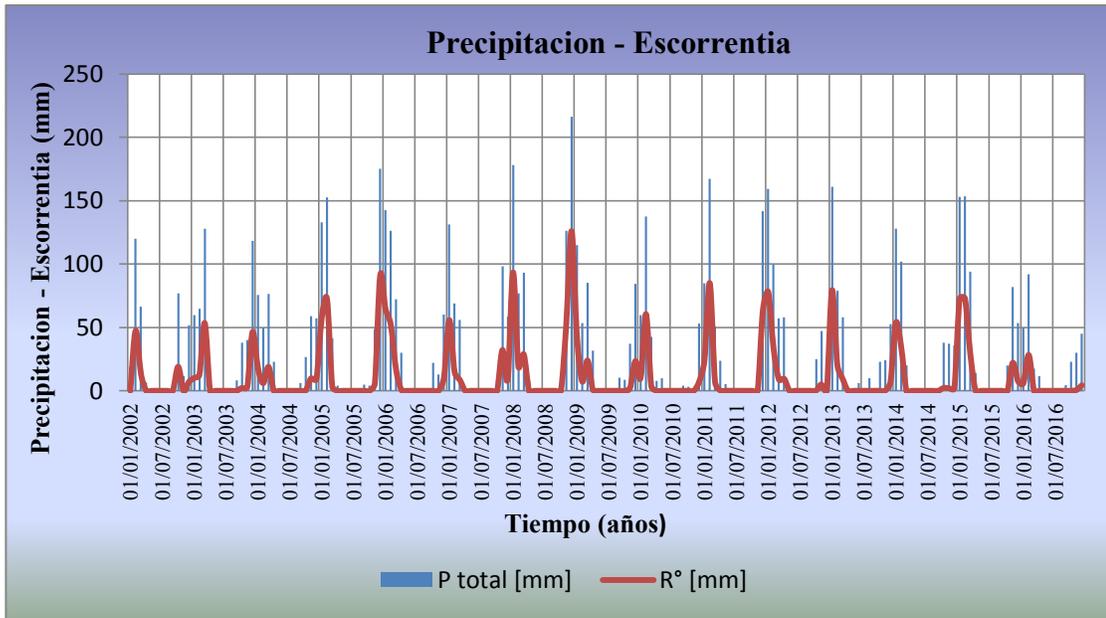
Estimación de caudal medio mensual.

Tabla 4.16. *Escorrentía y Caudal medio mensual*

AÑO	Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
2002	R° [mm]	0,000	47,371	13,439	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	18,983	0,000	6,845
	Q (m³/s)	0,000	0,596	0,153	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,216	0,000	0,078
2003	R° [mm]	10,103	12,537	53,446	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,272	2,802	46,351
	Q (m³/s)	0,115	0,158	0,608	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,033	0,527
2004	R° [mm]	18,250	5,917	18,870	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,244	9,875	9,112
	Q (m³/s)	0,207	0,072	0,215	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,116	0,104
2005	R° [mm]	57,228	72,470	3,113	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	5,583	90,849
	Q (m³/s)	0,651	0,912	0,035	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,066	1,033
2006	R° [mm]	64,719	52,098	16,539	0,661	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	10,333
	Q (m³/s)	0,736	0,656	0,188	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,117
2007	R° [mm]	55,709	14,778	8,544	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	32,147	9,558
	Q (m³/s)	0,633	0,186	0,097	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,378	0,109
2008	R° [mm]	93,353	19,154	28,882	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	51,949	125,925
	Q (m³/s)	1,061	0,233	0,328	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,610	1,432
2009	R° [mm]	43,824	7,409	23,932	0,913	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,024	23,385
	Q (m³/s)	0,498	0,093	0,272	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,266
2010	R° [mm]	10,195	60,525	3,530	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	7,205
	Q (m³/s)	0,116	0,762	0,040	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,082
2011	R° [mm]	23,688	84,912	6,709	0,167	0,054	0,027	0,014	0,007	0,003	0,002	0,001	63,938
	Q (m³/s)	0,269	1,069	0,076	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,727
2012	R° [mm]	77,944	33,479	8,980	9,423	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,126	5,008	0,000
	Q (m³/s)	0,886	0,407	0,102	0,111	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,059	0,000
2013	R° [mm]	79,325	20,303	9,423	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,027	0,068	7,044
	Q (m³/s)	0,902	0,256	0,107	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,080
2014	R° [mm]	53,446	34,826	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,221	2,024	1,790
	Q (m³/s)	0,608	0,438	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,024	0,020
2015	R° [mm]	72,790	73,030	29,527	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	22,065	7,491
	Q (m³/s)	0,828	0,919	0,336	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,259	0,085
2016	R° [mm]	5,917	28,241	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,027	0,661	4,325
	Q (m³/s)	0,067	0,343	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,049

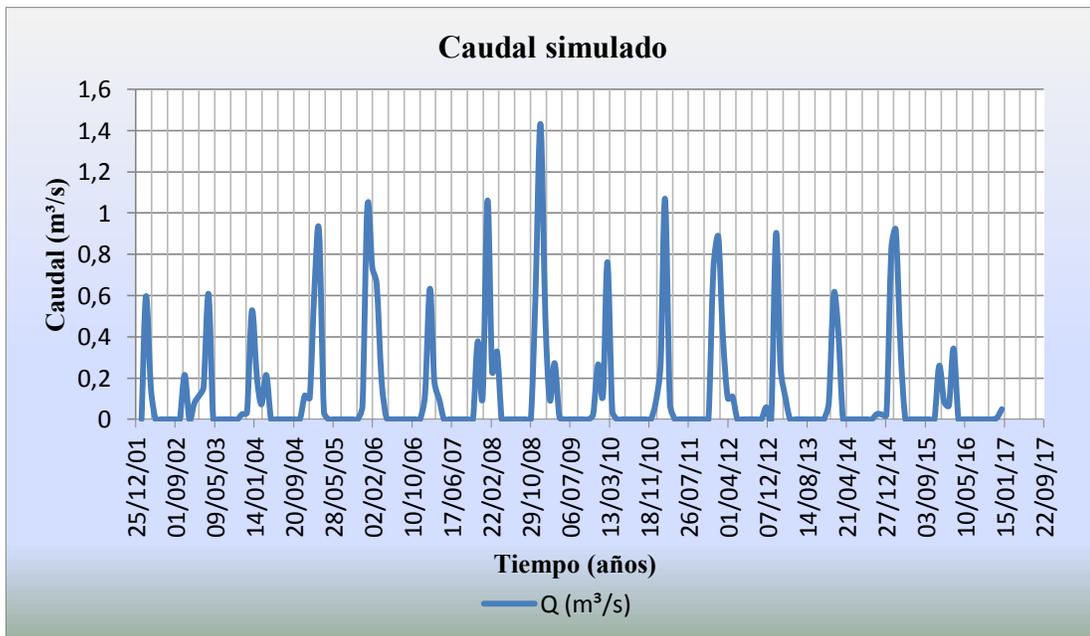
Fuente: Elaboración Propia.

Figura 4.9. Precipitación – Escorrentía.



Fuente: Elaboración Propia.

Figura 4.10. Caudal simulado.



Fuente: Elaboración Propia.

4.8. Métodos de comparación

Metodo1: Se utilizó la curva calibrada de caudal específico y precipitación media anual, de los “recursos hídricos superficiales y sus posibilidades de aprovechamiento en el Departamento de Tarija”

4.8.1. Correlación de caudales específicos medios anuales en relación a la precipitación media anual

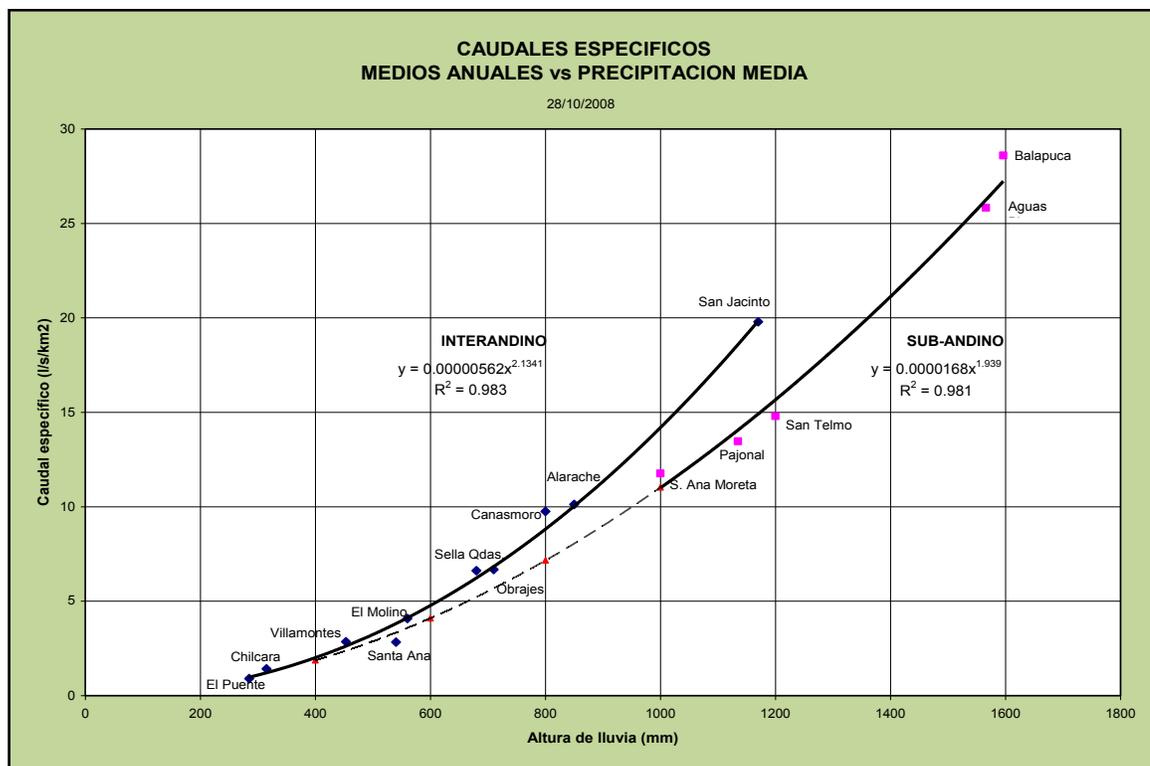
Se dispone de información de aforos realizados en 33 estaciones en el Departamento. En general se trata de aforos aislados, existiendo solamente datos de caudales medios anuales con más de 5 años de registro completos en 6 estaciones, de las cuales 4 fueron cerradas.

Tabla 4.17. *información de estaciones.*

Estación	Río	Latitud Sur	Longitud Oeste	Periodo de funcionamiento	Años de registro
1.-El Puente	San Juan del Oro	21°14'22"	65°12'34"	1974-1982	6
2.-El Molino	Tomayapo	21°21'33"	64°57'07"	1978- 1995	13
3.-Chilcara	Pilaya	21°00'37"	64°59'27"	1973- 1985	6
4.-Villamontes	Pilcomayo	21°15'40"	63°30'12"	1941- 2008	42
5.-Canasmoro	Guadalquivir	21°21'24"	64°44'54"	1976- 1997	12
6.-Sella Qdas	Sella	21°22'52"	64°40'12"	1980- 1997	17
7.-Obrajes	Guadalquivir	21°30'21"	64°45'46"	1978- 2007	21
8.-Santa Ana	Santa Ana	21°31'09"	64°34'16"	1977- 1987	10
9.-Entre Ríos	Pajonal	21°30'08"	64°10'24"	1947- 1982	13
10.-Entre Ríos	Santa Ana	21°31'34"	64°10'42"	1947- 1983	14
11.-San Jacinto	Tolomosa	21°35'53"	64°43'21"	1963- 1984	20
12.-San Telmo	Grande de Tarija	22°34'16"	64°14'24"	1964- 1997	28
13.-Alarache	Bermejo	22°16'00"	64°35'00"	1971-1999	28
14.-Balapuca	Bermejo	22°31'00"	64°26'00"	1971- 2003	32
15.Aguas Blancas	Bermejo	22°43'34"	64°21'36"	1944- 2003	59

Fuente: Vacaflores Ayo, A. (2008). Recursos Hídricos Superficiales y sus Posibilidades de Aprovechamiento en el Departamento de Tarija. Bolivia.

Figura 4.11. Correlación de caudales específicos medios anuales en relación a la precipitación media anual



Fuente: Vacaflores Ayo, A. (2008). Recursos Hídricos Superficiales y sus Posibilidades de Aprovechamiento en el Departamento de Tarija. Bolivia.

- **Caudal específico anual**

La ley de regresión obtenida para la **región interandina** es:

$$y = 0,00000562 x^{2,1341}$$

Dónde: y = Caudal específico medio anual

x = Precipitación media anual en la cuenca

La ley de regresión obtenida para la **región subandina** es:

$$y = 0,0000168 x^{1,939}$$

Para la aplicación de estas leyes, que permiten una buena aproximación de la estimación de los escurrimientos, la apreciación de las lluvias medias en la cuenca deberá ser realizada con la mayor precisión posible.

En la cual se usará para la estimación del caudal específico.

Estimación de precipitación media anual

Para ello se hizo el relleno de datos faltantes y se extendió el periodo de registro de las estaciones que se encuentran cerca al área de estudio.

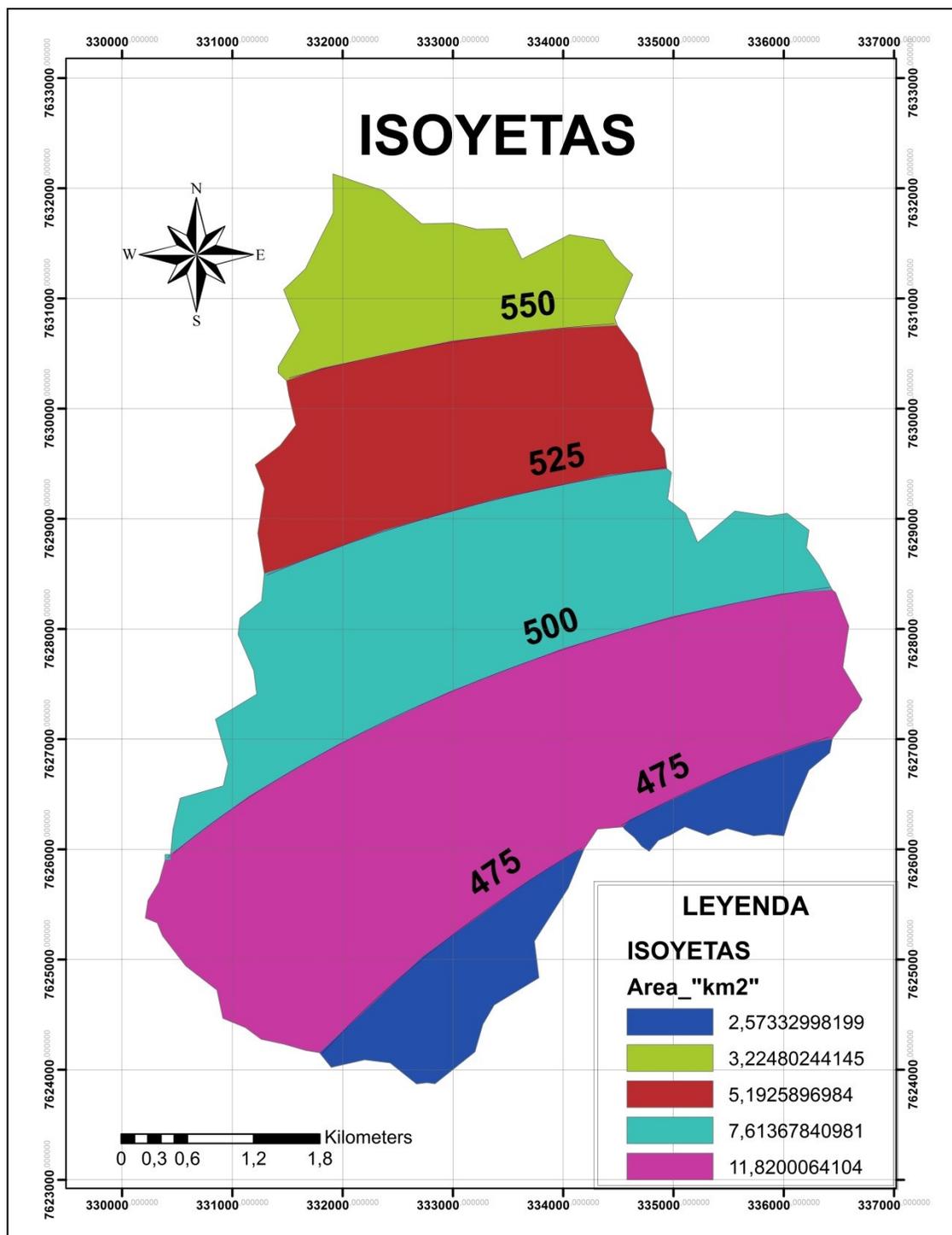
Tabla 4.18. *Precipitaciones de las estaciones utilizadas.*

	YESERA SUR (mm)	YESERA NORTE (mm)	SELLA QDA. (mm)	GAMONEDA (mm)
Promedio	451,16	636,83	614,19	476,73

Fuente: Elaboración Propia a través de la información del SENAMHI (2001).

Para la obtención de la precipitación media anual representativa del área de estudio se empleara la metodología de las isoyetas, para ello se hará uso de los datos de las precipitaciones medias anuales ya analizados y completadas anteriormente, los cuales se procesaran con el software ArcGis 10.2. Para la obtención de las isoyetas y posteriormente la precipitación media anual representativa del área de estudio.

Figura 4.12. Isoyetas.



Fuente: Elaboración propia a través del programa ArcGis 10.2 y los datos del ZONISIG (2001).

Tabla 4.19. Datos de las isoyetas.

AREA (Km2)	MIN (m)	MAX (m)	MED (m)
2,59	464,84	475,15	470,00
11,82	474,58	499,99	487,28
7,64	499,46	524,97	512,22
5,22	524,58	550,57	537,58
3,18	549,80	574,99	562,40

Precipitación ponderada.

$$P_{\text{pond}} = 508,53 \text{ mm/año}$$

Cálculo del caudal específico

Para la obtención del caudal específico se utilizó La ley de regresión obtenida para la región interandina:

$$Q = 0,00000562 P^{2,1341}$$

$$Q = 3,352 \text{ L/s/km}^2$$

El área de la cuenca en estudio es de 30,45 km².

El caudal medio anual:

$$Q = 0,102 \text{ m}^3/\text{s}$$

Estimación de los coeficientes de distribución.

Para la obtención de éste se usaran los caudales de la cuenca Santa Ana, debido a que la cuenca calderas es una subcuenca de la cuenca Santa Ana.

Tabla 4.20. Caudales medios anuales de la Cuenca Santa Ana.

Enero	Febr.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
1,238	1,895	1,723	0,694	0,094	0,065	0,008	0,003	0,001	0,299	0,173	0,238

Fuente: Elaboración Propia en base a los datos del SENAMHI.

Con los cuales se obtuvieron los coeficientes de distribución.

Tabla 4.21. Coeficientes de distribución.

Enero	Febr.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
2,311	3,536	3,214	1,294	0,176	0,122	0,015	0,006	0,002	0,557	0,323	0,444

Fuente: Elaboración Propia en base a los datos del SENAMHI.

A partir de estos coeficientes se podrá distribuir el caudal medio anual de la cuenca calderas.

Caudales medios mensuales de la cuenca Calderas.

Tabla 4.22. Caudales medios mensuales de la Cuenca Calderas.

Enero	Febr.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
0,2357	0,3607	0,3278	0,132	0,018	0,0124	0,0016	0,0006	0,0002	0,0568	0,033	0,0453

Método 2:

4.8.2. Datos disponibles del proyecto de la presa Calderas.

Para la cuenca se estimó una escorrentía directa media anual de 121 mm/año. Este valor corresponde en metros cúbicos a 3.690.054 m³, a un caudal medio anual 0,117 m³/s y el caudal específico de 3,84 l/s/km².

La distribución porcentual de la escorrentía entre los diferentes meses del año, fue asumida igual a:

Distribución Anual Porcentual de la Escorrentía

Ene (%)	Feb (%)	Mar (%)	Abr (%)	May (%)	Jun (%)	Jul (%)	Ago (%)	Sep (%)	Oct (%)	Nov (%)	Dic (%)
22,1	22,9	27,3	10,6	2,3	0,9	0,2	0	0	0,1	3,2	10,7

Fuente: INTERPROYECTOS DE BOLIVIA SRL., (2003). Proyecto de la presa Calderas. Diseño final

Caudales distribuidos

Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept.	Oct.	Nov.	Diciembre
0,304	0,349	0,376	0,151	0,032	0,013	0,003	0,000	0,000	0,001	0,046	0,147

Fuente: INTERPROYECTOS DE BOLIVIA SRL., (2003). Proyecto de la presa Calderas. Diseño final

Resultado de los caudales simulados y volúmenes de la cuenca Calderas.

Tabla 4.23. Caudales medios mensuales obtenidos por los distintos métodos aplicados

Nº	Mes	Q proy (m3/s)	Q V.R.H.R. (m3/s)	Q Sim. (m3/s)	Q Aforos (m3/s)
1	octubre	0,001	0,06	0,02	0,02
2	noviembre	0,046	0,03	0,11	0,00
3	diciembre	0,147	0,05	0,31	0,07
4	enero	0,304	0,24	0,51	0,28
5	febrero	0,349	0,36	0,47	0,35
6	marzo	0,376	0,33	0,17	0,18
7	abril	0,151	0,13	0,01	0,05
8	mayo	0,032	0,02	0,00	0,00
9	junio	0,013	0,01	0,00	0,00
10	Julio	0,003	0,00	0,00	0,00
11	agosto	0,000	0,00	0,00	0,00
12	septiembre	0,000	0,00	0,00	0,01
	Promedio	0,119	0,102	0,133	0,080

Figura 4.13. Caudales de aporte directo a la presa Calderas.

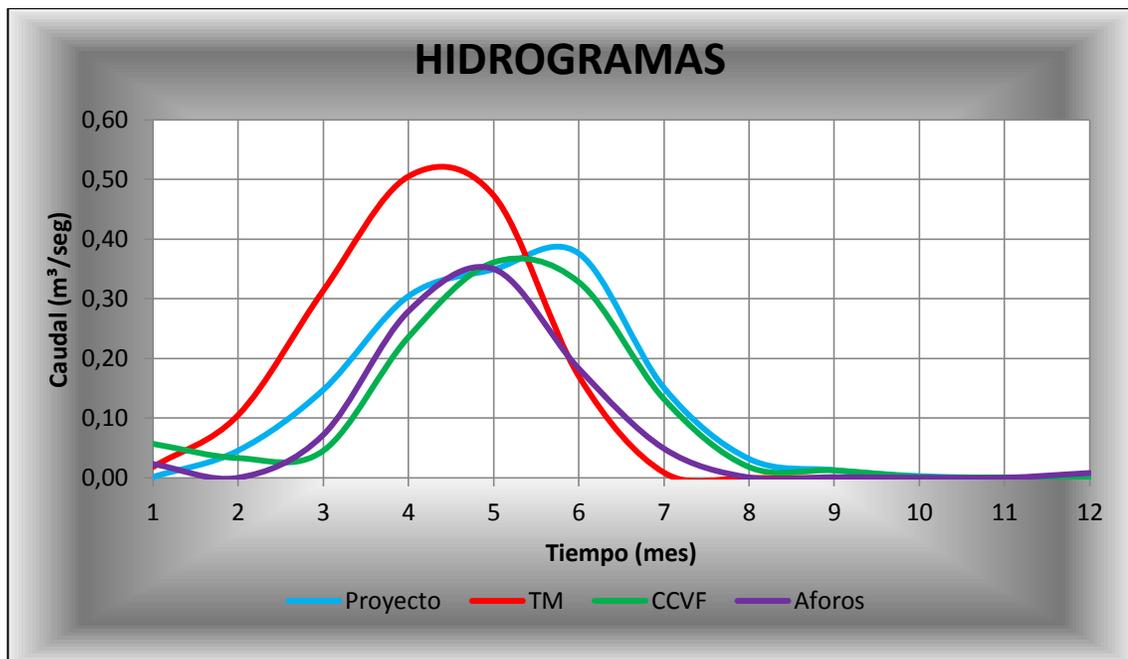
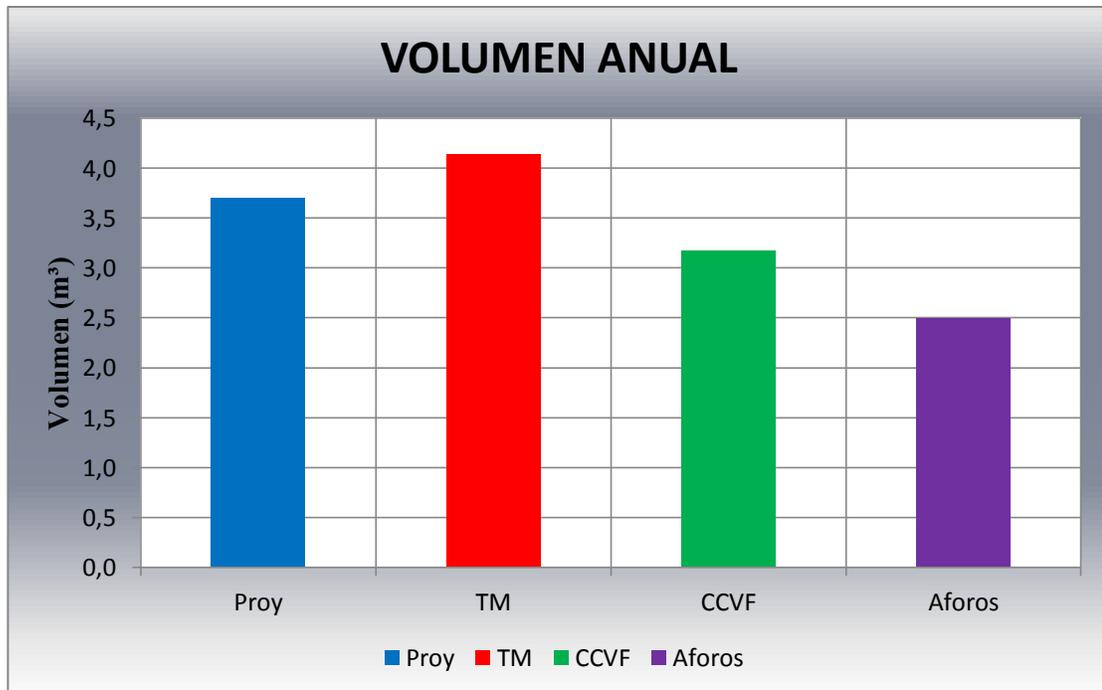


Tabla 4.24. Volúmenes anuales obtenidos por los distintos métodos aplicados.

Nº	Mes	Vol. Proy. (m3/s)	Vol. V.R.H.R. (m3/s)	Vol. Sim. (m3/s)	Vol. Aforos (m3/s)
1	octubre	3690,05	48532,61	152240,26	61603,20
2	noviembre	118081,73	272445,12	85561,92	0,00
3	diciembre	394835,78	840722,98	121465,44	192844,80
4	enero	815501,93	1352966,98	631647,07	747273,60
5	febrero	845022,37	1145031,55	873186,05	846720,00
6	marzo	1007384,74	456613,63	878595,55	490147,20
7	abril	391145,72	22731,84	342325,44	127008,00
8	Mayo	84871,24	107,14	48184,42	1071,36
9	Junio	33210,49	51,84	32192,64	2592,00
10	Julio	7380,11	26,78	4151,52	267,84
11	agosto	0,00	26,78	1526,69	0,00
12	septiembre	0,00	0,00	492,48	20736,00
Vol. Anual (m³)		3701124,16	4139257,25	3171569,47	2490264,00
Vol. Anual (Hm³)		3,7	4,1	3,2	2,5

Figura 4.14. Volúmenes anuales de aporte directo a la presa Calderas.



4.9. Análisis estadístico de los resultados obtenidos

Para saber cuándo una correlación es buena o mala es necesario analizar los resultados desde el punto de vista estadístico para lo cual se aplicó los siguientes conceptos con sus respectivas fórmulas:

El índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe-NSE (1970)

El coeficiente de eficiencia de Nash & Sutcliffe, Permite verificar el grado de relación 1:1 de los datos en análisis (Nash y Sutcliffe, 1970). Se pueden obtener valores menores o iguales a 1, valores de 1 indican un ajuste perfecto. Un valor mayor de 0.7 se puede considerar como estadísticamente adecuado sin embargo la precisión óptima de un modelo depende de la aplicación requerida.

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{observado} - Q_i^{estimado})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{observado} - Q^{promedio})^2} \right]$$

Varios índices de error son comúnmente utilizados en la evaluación del modelo (Moriasi et al, 2007; Debels, 2010); los empleados se describen a continuación:

El promedio de los errores absolutos (Mean Absolute Error-MAE)

El error medio absoluto MAE es una medida de la desviación media de los datos observados del modelo. Este estadístico al usar datos absolutos previene la eliminación de los errores producto de signos opuestos.

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |Q_c(i) - Q_d(i)|}{N}$$

Razón RMSE- desviación estándar de las observaciones (RSR)

Es una versión estandarizada del RMSE (Legates y Mc Cabe, 1999); se calcula como el cociente entre el RMSE y la desviación estándar de los datos observados, como se muestra en la siguiente ecuación y se interpreta basados en los criterios establecidos por Moriasi et. al. (2007), que se resumen en la Tabla 4.25.

$$RSR = \frac{RMSE}{DESVEST_{obs}} = \left[\frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_i^{observado} - Q_i^{simulado})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_i^{observado} - Q^{promedio})^2}} \right]$$

Sesgo porcentual (Percent bias-PBIAS) es la tendencia promedio de los datos simulados de ser mayores o menores que los datos observados (Gupta et al., 1999). Se adoptan los criterios recomendados por Moriasi et. al. (2007) para su interpretación (Tabla 4.25). La expresión para el cálculo es la siguiente ecuación:

$$PBIAS = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{observado} - Q_i^{simulado})}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{observado})} \right] * 100$$

Tabla 4.25. Interpretación de los parámetros estadísticos para calibración y validación.

PBIAS	NSE	RSR	Interpretación Modelo
PBIAS < ±10	0,75 < NSE ≤ 1,0	0.00 < RSR ≤ 0.50	Muy Bueno
±10 ≤ PBIAS < ±15	0,65 < NSE ≤ 0,75	0.50 < RSR ≤ 0.60	Bueno
±15 ≤ PBIAS < ±25	0,50 ≤ NSE ≤ 0,65	0.60 < RSR ≤ 0.70	Satisfactorio
PBIAS ≥ ±25	NSE < 0,50	RSR > 0.70	No satisfactorio

Fuente: Moriasi et.al., (2007)

Tabla 4.26. Estimación de parámetros estadísticos

Mes	Qobs-Qsim	(Qobs-Qsim) ²	(Qobs-Qprom) ²
Octubre	-0,047	0,002	0,0026
Noviembre	0,067	0,004	0,0062
Diciembre	0,261	0,068	0,0042
Enero	0,234	0,055	0,0235
febrero	0,059	0,003	0,0880
Marzo	-0,205	0,042	0,0671
Abril	-0,142	0,020	0,0011
Mayo	-0,020	0,00042	0,0092
Junio	-0,014	0,00020	0,0105
Julio	-0,001	0,00000	0,0132
Agosto	-0,0007	0,00000	0,0135
Septiembre	-0,0002	0,00000	0,0136
Sumatoria	0,1909	0,197	0,2533

Tabla 4.27. Resultados de los distintos parámetros estadísticos.

PBIAS	NSE	RSR	Interpretación Modelo
15,55	0,221	0,882	No satisfactoria

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En base al estudio y los resultados obtenidos en el presente trabajo, se tiene las siguientes conclusiones y recomendaciones.

CONCLUSIONES:

- La falta y discontinuidad que presenta las estaciones que se consideran en el proyecto hace que tengamos que utilizar metodologías para el relleno de los datos, lo cual hace que de entrada cometamos algunos errores que se pueden seguirse arrastrando durante todo el proyecto.
- La variación del suelo y vegetación existente en la cuenca calderas hace que los valores obtenidos mediante intersección de mapas no sean precisos por lo cual hace que la metodología Thornthwaite - Mather tenga una susceptibilidad en ello haciendo variar los resultados obtenidos.
- El presente estudio estimó un número de curva de escorrentía (CN) de 71. A partir de este dato es posible estimar la abstracción inicial (Po) y con datos de precipitación se pueden realizar predicciones de escorrentía.
- Los caudales generados por el balance hídrico Thornthwaite - Mather se obtuvo satisfactoriamente, sin embargo haciendo la comparación de los hidrogramas se puede observar una inconsistencia de los caudales con respecto al tiempo (mes).
- Comparando los volúmenes medios anuales, el balance hídrico Thornthwaite - Mather nos genera un 11 % más de volumen anual que el generado por el modelo utilizado en el proyecto de la presa Calderas.
- El volumen generado por el modelo hidrológico Thornthwaite - Mather es de 4,10 Hm³ con lo que podemos concluir que el volumen de aporte directo anual a la presa Calderas no es el suficiente para cubrir el volumen de embalse de 4,8 Hm³.
- Según el parámetro estadístico de Nash-Sutcliffe-NSE de 0,22 para la validación del balance hídrico Thornthwaite - Mather, nos indica que los

resultados no son satisfactorios, por lo cual el balance hídrico no se ajustaría al área de estudio.

RECOMENDACIONES:

- Realizar una concientización a las instituciones públicas mediante campañas para la instalación de estaciones hidrometeorológicas en puntos estratégicos del departamento de Tarija, con el propósito de contar con la información necesaria, que nos permita realizar estudios hidrológicos más ajustado a las condiciones actuales.
- Dar mayor énfasis al estudio y aplicación de modelos hidrológicos, para la obtención de resultados precisos, con los que se podrán realizar el adecuado diseño de las distintas obras hidráulicas.
- Las leyendas que presenta la base de datos del ZONISIG, debería de ser clasificadas en base a los grupos hidrológicos de suelo y a los usos, que se presenta en las tablas del número de curva ,para obtener estudios con mejores resultados.
- Actualizar la base de datos del ZONISIG para poder hacer uso del mismo.
- Hacer el uso adecuado de software y programas, para la obtención de buenos resultados.