Tabla 2.2: Expresiones para el cálculo de la radiación solar a partir del brillo solar

Ec.	Ecuación	Unidades	Referencia
2.1	$H = 490\ D^{0,357}\ R^{0,262}$	H: Radiación solar <langleys/min> (cal/cm^2.min) D: Número de horas de brillo solar/12 R: Humedad Relativa	(Swartman y Ogulande, 1966)
2.2	H = 464 + 265 D – 248 R	H: Radiación solar <langleys/min> (cal/cm^2.min) D: Número de horas de brillo solar/12 R: Humedad Relativa	(Swartman y Ogulande, 1966)
2.3	$H = 60 + (1406{,}2\ n^2 + 7426{,}6\ n)^{1/2}$	H: langleys/día n: número de horas de brillo solar	(Masson, 1966)
2.4	$\frac{R_o}{R_A} = a + b\ \frac{BS_0}{BS_A}$	R_o: Radiación global diaria observada en la superficie terrestre (MJ/m^2.día, cal/cm^2.d) R_A: Radiación global diaria astronómicamente posible (MJ/m^2.día, cal/cm^2.d) BS_0: Brillo solar diario observado, h BS_A: Brillo solar diario astronómicamente posible, h a, b: coeficientes de regresión. a=0,26; b=0,51 (Gómez y Guzmán, 1995)	(Ansgtrom, 1924)

Para el área de estudio, se determinaron los modelos de regresión de lineal de la humedad relativa y la temperatura media con la altitud; los cuales fueron validados teniendo en cuenta el análisis de significancia de los β individuales (α<0,05), la prueba global del modelo (α<0,05) y la verificación de los supuestos de distribución normal de los errores (Shapiro-Wilk, significancia de 0,05), homocedasticidad (Prueba de White) y la no correlación en los errores (Durbin Watson); para tal efecto se empleó el software estadístico SSPS.

Para la clasificación climática, aunque la literatura reporta diferentes métodos entre los cuales figuran las clasificaciones de Caldas (1802), Lang (1915), Martonne (1937), Köeppen (1923), Thonrthwaite (1948) y Holdridge (1947); se emplearon los métodos tradicionales de Caldas y Lang, basados en el comportamiento medio de parámetros como la precipitación y la temperatura.

2.2.2 Balance hidrológico - Metodología

El Balance hídrico fue empleado para el cálculo de la oferta hídrica superficial, que equivale al volumen de agua continental de los sistemas de drenaje superficial, en un período determinado de tiempo. La ecuación para el balance de agua se representa por la siguiente expresión (Poveda et al., 2007):

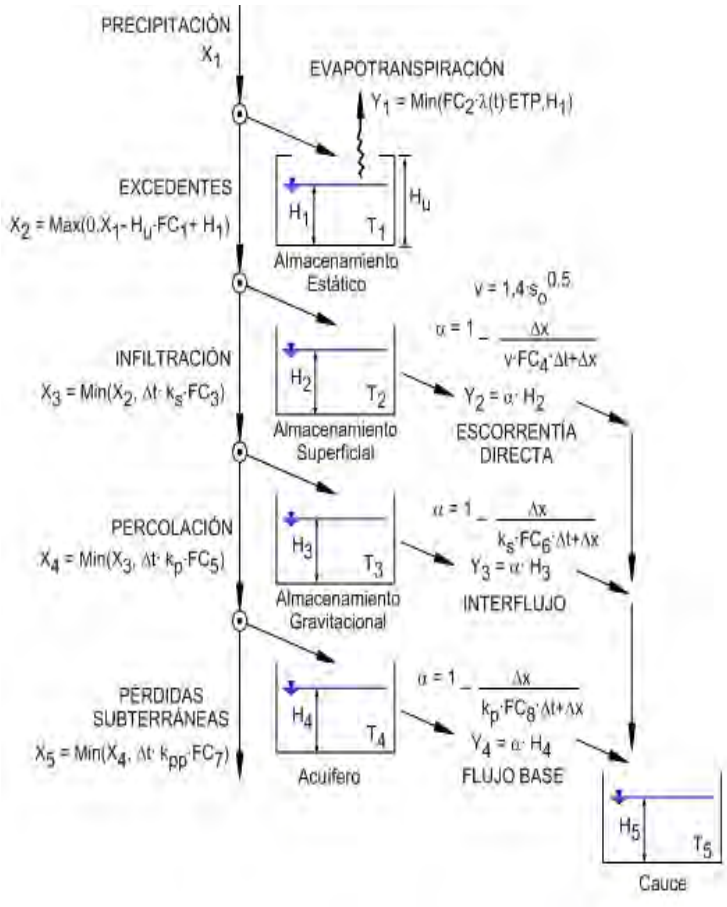
$$\frac{dS(t)}{dt} = P\ (t) - E\ (t) - \ R(t) \qquad \text{Ec (2.5)}$$

Donde:
S(t): representa el almacenamiento de agua en el suelo como una función del tiempo
P (t): Precipitación en mm por unidad de tiempo
E (t): Evapotranspiración real o efectiva en mm por unidad de tiempo
R (t): Escorrentía incluyendo el flujo base en mm por unidad de tiempo

Para efectuar el balance hidrológico fueron empleados modelos conceptuales y físicamente basados: TETIS, Témez, Thomas o abc, Modelo T y Modelo P; se incluyeron los modelos clásicos recomendados por Alley (1984). También fueron evaluados modelos autorregresivos ARMA. En la versión agregada del TETIS se realizó la modelación a escala diaria y mensual para efectos de comparación; mientras que en los otros modelos se realizó el balance a escala mensual.

TETIS es un modelo de cinco tanques (Figura 2.3), conectados entre sí, cada uno corresponde (Francés et. al; 2007):

Figura 2.3: Esquema de tanques modelo Tetis

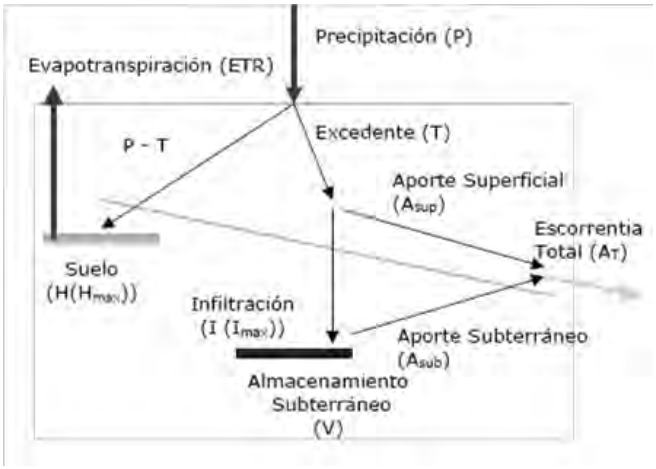


Fuente: Francés et. al. (2007).

- Tanque 1- almacenamiento estático: las salidas son las producidas por la evapotranspiración.
- Tanque 2- almacenamiento superficial: el agua que no es infiltrada está disponible para ser escurrida superficialmente.
- Tanque 3- almacenamiento gravitacional: dentro del cual se percola la cantidad que el subsuelo, en estado de saturación, es capaz de trasportar en sentido vertical; el resto queda disponible para conformar el flujo subsuperficial.
- Tanque 4: corresponde al acuífero, el agua que ingresa en profundidad representa las pérdidas del sistema y el flujo horizontal es el flujo base.
- Tanque 5: es el cauce.

La conceptualización del modelo Témez (1977) se presenta en la Figura 2.4; es un modelo de reservorios en el cual se reproducen los procesos esenciales del transporte de agua en las diferentes fases del ciclo hidrológico. En este modelo el sistema se divide en dos zonas, en la primera, la lluvia se almacena en forma de humedad y en ella, dependiendo del estado de humedad, de la capacidad máxima de almacenamiento y de la evapotranspiración potencial se origina un excedente que pasa a la segunda zona. Este excedente consta de dos componentes: la escorrentía superficial y la infiltración que se almacena en el acuífero (Estrela, 1997). El procedimiento de cálculo del modelo Témez se presenta en la Figura 2.5. Las variables del modelo (datos mensuales) son las siguientes:

Figura 2.4: Descripción esquemática del balance hídrico modelo Témez

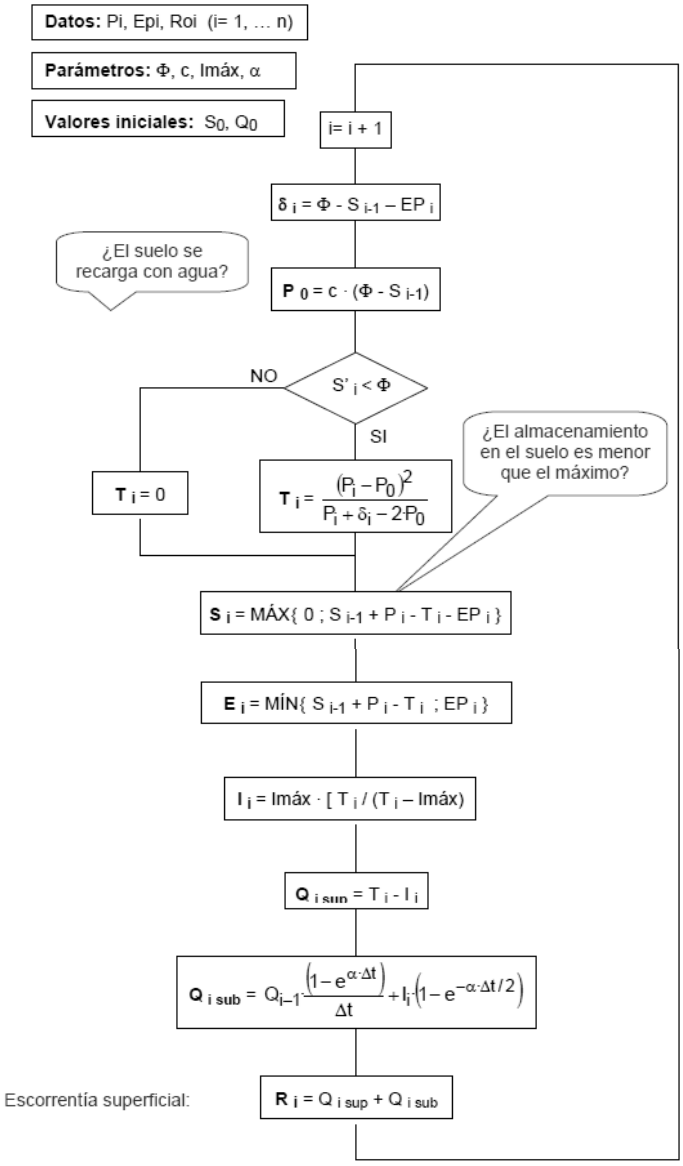


(Genta, 2008)

- P: Precipitación total observada (mm)
- EP: Evapotranspiración potencial (mm)
- δ: Déficit máximo de humedad del suelo (mm)
- Po: Déficit de humedad del suelo modificado (mm)
- S: Humedad del suelo (mm)
- T: Excedente de agua (mm)
- E: Evapotranspiración real (mm)
- I: Infiltración- recarga del acuífero
- Qsup: escorrentía superficial calculada (m^3/s)

- Qsub: escorrentía subterránea calculada (m^3/s)
- R: Escorrentía total calculada(m^3/s)

Figura 2.5: Procedimiento de cálculo del modelo Témez



(Collazos, 2009)

Los parámetros del modelo que deben estimarse son los siguientes:

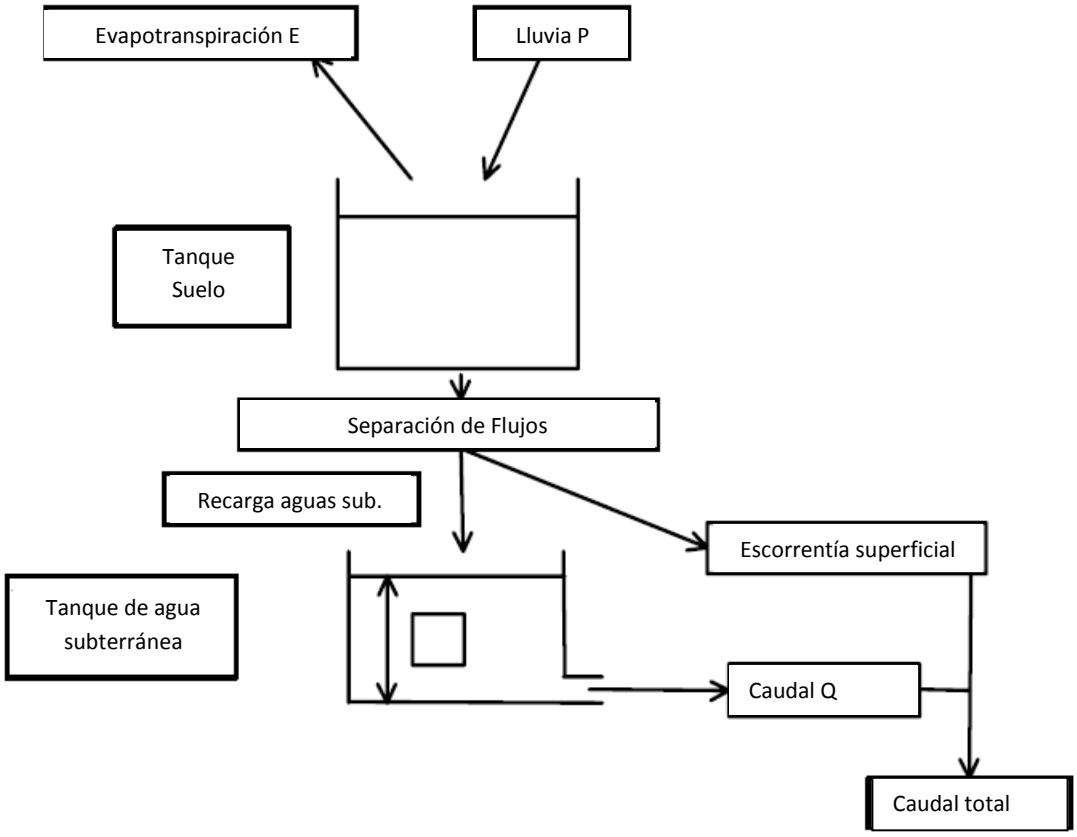
- ϕ: Capacidad máxima de almacenamiento de humedad del suelo (mm)

- c: coeficiente de excedente
- Imax: capacidad máxima de infiltración (mm)
- α: coeficiente de recesión del acuífero (l/día)

Los valores iniciales que se establecen, cuyo efecto se reduce en el tiempo, son:
- So: humedad inicial del suelo (mm)
- Qo: almacenamiento inicial en el acuífero (mm)

El modelo abcd o Thomas (1981) es un modelo hídrico de balance, agregado, para la gestión de los recursos hídricos y el estudio de la evolución de los regímenes hidrológicos en el largo plazo. La conceptualización del modelo se representa en la Figura 2.6; el modelo está divido en tres zonas o tanques: el primero corresponde al almacenamiento superficial; el segundo es la zona no saturada, en este tanque se puede asimilar la recarga que experimenta el acuífero, a la infiltración debido a que el caudal subsuperfical es despreciable por ser muy pequeño en comparación con la precipitación; el último es la zona saturada donde se presenta el almacenamiento (Correa 2005; Romano, 2007). En este modelo los parámetros de calibración son (Alley, 1984; Perrin, 2000):

Figura 2.6: Descripción esquemática del balance hídrico modelo de Thomas abcd



Adaptada (Perrin, 2000)

- Parámetro a: (0 <a ≤ 1), expresa la capacidad del suelo para inducir la escorrentía antes de la saturación.
- Parámetro b: límite superior de la suma de la cantidad de humedad del suelo y la evapotranspiración.
- Parámetro c: fracción que se encuentra en el almacenamiento subterráneo que se incluye en la escorrentía.
- Parámetro d: constante de drenaje del tanque de aguas subterráneas. Es el recíproco del tiempo de residencia del agua subterránea.

El Modelo T (Thornthwaite & Mather, 1955) asume que el suelo presenta una determinada capacidad de almacenamiento en términos de humedad ϕ. El almacenamiento del suelo del mes i se encuentra representado por S_i. Dependiendo de la precipitación en el mes i, la humedad (Pi) y la evapotranspiración potencial (ETPi) varían. Para cuando se presente el caso de $P_i > ETP_i$, resultará que $S_i = \min(P_i - ETP_i) + S_{i-1}, \phi$. Para el caso contrario $P_i < ETP_i$, la humedad presente del suelo experimentará un déficit (Romano, 2007; Correa 2005).

El Modelo P (Palmer, 1965) divide en dos zonas el suelo según el almacenamiento de humedad. La capa superior e inferior corresponden a la capacidad de humedad, representada por ϕ_q y ϕ_b, respectivamente. La humedad de la capa inferior no puede modificase hasta que la humedad superior cambie. La evapotranspiración que se pierde en la capa superior es E_i^a y la de la capa inferior es E_i^b, la cual ocurre si $[(ETP_i - P_i) - E_i^a] > 0$. Al momento que se presente en el límite inferior de las dos capas, una capacidad máxima de almacenamiento, se origina la escorrentía (Romano, 2007; Correa, 2005)

El modelo autorregresivo de medias móviles –ARMA- (Autoregressive Moving Average) se utilizan para la descripción y pronóstico de las series temporales. Es un modelo matemático-estadístico escrito con ecuaciones de diferencias para una serie de tiempo, que sintetiza en una sola expresión las componentes auto-regresiva y de promedio móvil. Con la primera componente, auto-regresiva se determina cada observación como una combinación lineal de las observaciones anteriores y con la segunda componente, de promedio móvil, se incluye una parte aleatoria que completa la descripción del fenómeno a través del tiempo. Por tanto, se considera que la serie temporal tiene señal-parte determinística del fenómeno dinámico- y ruido -perturbaciones aleatorias que sufre por causas exógenas- (Box & Jenkins, 1976).

Una serie de tiempo es un conjunto de observaciones de una variable aleatoria y continua X_t. La serie es estacionaria cuando es estable en media, varianza y covarianza. Una serie no-estacionaria puede transformarse en estacionaria mediante la transformación denominada diferenciación de orden **d** (Box & Jenkins, 1976):

$$Y_t = (1 - B)^d X_t \qquad \text{Ec (2.6)}$$
$$B^d X_t = X_{t-d}$$

En el modelo ARMA (Box & Jenkins, 1976), la componente auto-regresiva de orden p es AR(p), expresa cada observación como una combinación lineal de las observaciones en **p** etapas anteriores:

$$AR(p):\ \left(1 - \phi_1 B \ldots\ldots - \phi_p B^p\right) Y_t = a_t \qquad \text{Ec (2.7)}$$

La componente de promedio móvil de orden **q**, es MA(q), expresa cada observación como una combinación lineal de las perturbaciones o errores aleatorios en **q** etapas anteriores:

$$MA(q):\ Y_t = \left(1 - \theta_1 B \ldots\ldots - \theta_q B^q\right) a_t \qquad \text{Ec (2.8)}$$

Los polinomios en B de grados p y q suelen escribirse: $\phi\ (B)$ y $\theta\ (B)$, por tanto las ecuaciones anteriores quedan:

$$AR(p):\ \phi\ (B) Y_t = a_t \quad \text{Ec (2.9)}$$

$$MA(q):\ Y_t = \theta\ (B) a_t$$

La estimación de los coeficientes ϕ y θ consiste en hallar los valores que minimicen la suma de cuadrados de los residuales; previa verificación de los supuestos de normalidad y homocedaticidad de las variables transformadas.

Los modelos ARMA se han aplicado a procesos hidrológicos estacionales univariados (Salas et al., 1980; 1982; Obeysekera & Salas, 1986; Haltiner & Salas, 1988; Padilla et.al., 1996), con el objetivo de pronosticar, completar datos y generar series sintéticas que conserven los principales estadísticos y la función de autocorrelación de la serie original.

La principal desventaja de estos modelos estriba en el concepto de equifinalidad (Beven, 1993), es decir, la existencia de diferentes valores de los parámetros del modelo con los que se obtienen similares medidas de ajuste. Por tanto, si los valores de los parámetros no pueden ser definidos de manera única, los parámetros no pueden asociarse directamente a las características de la cuenca, y por tanto, el modelo no puede aplicarse después de haberse producido cambios en la misma. Sin embargo, las actuales técnicas de calibración y validación y un análisis detallado de la estructura del modelo y de la incertidumbre de los parámetros, permite resolver este problema. Por tanto, para cada uno de los modelos se efectuó el proceso de calibración, validación y el análisis de sensibilidad. Se empleó la técnica Split sample para el proceso de calibración y validación (Singh et al, 2004; Moriasi et al, 2007).

La calibración es el proceso de estimación de los parámetros del modelo mediante la comparación de las predicciones del modelo para un conjunto determinado de condiciones con los datos observados para las mismas condiciones (Ma et al, 2000; Moriasi et al, 2007); busca mejorar el ajuste entre los valores observados y los valores modelados de la variable de salida de interés, al variar reiterativamente los parámetros del modelo; proporciona confianza en que el modelo pueda reproducir, para el periodo calibrado, el registro histórico.

Una vez logrado una adecuada calibración, se evalúa nuevamente el ajuste del modelo, para un nuevo set de variables de entrada y salida, sin ajustar los parámetros previamente calibrados, es decir se valida el modelo (Refsgaard, 1997; Moriasi et al, 2007)

El análisis de sensibilidad permite evaluar el potencial de impacto de errores en los valores de los parámetros, porque no todos los parámetros influyen de igual manera en los resultados, el

modelo es más sensible a un parámetro que a otro. Cuando un modelo cuenta con muchos parámetros (todos con incertidumbre sobre sus valores), puede ser difícil saber qué parámetros considerar prioritariamente en la calibración; un análisis de sensibilidad puede ayudar a determinar los parámetros más influyentes en los resultados del modelo, para así poner mayor énfasis en la determinación de valores realistas (Debels & Escurra, 2010)

Los métodos gráficos y estadísticos son herramientas que permiten evaluar si el modelo es una representación simplificada de la realidad. Las técnicas gráficas proporcionan una comparación visual de los datos simulados y observados y una primera visión general de los resultados del modelo (ASCE, 1993); por tanto, son esenciales durante la calibración (Legates & McCabe, 1999). Para el estudio, se emplearon hidrogramas o gráficos de series de tiempo del flujo simulado y medidos a lo largo de los períodos de calibración y validación; estos hidrogramas ayudan a identificar el sesgo del modelo (ASCE, 1993), las diferencias en el tiempo, la magnitud de los caudales máximos y la forma de las curvas de recesión (Moriasi et al, 2007).

Además del análisis gráfico, los parámetros estadísticos empleados para evaluar los resultados de la calibración y validación, recomendados por (Moriasi et al, 2007; Debels, 2010), se describen a continuación:

El índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe-NSE (1970) es una estadístico normalizado que determina la magnitud relativa de la varianza residual ("ruido") en comparación con la variación de los datos de medición ("información"), representado en la Ecuación 2.10; este índice fue empleado como criterio para evaluar el poder reproductivo del modelo hidrológico (Debels, 2010), adoptando la interpretación recomendada por la literatura (Moriasi et. al, 2007), según la Tabla 2.3.

$$\mathbf{NSE} = \mathbf{1} - \left[\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_i^{observado} - Q_i^{simulado}\right)^2}{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_i^{observado} - Q^{promedio}\right)^2}\right] \qquad \text{Ec (2.10)}$$

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) y **la raíz cuadrada del error medio** (Root Mean Square Error –RMSE). RMSE, MAE de 0 indican un ajuste perfecto. Los valores de RMSE y MAE menos de la mitad de la desviación estándar de los datos medidos pueden ser considerados bajos y apropiados para la evaluación del modelo (Singh et al.; 2004).

Razón RMSE- desviación estándar de las observaciones (RSR) es una versión estandarizada del RMSE (Legates & McCabe, 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 2.3.

$$\mathbf{RSR} = \frac{\mathbf{RMSE}}{\mathbf{DESVEST_{obs}}} = \left[\frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_i^{observado} - Q_i^{simulado}\right)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_i^{observado} - Q^{promedio}\right)^2}}\right] \qquad \text{Ec (2.11)}$$

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 2.3). La expresión para el cálculo es la siguiente ecuación:

$$\mathbf{PBIAS} = \left[\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_i^{observado} - Q_i^{simulado}\right)}{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_i^{observado}\right)}\right] * 100 \qquad \text{Ec (2.12)}$$

Tabla 2.3: 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

(Moriasi et.al., 2007)

Para la calibración y validación se emplearon los registros históricos de las estaciones administradas por el IDEAM- Chupaderos y El Retiro y por la CHEC-Sancancio y Montevideo, cuya ubicación se visualiza en la Figura 2.2. La interpolación de las variables climáticas para cada una de las subcuencas y en la cuenca global fue realizada empleando el método de los polígonos de Thiessen.

En general, el procedimiento empleado para la calibración, validación y simulación se describe a continuación:

- Estimar los parámetros del modelo manualmente a la salida de la cuenca
- Correr el modelo y realizar el análisis gráfico
- Calcular los estadísticos: NSE, PBIAS, MAE, RSME, RSR
- Realizar el análisis de sensibilidad
- Ajustar los parámetros del modelo automáticamente empleando el método de mínimos cuadrados basados en la interpretación de los estadísticos según la Tabla 2.3.
- Evaluar los parámetros del modelo obtenidos, teniendo en cuenta su interpretación física y los resultados de cada uno de los tanques para determinar si son consistentes con la realidad.
- Elegir los mejores parámetros de calibración basados en el análisis gráfico, los parámetros estadísticos y la interpretación física.
- Realizar la validación temporal del modelo, evaluando los parámetros en la misma estación en diferentes períodos de tiempo.
- Efectuar la validación temporal y espacial del modelo, evaluando los parámetros obtenidos en diferentes períodos de tiempo y en otras estaciones.

- Realizar el análisis de simulación para el período más reciente 1981-2010 y evaluar los resultados a partir del análisis gráfico y estadístico.
- Estimar la oferta hídrica
- Realizar el análisis de simulación para el período histórico 1961-1990 o 1971-2000, según la disponibilidad de caudales observados en las estaciones, evaluar los resultados a partir del análisis gráfico y estadístico.
- Estimar los cambios en la oferta hídrica

2.2.3 Señales de cambio climático - Metodología

Este análisis fue realizado para las variables brillo solar, humedad relativa, temperaturas (media, máximas, mínimas), precipitación (media) y caudal basados en los registros históricos de las estaciones hidroclimatológicas localizadas en la cuenca (Tabla 2.1, Figura 2.2). Los resultados de la modelación hidrológica fueron empleados para el análisis de la escorrentía superficial, la evapotranspiración potencial y real.

La normal climatológica fue calculada para el período 1981-2010 tomando el promedio multianual de las series, para cada una de las variables climatológicas.

Para el análisis de variabilidad climática, las series históricas fueron analizadas en diferentes escalas temporales (diaria, mensual y anual); se evaluó la variabilidad interanual, multianual e interdecadal de las series, que incluyó análisis de estadística descriptiva y de varianza; se emplearon las herramientas de IBM SSPS statistics y Microsoft office Excel 2007.

Para encontrar las señales del cambio climático fueron analizados períodos de 30 años, con los cuales se calcularon las anomalías promedio, de igual manera se realizó tanto el análisis de estadística descriptiva como el de varianza.

El análisis de varianza permitió establecer si las diferencias eran estadísticamente significativas (α =0,05). Se realizó análisis de varianza ANOVA y la prueba post hoc de Duncan en las series con distribución Normal, previa verificación de los estadísticos de Kolmogorov - Smirnov o Shapiro Wilk (significancia 0,05%)- según el número de datos- y la homocedasticidad de las series-prueba de Levene (significancia del 0,05%). Se utilizaron test no paramétricos de Kruskal Wallis y la prueba U de Man-Whitney (significancia 0,05%), en las series heterocedásticas o que no se ajustaban a la función de distribución normal.

Para la precipitación fue realizado el análisis de eventos extremos por décadas, aplicando el análisis de frecuencias para identificar el número de eventos que superaban los percentiles 95 y 99 de la serie histórica. Para establecer la distribución de probabilidad que más se ajusta a las lluvias máximas, se empleó el programa AFINS, en ambiente IDL. Se graficaron además las curvas PADF (Precipitación- Área- Duración (24 horas)- Frecuencia), tomando como base los registros históricos de las estaciones ubicadas en la cuenca y el límite de la cuenca en formato shape; se

utilizó el software PADF Curve Generation empleado en el modelo CAPRA para la generación de datos y Excel para la elaboración de los gráficos (GIRS Center and FIU, 2010).

2.2.4 Alteraciones por variabilidad climática – Metodología

El análisis de la alteración de las variables por efecto de la Oscilación del Sur – ENSO, fue realizado evaluando en cada una de las estaciones, la diferencia con respecto a la normal mensual climatológica 1981-2010 y el valor histórico registrado para los eventos del Niño y la Niña, teniendo cuenta el índice Oceánico el Niño; en el cual los valores superiores a 0,5°C corresponden a eventos cálidos -el Niño- mientras que los inferiores a –0,5°C a los episodios fríos- la Niña-.

Las variables temperatura media, precipitación y caudal fueron analizadas. Basados en el análisis de estadística descriptiva, se realizó el cálculo de las anomalías estandarizadas, restándole a cada valor de la media mensual y dividiendo por la desviación estándar mensual. Se calcularon los promedios trimensuales acumulados de la misma manera, que se computan para el índice oceánico El Niño y finalmente, se evaluaron los coeficientes de correlación entre las anomalías estandarizadas y el índice ONI. Se tuvo en cuenta las metodologías empleadas por Poveda et.al (2011).

2.2.5 Análisis de vulnerabilidad del recurso hídrico - Metodología

La vulnerabilidad del recurso hídrico fue analizada considerando la susceptibilidad de la cuenca para conservar y mantener el régimen hidrológico actual ante posibles alteraciones por variabilidad climática (IDEAM, 2010).

Si bien existen diferentes metodologías para el análisis de vulnerabilidad y teniendo como base que el propósito de este estudio no es definir metodologías, se emplearon los indicadores del régimen hidrológico, sugeridos por el IDEAM (2010), para efectos de comparación.

Se calcularon los indicadores del régimen hidrológico medio para el período 1981-2010 basados en los registros históricos de caudales para cada una de las estaciones: El Retiro, Montevideo, Sancancio y Chupaderos y el análisis de información secundaria que incluyó información de estadísticas del DANE y reportes de CORPOCALDAS. Para evaluar los efectos de la variabilidad climática fueron calculados los indicadores para condiciones hidroclimáticas de años húmedo (máximo medios) y seco (mínimos medios).

Los indicadores evaluados fueron el índice de retención y regulación hídrica, los caudales ambientales, el índice de aridez, los indicadores de calidad y contaminación del agua, el índice de disponibilidad per cápita de agua, el índice de stress hídrico relativo y uso de agua, la oferta hídrica disponible, la demanda hídrica y el índice de vulnerabilidad por desabastecimiento. La metodología para el cálculo de cada uno de los índices se describe a continuación:

Índice de Retención y Regulación Hídrica (IRH): mide la capacidad de la cuenca para mantener un régimen de caudales; la interpretación se presenta en la Tabla 2.4. Se calcula a partir de la curva de duración de caudales medios diarios, según la ecuación (IDEAM, 2010):

$$IRH = VP/V_t \qquad \text{Ec (2.13)}$$

Donde:
VP: Volumen representado por el área que se encuentra por debajo de la línea del caudal medio
V_t: Volumen total representado por el área bajo la curva

Tabla 2.4: Calificación del Índice de Retención y Regulación Hídrica (IRH)

IRH	Calificación cualitativa	Descripción
>0,85	Muy alta	Muy Alta retención y regulación de Humedad
0,75-0,85	Alta	Alta retención y regulación de humedad
0,65-0,75	Moderada	Media retención y regulación de humedad
0,50-0,65	Baja	Baja retención y regulación de humedad
<0,5	Muy Baja	Muy baja retención y regulación de humedad

(IDEAM, 2010)

Índice de Aridez: representa la dinámica superficial del suelo y evidencia los lugares con déficit o excedentes de agua; es determinado a partir de la evapotranspiración potencial y real, empleando la ecuación (2.12); la interpretación se presenta en la Tabla 2.5 (IDEAM, 2010):

$$I_a = \frac{ETP-ETR}{ETP} \qquad \text{Ec (2.14)}$$

Donde:
I_a: Indice de aridez
ETP: Evaporación potencial (mm)
ETR: Evaporación real (mm)

Tabla 2.5: Calificación del Índice de aridez

Índice de Aridez	Calificación cualitativa	Descripción
< 0,15	Altos excedentes	Altos excedentes de agua
0,15- 0,19	Excedentes	Excedentes de agua
0,20 – 0,29	Moderado y excedentes	Moderado y excedentes de agua
0,30 – 0,39	Moderado	Moderado
0,40 – 0,49	Bajo	Moderado y deficitario de agua
0,50-0,59	Deficitario	Deficitario de agua
>0,60	Altamente deficitario	Altamente deficitario de agua

(IDEAM, 2010)

Índice de stress hídrico relativo: El programa mundial de Evaluación de los Recursos Hídricos de la UNESCO, ha definido una serie de indicadores para medir el nivel de estrés sobre el recurso que incluye el índice de stress hídrico relativo también conocido como demanda de agua relativa (RWSI)- Tabla 2.6, establece la demanda disponible para uso industrial, doméstico y de agricultura. Se calcula a partir de la siguiente expresión (UNESCO, 2009):

$$RWSI = \frac{D + I + A}{Q} \qquad \text{Ec (2.15)}$$

Donde:
Q: suministro de agua- km^3/año
D: Demanda de agua para uso doméstico- km^3/año
I: Demanda de agua para uso industrial- km^3/año
A: Demanda de agua para la agricultura - km^3/año

Tabla 2.6: Umbrales del índice de stress hídrico

Índice de Escasez	Calificación cualitativa	Observaciones
> 0,4	Alto	Existe fuerte presión sobre el recurso hídrico. Es insuficiente la oferta hídrica para atender la alta demanda de agua por los sectores productivos y se restringe el desarrollo económico. Se requieren fuertes inversiones para mejorar la eficiencia de utilización en los sectores productivos
0,2 – 0,4	Medio	La oferta hídrica llega al límite máximo para atender la demanda. Es necesario el ordenamiento de la cuenca y asignar prioridades a los distintos usos.
0,10- 0,2	Moderado	La disponibilidad de agua se puede convertir en factor limitante del desarrollo. Se debe implementar un mejor sistema de monitoreo y seguimiento a largo plazo
<0,1	Bajo	No se experimental presiones sobre el recurso hídrico en términos de cantidad de agua

(UNESCO, 2009; IDEAM, 2008)

Índice de uso de agua o índice de escasez: Es la relación porcentual entre la demanda de agua con la oferta hídrica disponible; la interpretación se presenta en la Tabla 2.7 y se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$I_{ua} = \frac{D_h}{O_h} \times 100\% \qquad \text{Ec (2.16)}$$

Donde:
I_{ua}: Indice de uso de agua
D_h: Demanda hídrica sectorial
O_h: Oferta hídrica superficial neta m^3

Tabla 2.7: Categorías para la evaluación del índice de uso de agua

Índice de Escasez o uso de agua	Calificación cualitativa	Observaciones
>50%	Muy alto	La presión de la demanda es muy alta con respecto a la oferta disponible
20 – 50%	Alto	La presión de la demanda es alta con respecto a la oferta disponible
10-20%	Moderado	La presión de la demanda es moderada con respecto a la oferta disponible
1-10%	Bajo	La presión de la demanda es baja con respecto a la oferta disponible
≤ 1%	Muy bajo	La presión de la demanda no es significativa con respecto a la oferta disponible

(IDEAM, 2010)

La oferta neta hídrica (On): define la cantidad de agua que ofrece la fuente luego de haber tomado una cantidad para efectos de mantener la dinámica de las aguas (caudal ecológico) y para proteger las fuentes frágiles; se calcula a partir de la siguiente ecuación (IDEAM, 2008):

$$O_n = O_t - (O_t \times R_e + O_t \times R_{it}) \quad \text{Ec (2.17)}$$

Donde:
O_t: oferta hídrica superficial en m^3/año
R_e: Factor de reducción para mantener el régimen de estiaje
R_{it}: Factor de reducción por irregularidad temporal de la oferta hídrica.

El factor de reducción para mantener el estiaje se calcula a partir de la curva de duración de caudales de cada año, de la cual se extrae el caudal mínimo, calculado como el promedio aritmético de los caudales que son superados el 75% del tiempo durante el año. Con estos caudales se conforma el estadístico que caracteriza el régimen de estiaje de la fuente. De la función de distribución de probabilidad se extrae el caudal de estiaje con probabilidad de excedencia del 97,5%. Utilizando este caudal se determina la reducción para mantener el régimen de estiaje de la fuente aplicando la ecuación (IDEAM, 2008):

$$Re = \frac{Q_{\min 97,5\%}}{\bar{Q}} \quad \text{Ec (2.18)}$$

Donde:
$\bar{Q}$: Caudal medio de la escorrentía para el período de agregación seleccionado.

La reducción por irregularidad temporal de la oferta hídrica se debe estimar a través de una relación a partir del coeficiente de variación de los caudales promedio diarios anuales, aplicando la escala que se presenta en la Tabla 2.8.

Tabla 2.8: Factor de reducción por irregularidad temporal de la oferta hídrica

Cv	R_{it}, %
0 – 0,2	15
0,2 – 0,3	25
0,3 – 0,4	35
0,4 – 0,6	40
>0,6	50

(Dominguez et.al, 2008)

La oferta neta puede ser calculada como la oferta total menos el caudal ambiental (IDEAM, 2010). **El caudal ambiental** es definido como el volumen de agua necesario en términos de calidad, cantidad, duración y estacionalidad para el sostenimiento de los ecosistemas y para el desarrollo de las actividades socioeconómicas de los usuarios aguas debajo de la fuente de la cual dependen tales ecosistemas (Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial, 2010). Se tiene diferentes metodologías basadas en métodos hidrológicos, hidráulicos, de hábitat y holísticos (Tharme, 2003); sin embargo, la metodología propuesta por el IDEAM (2010), se basa en el régimen hidrológico, calculado a partir de la curva de duración de caudales diarios:

$$Si\ IRH \geq 0{,}7; \quad Q_{ambiental} = Q_{85-Cuva\ de\ duración\ de\ caudal}$$

$$Si\ IRH < 0{,}7; \quad Q_{ambiental} = Q_{75-Cuva\ de\ duración\ de\ caudal} \qquad \text{Ec (2.19)}$$

La Demanda Hídrica (D_T): representa el volumen utilizado por las actividades económicas en un espacio y tiempo determinado y corresponde a la sumatoria de las demandas sectoriales (Ministerio de Ambiente Vivienda y Desarrollo Territorial, 2004):

$$D_T = D_{ud} + D_{ui} + D_{us} + D_{ua} + D_{up} \qquad \text{Ec (2.20)}$$

Donde:
D_{ud} : Demanda de agua para consumo doméstico;
D_{ui} : Demanda de agua para uso industrial;
D_{us} : Demanda de agua para el sector de servicios;
D_{ua} : Demanda de agua para uso agrícola;
D_{up} : Demanda para uso pecuario.

La demanda para uso doméstico se expresa como el número de habitantes por un volumen de uso de agua expresado en valor de dotación neta (L/hab-día), basados en la metodología del Reglamento Técnico del Sector de Agua Potable y Saneamiento Básico (Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial, 2004), deben incluirse las pérdidas técnicas.

Índice de disponibilidad per cápita de agua: expresado en m^3/habitante-año, establece la relación entre la población y la cantidad de agua disponible en las principales fuentes de agua, medida en términos de escorrentía superficial. Es uno de los indicadores más empleados (Lvovitch, 1970; Korzun et al., 1978; UNESCO, 1979; UNESCO, 2009). Las categorías del índice de disponibilidad per capita (Falkenmark, 1999) se resumen en la Tabla 2.9. Este índice no tiene en

cuenta los usos del agua, por lo cual no puede exhibir los conflictos por uso a escala Local o regional.

Tabla 2.9: Categorías del índice de disponibilidad per cápita de agua

Índice de disponibilidad per cápita de agua m^3/hab-año	Categoría	Observación
1700 - 1001	Estrés Hídrico	Ampliar las medidas de adaptación y adecuar dispositivos para el aprovechamiento de aguas lluvias y subterráneas
1000 – 501	Escasez de agua	Implementar medidas de ahorro y uso eficiente del agua.
< 500	Escasez severa de agua	Se presentan problemas imposibles de superar; el desarrollo económico se restringe fuertemente

Adaptada (IDEAM, 2008)

Los Índices de Calidad del Agua (ICA) y los Índices de Contaminación (ICO): son usados para cuantificar la calidad de una fuente de agua mediante la valoración de parámetros fisicoquímicos y microbiológicos, los cuales son convertidos en un sólo número, que se encuentra para el ICA entre 0 (muy mala calidad) y 100 (excelente calidad) y para el ICO entre 0 (muy bajo nivel de contaminación) y 1 (muy alto nivel contaminación) y por tanto, permiten definir el grado de calidad o de contaminación del agua.

El Índice de alteración potencial de la calidad del agua (IACAL): Tiene en cuenta la DBO, la diferencia entre la DQO y la DBO, los Sólidos Suspendidos Totales-SST-, El Nitrógeno Total-NT- y el Fósforo Total-PT-, las categorías y descriptores de presión se describen en la Tabla 2.10 (IDEAM, 2010).

Tabla 2.10: Categorías del índice de alteración de calidad del agua

Categoría	Descriptor	Carga en (Ton/año)/Mm^3				
		DBO	DQO-DBO	SST	NT	PT
1	Baja	< 0,13	< 0,13	< 0,3	< 0,02	< 0,004
2	Moderada	0,14 – 0,39	0,14 – 0,35	0,40 – 0,70	0,03 – 0,05	0,005 – 0,013
3	Media	0,40 – 1,20	0,36 – 1,16	0,80 – 1,80	0,06-0,13	0,014-0,035
4	Alta	1,21 - 4,85	1,17-6,77	1,90-7,60	0,14-0,55	0,036-0,0134
5	Muy Alta	>4,86	>6,78	>7,70	>0,56	>0,135

(IDEAM, 2010)

El Índice de Vulnerabilidad por desabastecimiento: Mide el grado de fragilidad del sistema hídrico para mantener una oferta para el abastecimiento de agua, que ante amenazas por períodos largos de estiaje o eventos como el fenómeno cálido del Pacífico (El Niño), podría

generar riesgos de abastecimiento (IDEAM, 2010). Se determinar a través de la matriz de relación entre el IRH y el IUA como se presenta en la Tabla 2.11.

Tabla 2.11: Matriz de relación para categorizar el índice de vulnerabilidad

Categorías	**Indice de Vulnerabilidad - IV**			
	IRH-Alto	IRH- Moderado	IRH- Bajo	IRH- Muy bajo
IUA - Muy alto	Medio	Alto	Alto	Muy Alto
IUA - Alto	Medio	Alto	Alto	Muy Alto
IUA- Moderado/Medio	Medio	Medio	Alto	Alto
IUA- Bajo	Bajo	Bajo	Medio	Medio
IUA - Muy bajo	Muy bajo	Bajo	Medio	Medio

Adaptado: (IDEAM, 2010)

2.2.6 Posibles indicadores futuros - Metodología

Posibles indicadores futuros bajo condiciones estacionarias.

La hipótesis de estacionariedad en los procesos hidrológicos colapsa ante el cambio climático (Acevedo & Poveda, 2010). Sin embargo, como efectos de un ejercicio académico, el cual no tiene pretensiones de prospectiva, se plantea la proyección de tendencias para estimar como podría ser el cambio en las variables climáticas temperatura y precipitación en caso de que se presentaran condiciones estacionarias.

La proyección de tendencias permite estimar el comportamiento futuro de acuerdo con la tendencia observada en el pasado. Los métodos de proyección de tendencias buscan determinar la forma que debe asumir una ecuación para que se ajuste de la mejor manera posible a la relación observada entre las variables dependientes e independientes. Las variables climáticas poseen una variabilidad cíclica, para la cual la estimación empleando métodos no lineales sería lo más recomendado; sin embargo, dado el alcance del ejercicio, se emplearon técnicas de métodos de mínimos cuadrados ampliamente usadas en los estudios econométricos.

Para utilizar los modelos de regresión lineal y teniendo en cuenta que son proyecciones de largo plazo, se suavizaron las curvas anuales, con promedios multianuales por décadas, dos décadas y tres décadas. Se establecieron los modelos de regresión lineal a partir del promedio multianual, los cuales fueron validados teniendo en cuenta el análisis de significancia de los β individuales (α<0,05), la prueba global del modelo (α<0,05) y la verificación de los supuestos de distribución normal de los errores (Shapiro-Wilk, significancia de 0,05), homocedasticidad (Prueba de White) y la no correlación en los errores (Durbin Watson). Los modelos con el mayor coeficiente de determinación corregido fueron seleccionados.

Con las estimaciones de cambio en las variables temperatura y precipitación y el empleando el modelo hidrológico, se siguió la misma metodología (Xu 1999; 2004) empleada para el análisis del cambio climático para estimar la oferta hídrica y el cálculo posterior de los indicadores hidrológicos.

Posibles indicadores futuros bajo escenarios de cambio climático.

Actualmente, los modelos y los escenarios de cambio climático son empleados para realizar proyecciones que involucren el calentamiento global (IPCC, 2007).

En este estudio se toman como punto de partida las proyecciones del IDEAM, (2010) presentadas en la Segunda Comunicación Nacional, para el período 2011-2040 y de estudios similares, previamente expuestos en el capítulo 1. Sin embargo, estas simulaciones de escenarios regionales de cambio climático se caracterizan por la presencia de distintas fuentes de incertidumbre, desde el establecimiento de escenarios de emisión, hasta los modelos globales y la simulación a escala regional (Mitchell y Hulme, 1999), el análisis de incertidumbres no se encuentra disponible en dicha comunicación.

Los impactos del cambio climático sobre el comportamiento hidrológico fueron evaluados adoptando la metodología propuesta por Xu (1999; 2004):

- Determinación de los parámetros del modelo hidrológico, en la cuenca de estudio, con entradas actuales climáticas y flujos observados en el río para validación del modelo;
- Perturbación de las series históricas de los datos climáticos, de acuerdo con los escenarios de cambio climático (ΔT y ΔP). Para tal efecto se tienen en cuenta las estimaciones del IDEAM (2010).
- Simulación de las características hidrológicas de la cuenca bajo el clima perturbado utilizando el modelo hidrológico calibrado;
- Comparación de las simulaciones del modelo actual y futuro hidrológico posible.

Con los resultados de la modelación hidrológica se estimó la posible oferta hídrica y de esta manera se calcularon los diferentes indicadores del régimen hidrológico. Para la demanda hídrica se tuvieron en cuenta las proyecciones de crecimiento de la población establecidas por el DANE y los indicadores de crecimiento económico para los diferentes sectores.

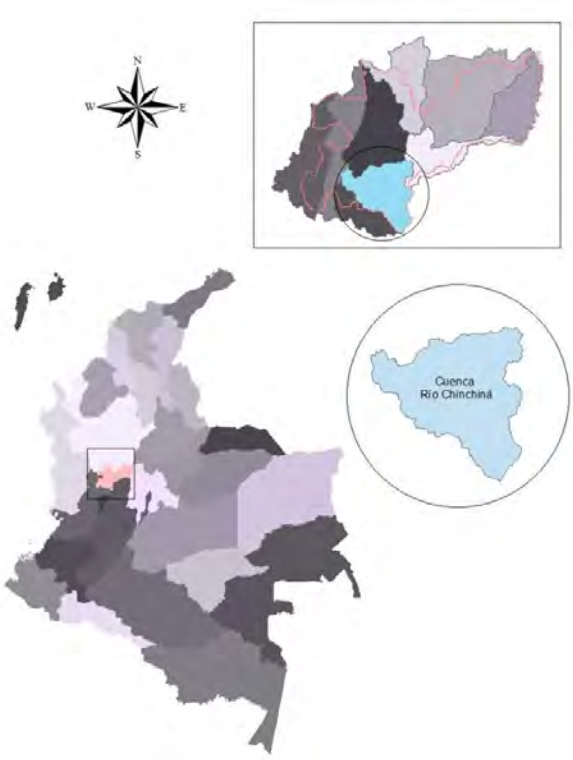
Se incluye además el análisis de la información disponible en la base de datos de WorldClim (Hijmans et al., 2005), para los escenarios A2 y B2 con los modelos HadCM3 (Hadley Centre Coupled Model, version 3), CSIRO-Mk2 (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation) y CCCMA (Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis), empleando la reducción de escala por el método Delta (Villegas & Jarvis, 2010), para el período 2010-2039 [2020]. Se analizan los posibles cambios en la temperatura y precipitación estimados por los modelos. La información mensual proyectada por los modelos climáticos, fue empleada en los modelos hidrológicos, para estimar la oferta hídrica y calcular posteriormente los indicadores del régimen hidrológico.

3. Caracterización física de la cuenca

3.1 Localización de la cuenca

El caso de estudio comprende la cuenca del río Chinchiná, localizada en la región centro sur del departamento de Caldas, Colombia (Figura 3.1). Latitud (N) 4°48´12,9" a 5°12´9,7" y Longitud (E) 75° 19´11,5" a 75°42´33.6". Se extiende desde el Nevado del Ruiz, donde nacen los ríos Claro, Chinchiná y Guacaica, a 5400 m.s.n.m., hasta la desembocadura en el río Cauca a 780 m.s.n.m, con una extensión total de 1050 km^2; en este trayecto, recorre una longitud de 68.25 km, con un tiempo medio de recorrido de flujo de 30 horas.

Figura 3.1: Localización de la cuenca del río Chinchiná



En la zona más alta del Parque Nacional Natural Los Nevados, hay ecosistemas estratégicos afectados por el cambio climático: los glaciares tropicales del nevado del Ruiz y Santa Isabel, que están perdiendo progresivamente su capa de hielo debido al calentamiento global; los páramos de alta montaña que están reduciendo su capacidad de regular el ciclo del agua y la reserva forestal de río Blanco, que forma parte de la zona de amortiguamiento del Parque, protege los recursos hídricos y es un hábitat de varias especies amenazadas de flora y la fauna. Esta reserva suministra alrededor del 35% del agua del municipio de Manizales (PROCUENCA, 2010). En la cuenca media y baja prevalece el paisaje cafetero, declarado en 2011, patrimonio mundial por la UNESCO.

Aunque sólo ocupa el 14.1% del territorio de Caldas, concentra el 55% de la población (540.000 habitantes) y la producción industrial y agropecuaria, principalmente cafetera, generando el 80% del PIB del departamento de Caldas (Universidad del Rosario, 2012). La distribución del total del área de la cuenca por municipios es: 37.5% Manizales, 41.8% Villamaría, 1.7% Neira, 7.3% Chinchiná y 11.7% Palestina (CORPOCALDAS, 2005).

3.2 Características físicas de la cuenca

Las características principales de la cuenca se refieren a aspectos morfológicos y fisiográficos y la capacidad para almacenar agua en forma superficial o subterránea (Silva, 1998). Estas características dependen de la morfología (forma, relieve, red de drenaje), los tipos de suelos, la capa vegetal, la geología y las prácticas agrícolas (Monsalve, 2008).

3.2.1 Características del relieve

El modelo de elevación digital -MED- de la zona de estudio se presenta en la Figura 3.2. Las características topográficas del terreno como las pendientes de la cuenca (Figura 3.4) se obtienen a partir del MED. La pendiente controla la velocidad de la escorrentía superficial y afecta el tiempo que tarda la lluvia para concentrarse en los lechos fluviales, que constituyen la red de drenaje de la cuenca. La velocidad de escurrimiento de las corrientes de agua depende de la pendiente y es directamente proporcional (Monsalve, 2008). Pendientes marcadas, como las que se presentan en la cuenca alta, ayudan a la escorrentía superficial, mientras que bajos valores, menores a 6,5%, como los de la cuenca baja, favorecen la infiltración o zonas de encharcamiento. Se pueden identificar tres zonas o tramos de pendientes diferentes a lo largo del río, que se esquematizan en el perfil longitudinal del río (Figura 3.3.)

Cuenca Alta: con fuerte pendiente, 63,7- 35,7%.
Cuenca Media: con una pendiente media, 35,7% - 21%.
Cuenca Baja: con pendientes bajas < 16,5%.

La pendiente media de la cuenca es 42%; para los principales aferentes río Claro y río Guacaica es del 48% y 55%, respectivamente (CORPOCALDAS, 2005). Para las microcuencas, el valor menor de pendiente es 20.85% (quebrada Carminales) y el mayor es 66.83% (quebrada San Juan). La elevación media es de 2135 m.s.n.m. Por tanto, la cuenca presenta riesgo de desplazamiento de las capas del suelo o deslizamientos de tierras por la marcada pendiente (CORPOCALDAS, 2005).

Figura 3.2: Modelo de Elevación Digital -MED- de la cuenca del río Chinchiná.

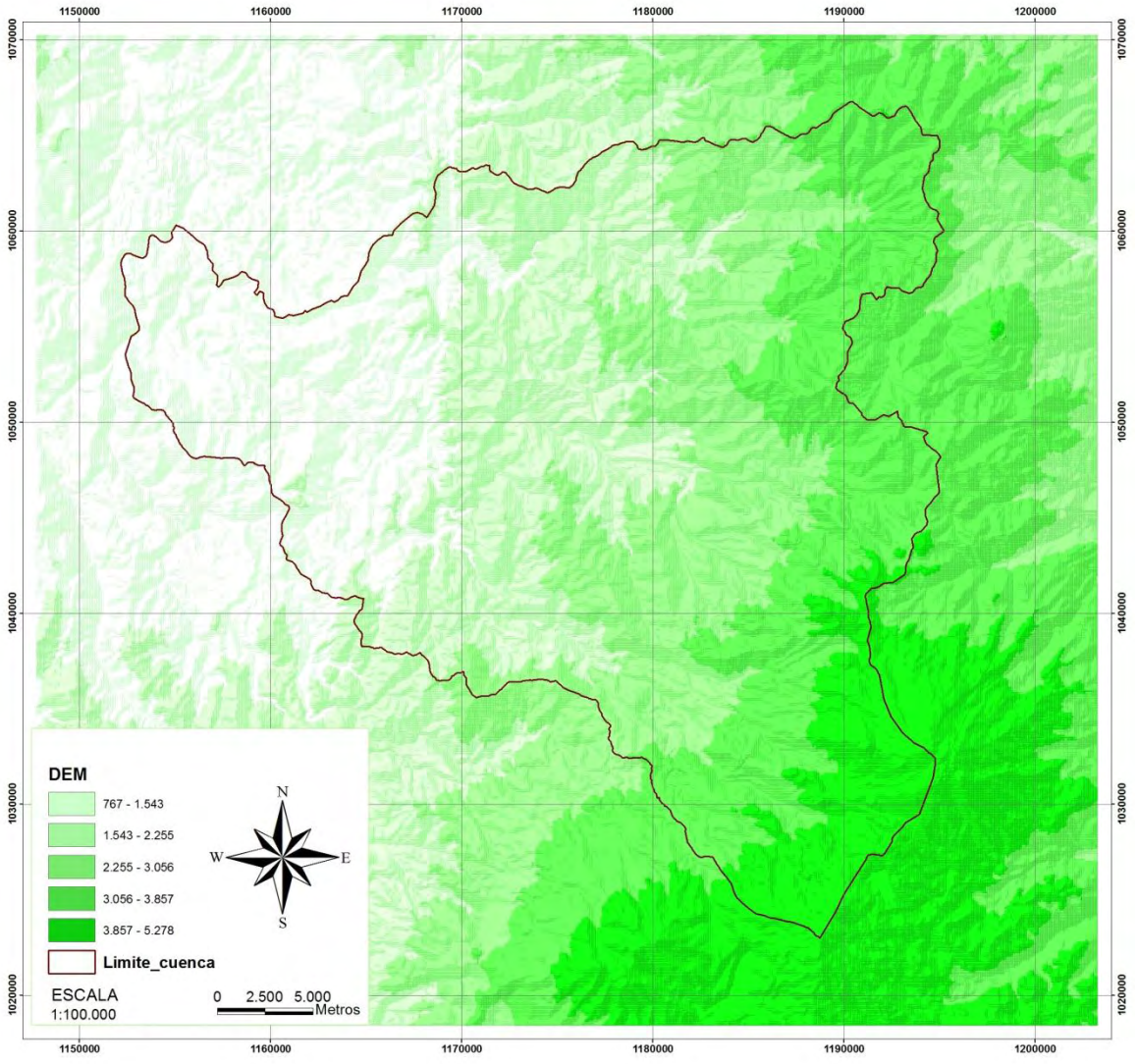
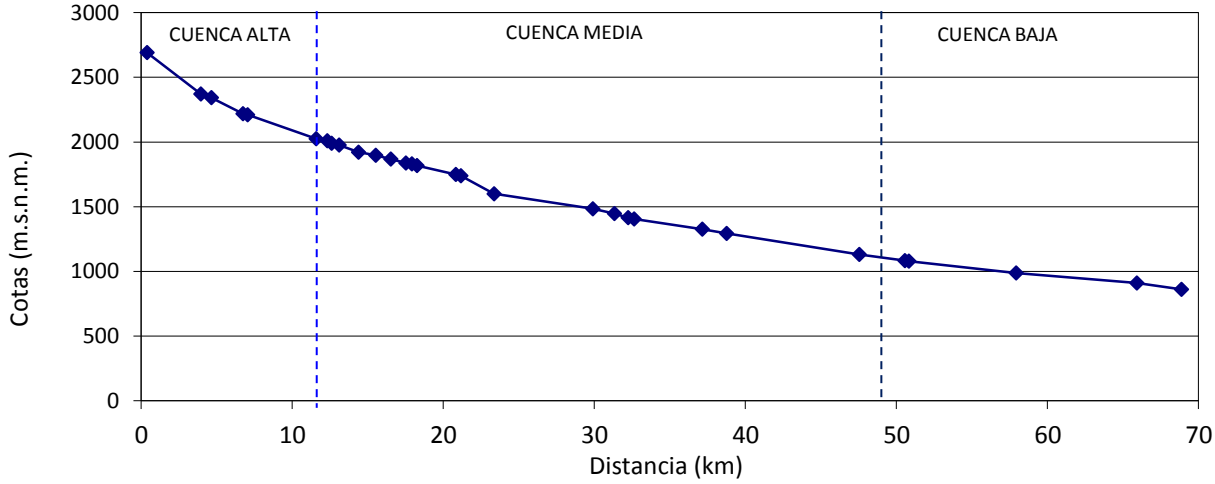


Figura 3.3: Perfil longitudinal del río Chinchiná



Fuente: (CORPOCALDAS, 2005)

La cuenca puede ser clasificada según el perfil transversal del río (Figura 3.5) empleando la clasificación de Rosgen (1994), la cual se basa en parámetros como la pendiente, la sinuosidad, los materiales del cauce, la relación ancho/profundidad y el encajamiento. La característica de valle en forma de "V" con ladera de pendientes muy pronunciadas y muy estrecho en el fondo, da lugar a la formación de quebradas de gran pendiente y escasa longitud, en donde se pueden presentar un gran caudal máximo instantáneo de poca duración y un volumen que genere arrastre de material sólido (CORPOCALDAS, 2005).

3.2.2 Sistema de drenaje

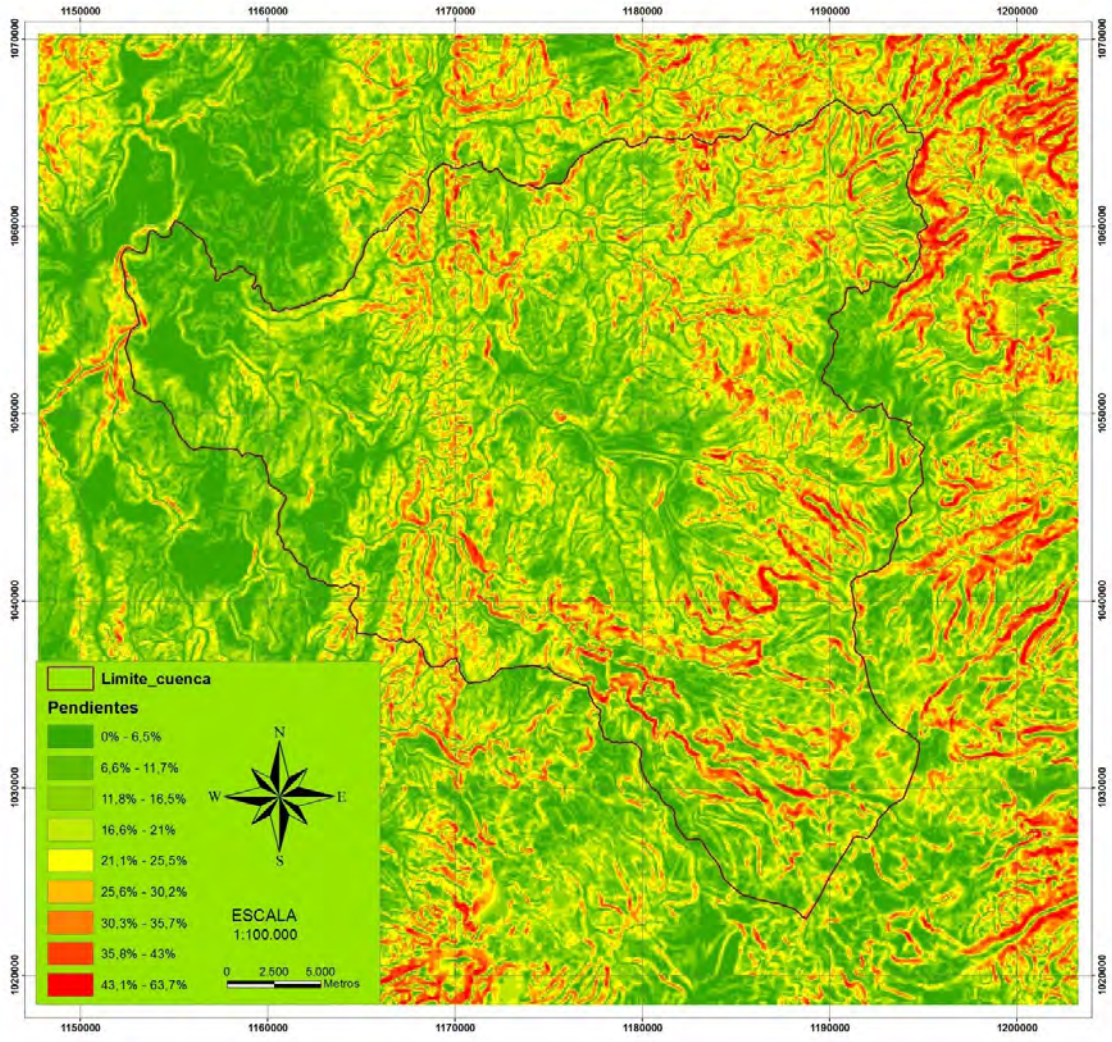
El sistema de drenaje comprende el río principal y sus afluentes o tributarios. Los aspectos a considerar incluyen el orden de las corrientes de agua, la densidad del drenaje, la extensión media de la escorrentía superficial, la sinuosidad de las corrientes de agua y el coeficiente de torrencialidad, entre otros.

Los mapas para el estudio hidrológico, se obtienen a partir del MED corregido e incluyen: el mapa de direcciones de flujo (Figura 3.6), el cual representa las direcciones de movimiento mediante líneas de ancho variable, proporcionales a su importancia y esquematizadas de acuerdo con el trazado. El cauce principal del río Chinchiná, fluye a lo largo de su trayectoria en sentido oriente – occidente, desde su nacimiento hasta la desembocadura en el río Cauca.

El mapa de áreas acumuladas (Figura 3.7), representa la acumulación del flujo a través de los cauces, con los mayores valores a la salida de la cuenca. El mapa de longitudes de flujo (Figura 3.8) expresa las distancias que recorre el flujo antes de salir de la cuenca, es empleado para el cálculo de los mapas de tiempos de flujo.

- **Tiempo de concentración (tc):** es el tiempo de viaje de una gota de agua para fluir, desde el punto más lejano de la cuenca hasta el punto de interés. En la literatura se encuentran numerosas expresiones para determinar el tc en cuencas hidrográficas (Vélez & Botero, 2010); se considera apropiado incluir al menos cinco estimaciones diferentes (Chow, Maidment, & Mays, 1988). La Tabla 3.1 presenta las ecuaciones empleadas para el cálculo y los valores obtenidos, que arrojan un promedio de 30 h; por tanto se considera que la ecuación de Clark es apropiada para el cálculo del tiempo de concentración medio (Figura 3.9). Los mapas de tiempo de flujo, se presenta en las Figuras 3.10 y 3.11 y representan el rango de variación de este parámetro.

Figura 3.4: Mapa de pendientes de la cuenca del río Chinchiná



- **Red de drenaje:** obtenida a partir del MED se muestra en la Figura 3.12 esta distribución se comparó con lo observado en campo y con la información de CORPOCALDAS y representa las condiciones hidrológicas de la cuenca. Los principales tributarios del Chinchiná son los ríos Claro y Guacaica; entre otros afluentes, se destacan:

    - Cuenca Alta: quebradas San Eugenio, La Negra, El Diamante, La Zulia, La Rochela, La Olivia, Tolda Fría y Palmichal.
    - Cuenca Media-Alta: quebradas chupaderos, Manizales, el perro.
    - Cuenca Media-baja: quebradas El Molino, La Monina, Cuba, La Camelia, Palogrande, Versalles, Marmato, La Diana, El Chifón, La Floresta, El Arroyo, San Miguel y San Juan
    - Cuenca Baja: quebradas los Cuervos, Cameguadua, El Rosario, Manzanares, El Purgatorio, Cartagena, Carminales.

Figura 3.5: Clasificación de la cuenca según el perfil transversal del río.

Parte alta de la cuenca

* Unión de las quebradas La Negra y San Eugenio hasta la desembocadura de la quebrada Manizales.

* Forma en "V", confinado y/o asociado a fallas.

* Relieves elevados. Las pendientes de fondo de valle superan el 2%

* Morfologías muy pendientes, frecuentes en terrenos de procedencia glaciar.

*Sinusoidad media= 1,10

* Encajamiento < 1,4

Parte media de la cuenca

* Desde la desembocadura de la quebrada Manizales hasta la desembocadura de la quebrada El Rosario

* Tipo "G" , encajado, estrecho y profundo (relación W/D < 12) con morfologías de lecho fluvial de tipo salto y pozo.

* Las pendientes de canal son generalmente abruptas con valores entre 2 y 4%.

*Sinusoidad media = 1,22

* Encajamiento < 1,4

Parte baja de la cuenca

* Desde la desembocadura de la quebrada El Rosario hasta la desembocadura del río Chinchiná al Cauca.

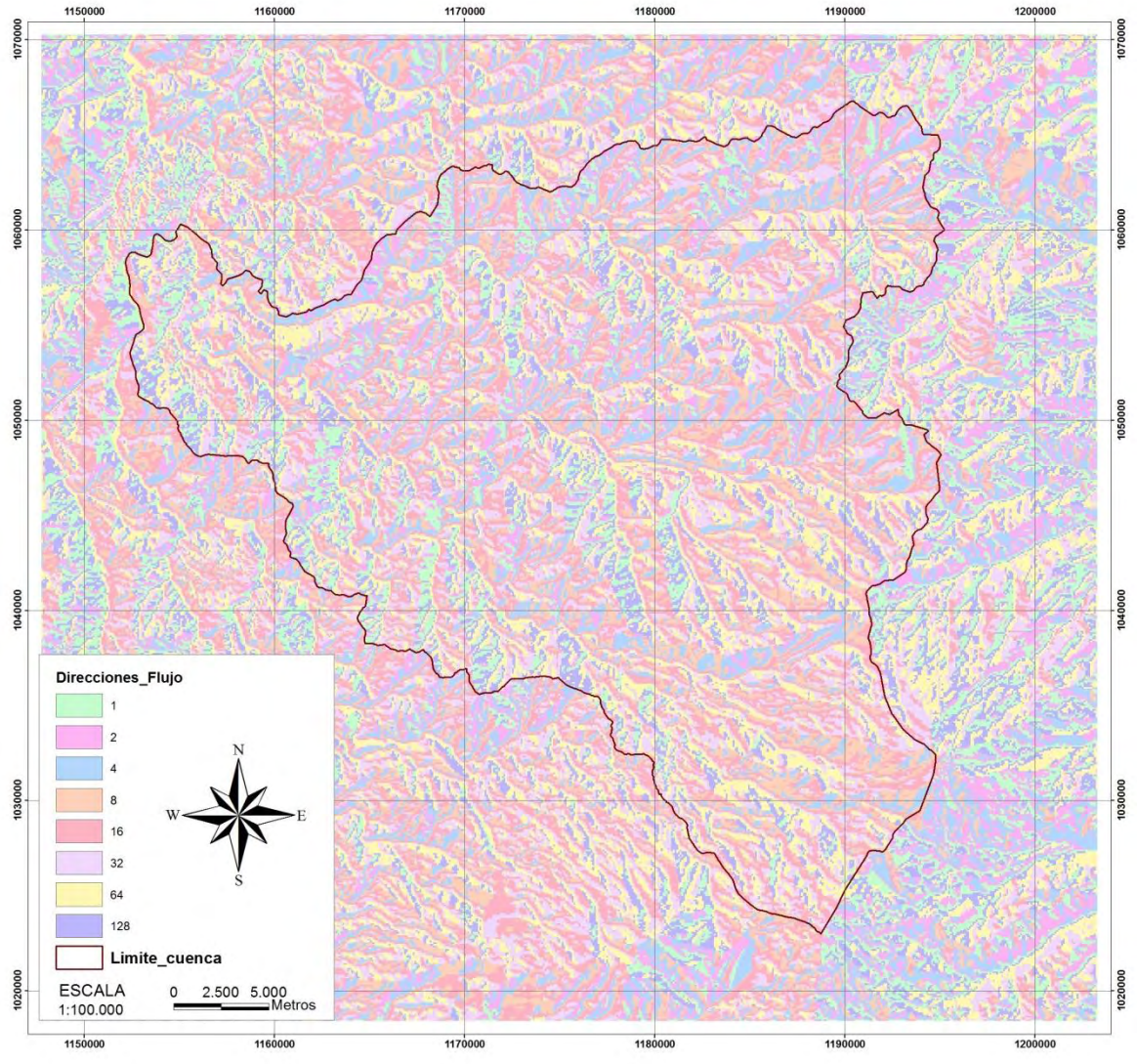
* Tipo C3**,** sinuosidad, bajo relieve del canal, llanuras de inundación bien desarrolladas y barras o playas en el canal activo.

* Sinusoidad media= 1,44

* Encajamiento > 2,2

Adaptado (CORPOCALDAS, 2005)

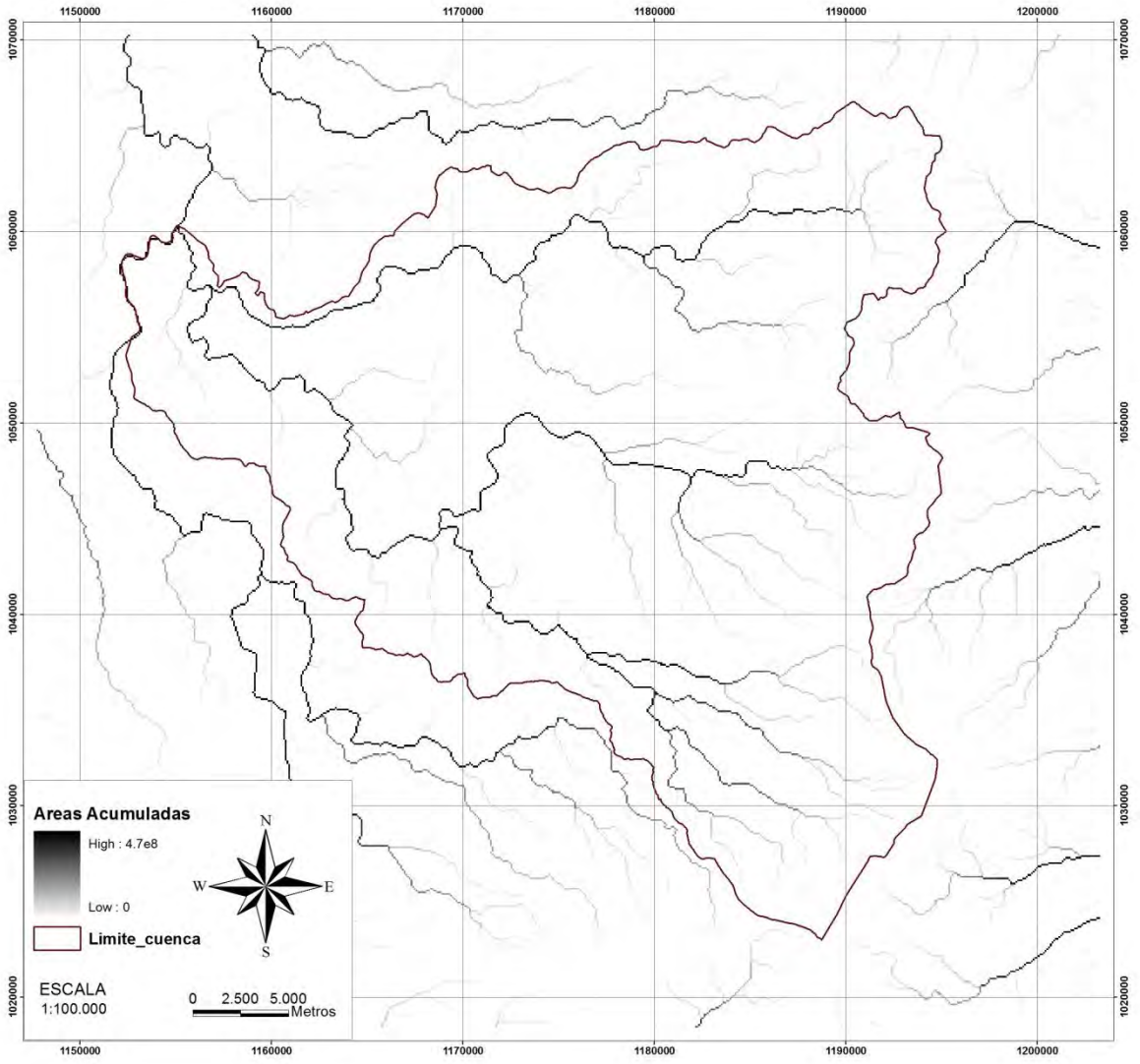
Figura 3.6: Mapa de direcciones de flujo de la cuenca del río Chinchiná.



- **Orden de las corrientes:** refleja el grado de ramificación o bifurcación en una cuenca hidrográfica. Existen diferentes métodos Gravellius (1914), Horton (1945); Panov (1948), Strahler (1952), Scheidegguer (1965) y Shreve (1966). El método de Horton-Strahler clasifica las cuencas por un control gravitatorio y excluye las cuencas menores de determinado rango; se consideran de primer orden, aquellas corrientes fuertes, portadoras de aguas de nacimientos y que no tienen afluentes; cuando dos corrientes de orden uno se unen, resulta una corriente de orden dos; de manera general, cuando dos corrientes de orden i se juntan, se genera una corriente de orden i+1. Si una corriente llega a otra de diferente orden, se conserva el orden mayor.

A partir de la red de drenaje, empleando las herramientas de los SIG, se realizó la clasificación de las corrientes, con la metodología de Horton-Strahler (Figura 3.13). La red de drenaje está altamente ramificada y se pueden establecer hasta 6 órdenes de corriente en la cuenca, de acuerdo con la clasificación empleada.

Figura 3.7: Mapa de áreas acumuladas de la cuenca del rio Chinchiná



- **Densidad de drenaje (Dd):** es un índice que relaciona la longitud de la red de drenaje (L) y el área de la cuenca (A)- ecuación (3.1). Indica la eficiencia de la red de drenaje; las cuencas de pobre drenaje alcanzan densidades cercanas a 0,5 km/km^2; mientras que las cuencas bien drenadas tienen valores alrededor de 3,5 km/km^2 (Monsalve, 2008)

$$D_d = \frac{L(km)}{A(km^2)} \qquad \text{Ec. (3.1)}$$

La densidad de drenaje del río Chinchiná está alrededor de 1 km/km^2; para el río Claro es de 0,95 km/km^2 y para el río Guacaica es de 1,45 km/km^2 (CORPOCALDAS, 2005)

Figura 3.8: Mapa de longitudes de flujo de la cuenca del río chinchiná

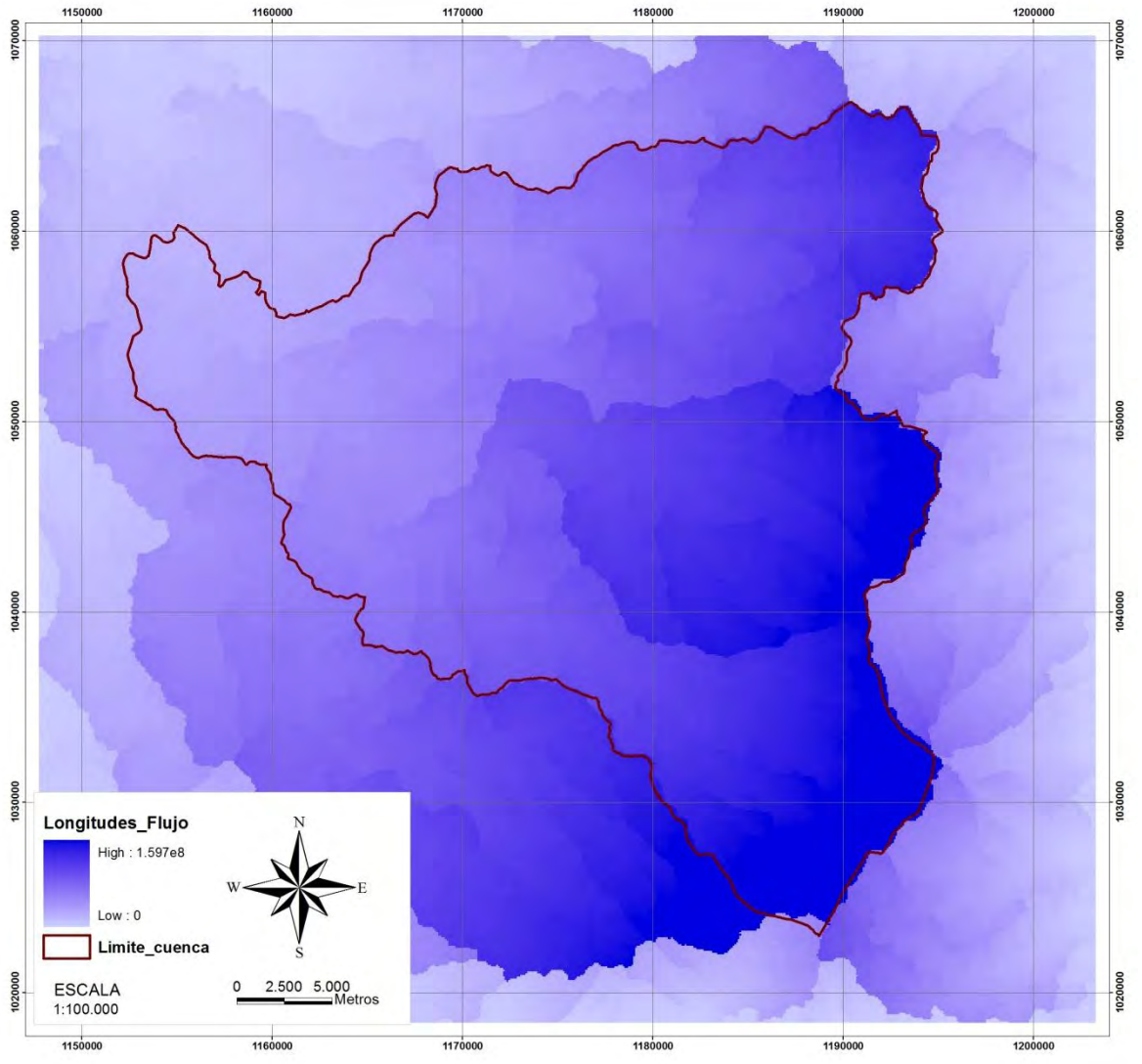


Tabla 3.1: Cálculo del tiempo de concentración, tc

Ec.	Método	Ecuación	tc – h	Unidades
3.2	Bureau of Reclamation	$t_c = \left[0.886 \frac{L_{cauce}^3}{H} \right]^{0.385}$	50.0	tc = tiempo de concentración, (h) L_{cauce} = Longitud del cauce (m). H = Ancho promedio (km)
3.3	Californiana U.S.B.R	$t_c = 0.66 \left[\frac{L}{\sqrt{S}} \right]^{0.77}$	26.5	tc: tiempo de concentración (h), L: longitud del cauce principal (km) S: pendiente promedio del cauce principal (m/m)
3.4	Clark (1945)	$t_c = 0.335 \left[\frac{A}{S^{0.5}} \right]^{0.593}$	29.2	tc: tiempo de concentración (h) S: pendiente del cauce (m/m) A: área de la cuenca (km^2)
3.5	Guaire	$t_c = 0.355 \frac{A^{0.595}}{S_{cuenca}^{0.298}}$	31.4	tc: tiempo de concentración (h) S_{cuenca} : Pendiente de la cuenca (m/km) A: Área de la cuenca (km^2)
3.6	Ruiz (1988)	$t_c = 4.94559 A^{0.192} S_{cuenca}^{-0.445} S_{cauce}^{0.192}$	25.1	tc: tiempo de concentración (h) S_{cuenca} : Pendiente de la cuenca (%) S_{cauce} : Pendiente del cauce (m/m) A: Área de la cuenca (km^2)
3.7	Valencia y Zuluaga (1991)	$t_c = 1{,}7694\ A^{0.325}\ L^{-0.096}\ S_o^{-0.29}$	15.8	tc: tiempo de concentración (h) A: Área de la cuenca (km^2) L : Longitud del curso de agua (km). So: pendiente (%)

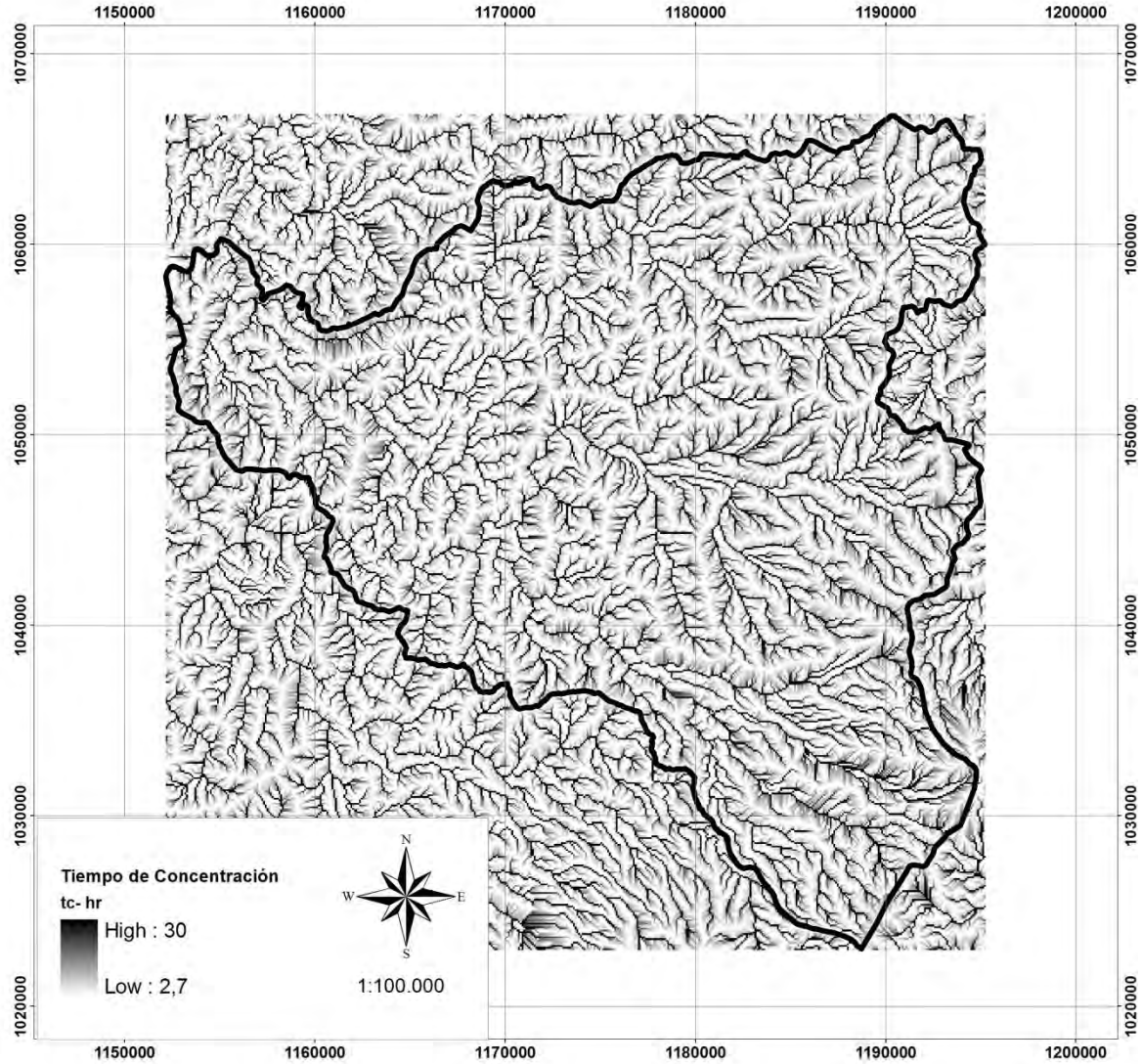
- **El Coeficiente de torrencialidad (C_t)** mide el grado de torrencialidad de la cuenca, mediante la relación del número de cauces de orden uno con respecto al área total de la misma. A mayor magnitud, mayor grado de torrencialidad presenta una cuenca.

$$C_t = \frac{\#\ Cauces\ de\ orden\ 1}{Area\ Cuenca\ (Km^2)} \qquad \text{Ec. (3.8)}$$

Los valores alcanzados son de 2 para el río Chinchiná, 1,2 para el río Claro y 2,5 para el río Guacaica, por tanto, son ríos de tipo torrencial con gran capacidad de transporte de material de fondo y lateral, lo cual puede provocar formación local de depósitos aluviales sobre el cauce y aguas abajo(CORPOCALDAS, 2005).

- **Subcuencas del río Chinchiná:** CORPOCALDAS divide la cuenca en cuatro subcuencas: río Chinchiná, río Claro, Guacaica y Campo Alegre como se presenta en la Figura 3.14. En el estudio de ordenamiento de la subcuenca del río Chinchiná, (CORPOCALDAS, 2005), a su vez la subdivide en cuatro zonas: alta, media-alta, media-baja, baja, cuyas características se resumen en la Figura 3.15

Figura 3.9: Mapa de tiempos de concentración – Método de Clark

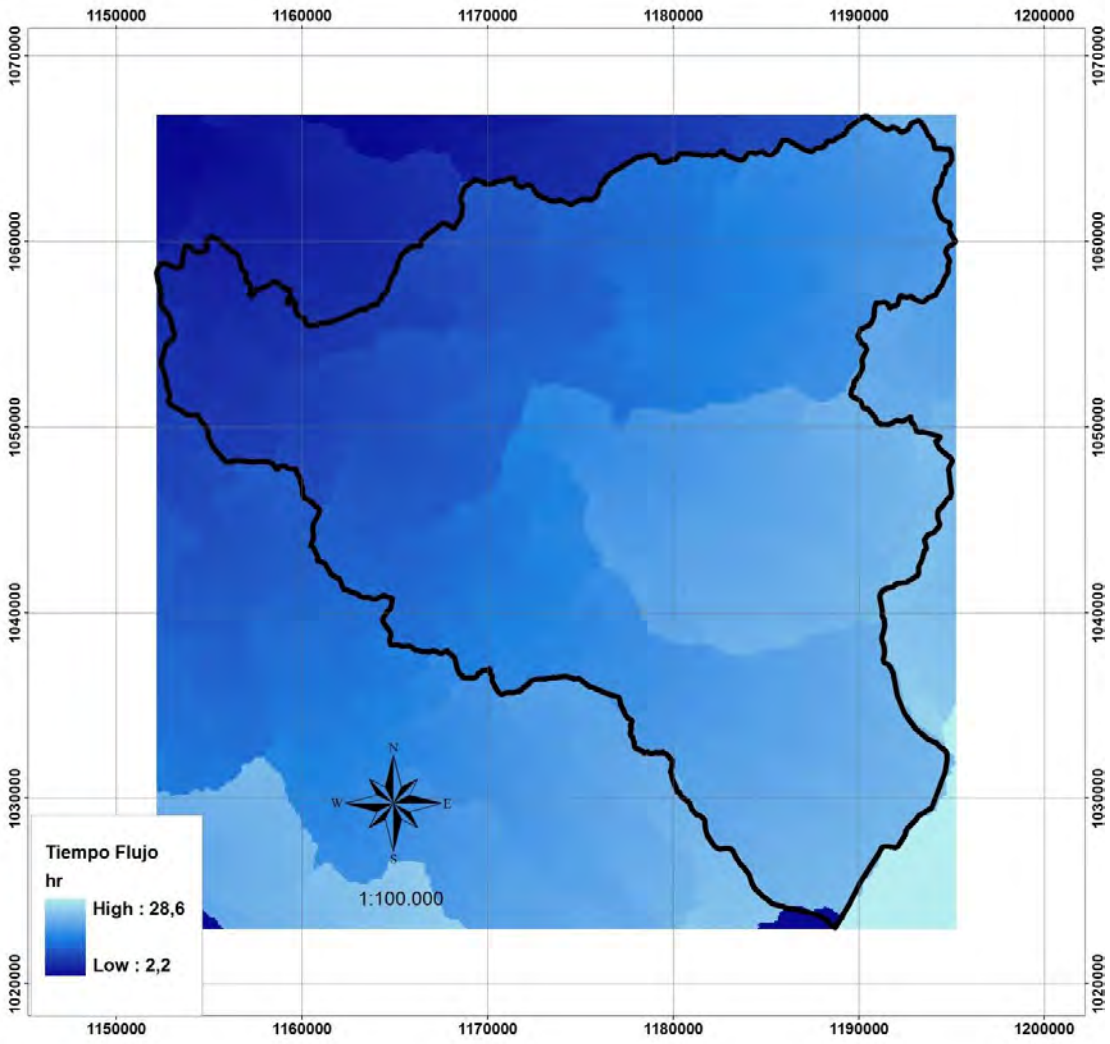


Para la investigación, la delimitación de las cuencas se realizó empleando los mapas de áreas acumuladas y de direcciones de flujo, usando herramientas SIG. Se tomaron como base las estaciones de caudal: Chupaderos, Sancancio, Montevideo y El Retiro, cuyas características se describen en la Tabla 3.2. La cuenca se dividió en cuatro subcuencas: alta, media-alta, media y baja, como se esquematiza en la Figura 3.16. De acuerdo con la delimitación, la subcuenca del río Campo Alegre, no está incluida en el área de estudio, porque drena directamente al río Cauca.

Tabla 3.2: Estaciones de caudal cuenca del río Chinchiná

No	*Nombre Estación*	*Fuente*	Altitud	*Latitud N*	*Longitud W*	Localización	
			msnm			X	Y
1	Chupaderos	IDEAM	2032	5° 1´	75° 28´	1179044,25	1046402,34
2	Planta Sancancio	CHEC	2000	5° 3´	75° 28´	1177220,22	1048764,06
3	Montevideo	CHEC	1370	5°	75° 39´	1166975,32	1044124,28
4	El Retiro	IDEAM	838	5° 7´	75° 40´	1156832,38	1057412,8

Figura 3.10: Mapa de tiempos de flujo –valores mínimos



3.2.3 Características morfométricas

Las áreas de las subcuencas establecidas para el estudio son 150 km^2 para la cuenca alta, 213 km^2 para la cuenca media-alta, 512 km^2 para la cuenca media y 1055 km^2 para toda la cuenca. Un resumen de las principales características morfométricas se muestran en la Tabla 3.3. Los valores del coeficiente de compacidad, Kc indican que la forma de la cuenca es oval oblonga. El índice de alargamiento permiten concluir que la cuenca tiene la capacidad de dispersar el escurrimiento de lluvias intensas y está menos sujeta a crecientes, por el bajo valor del factor de forma.

Figura 3.11: Mapa de tiempos de flujo –valores máximos

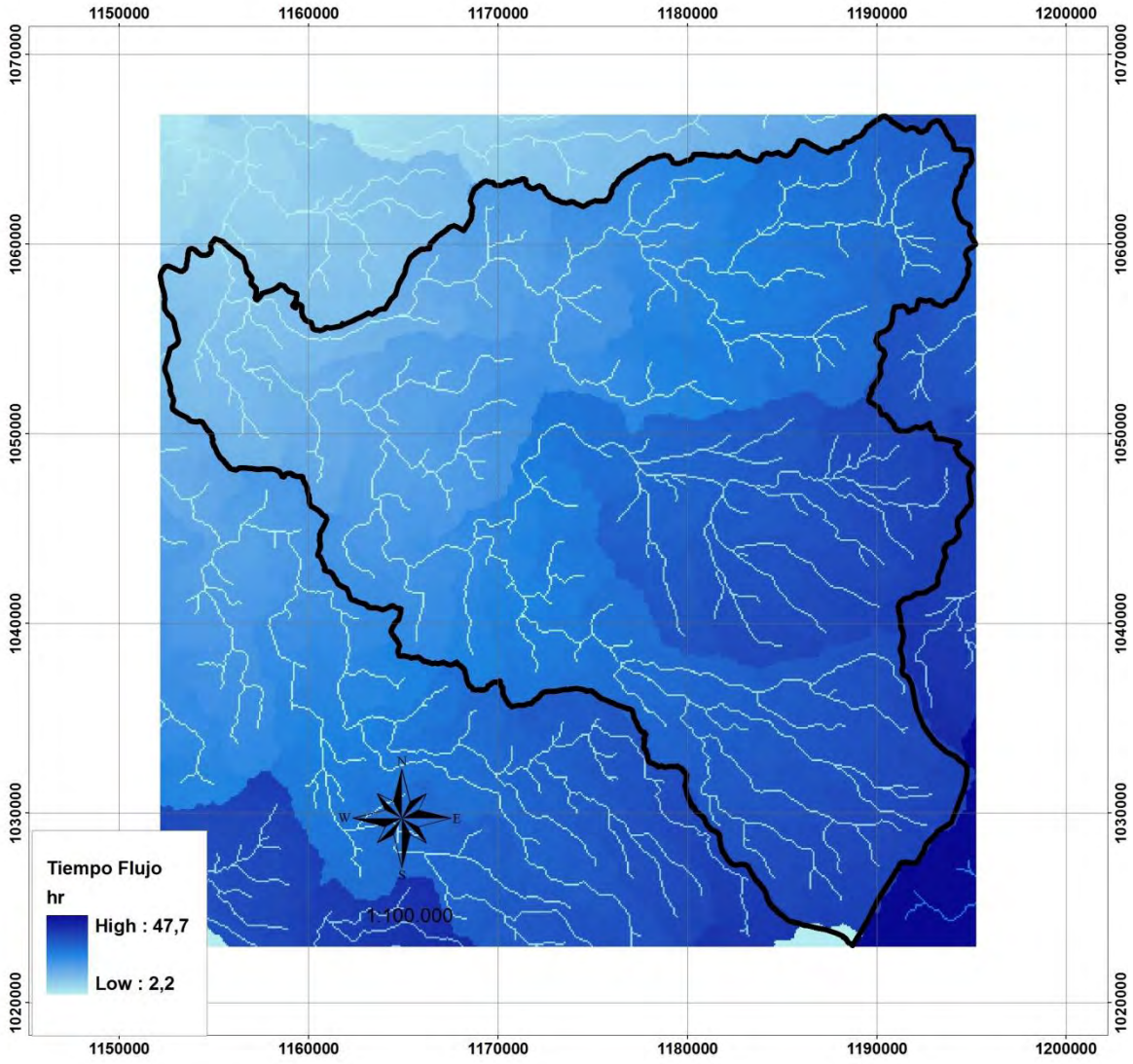


Tabla 3.3: Características morfométricas cuenca del río Chinchiná

Característica	Unidades	Chinchiná	Claro	Guacaica
Ancho promedio de la Cuenca	km	10,9	8,2	8,6
Longitud Axial	km	42,9	29,3	39,0
Factor de Forma, K_f		0,25	0,28	0,22
Coeficiente de compacidad, K_c		1,9	1,6	1,7
Indice de Alargamiento, I_a		2,6	2,0	2,8

Adaptada (CORPOCALDAS, 2005)

Figura 3.12: Red de drenaje cuenca del río Chinchiná

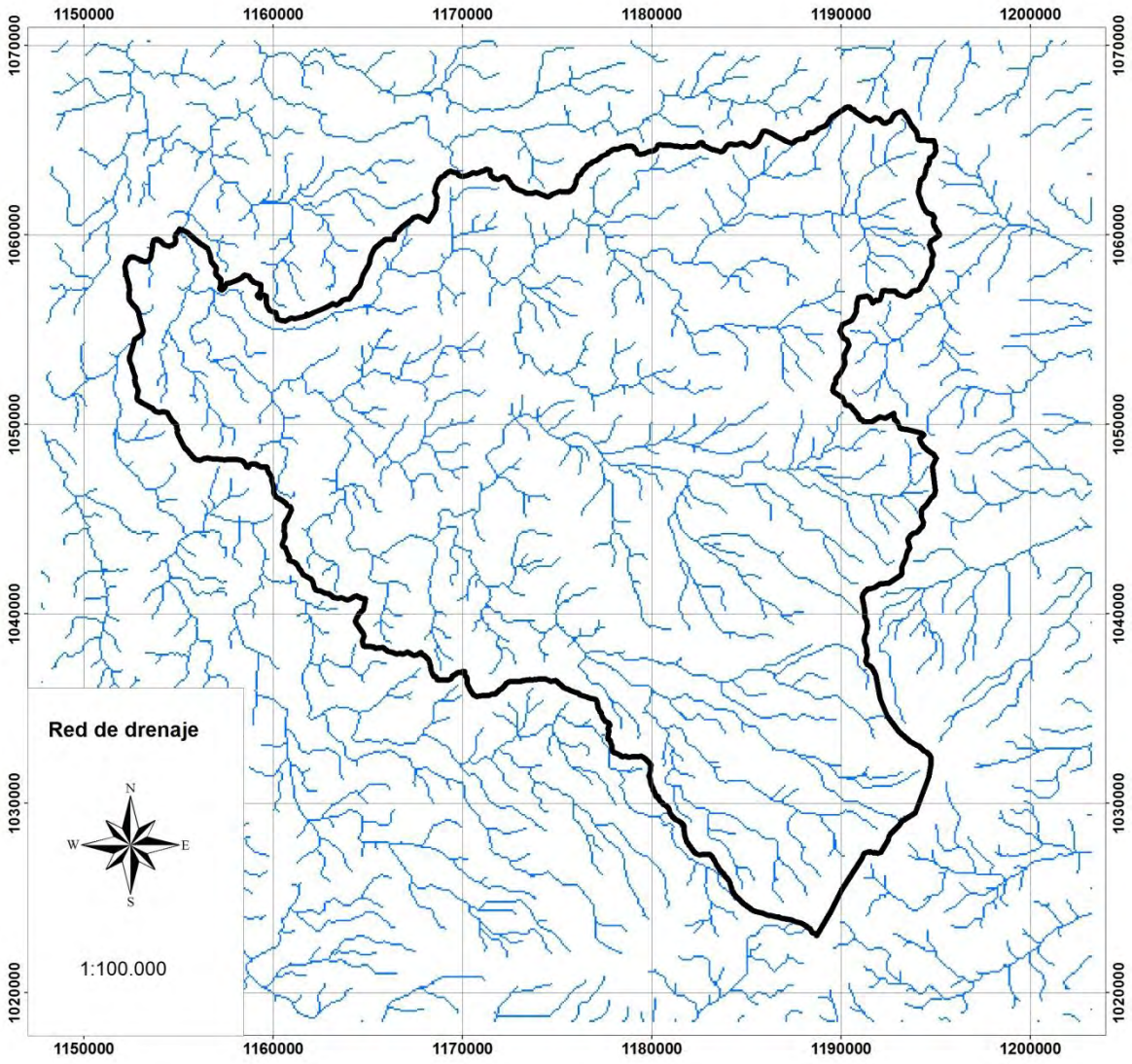
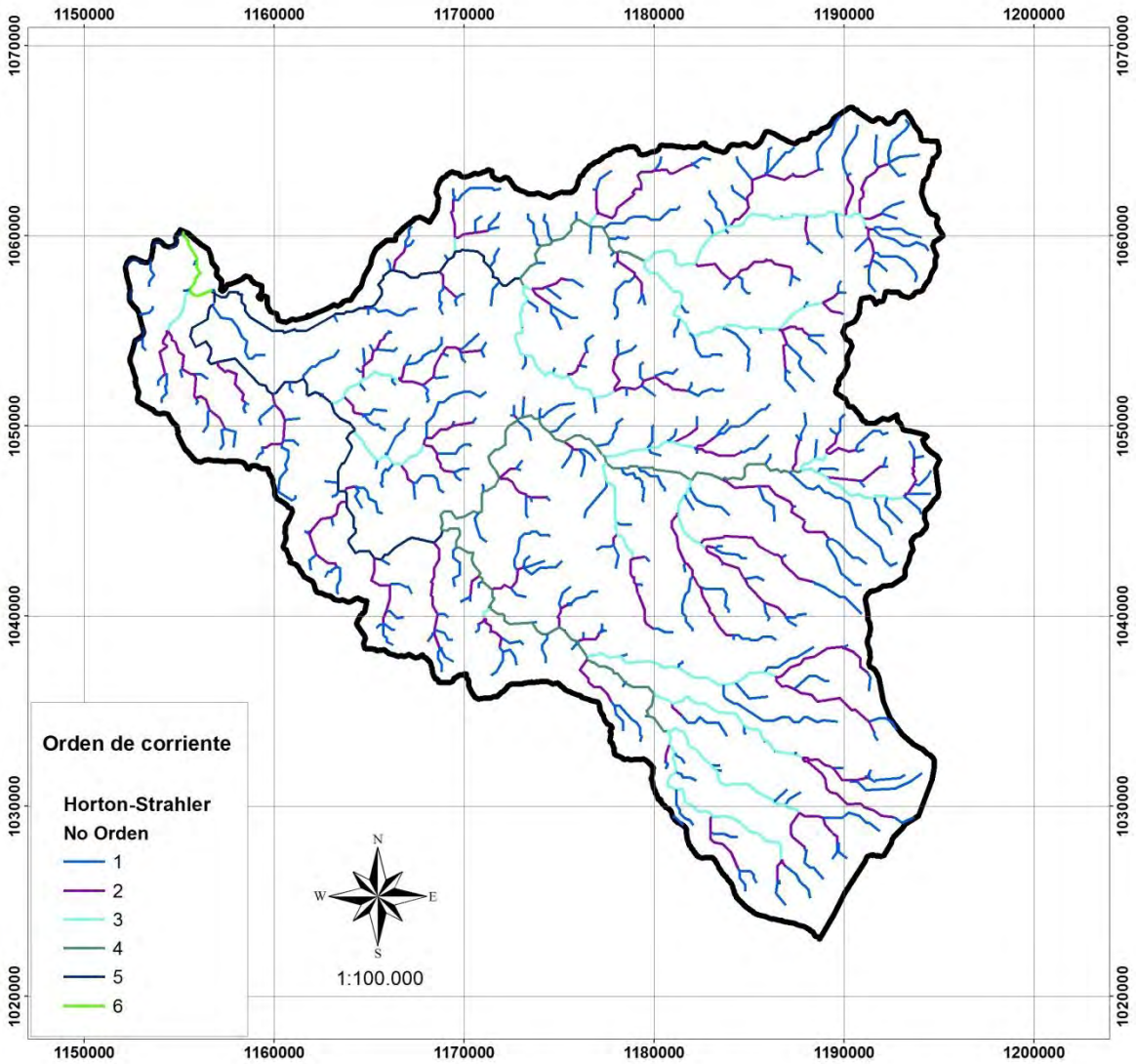


Figura 3.13: Orden de corriente cuenca del río Chinchiná

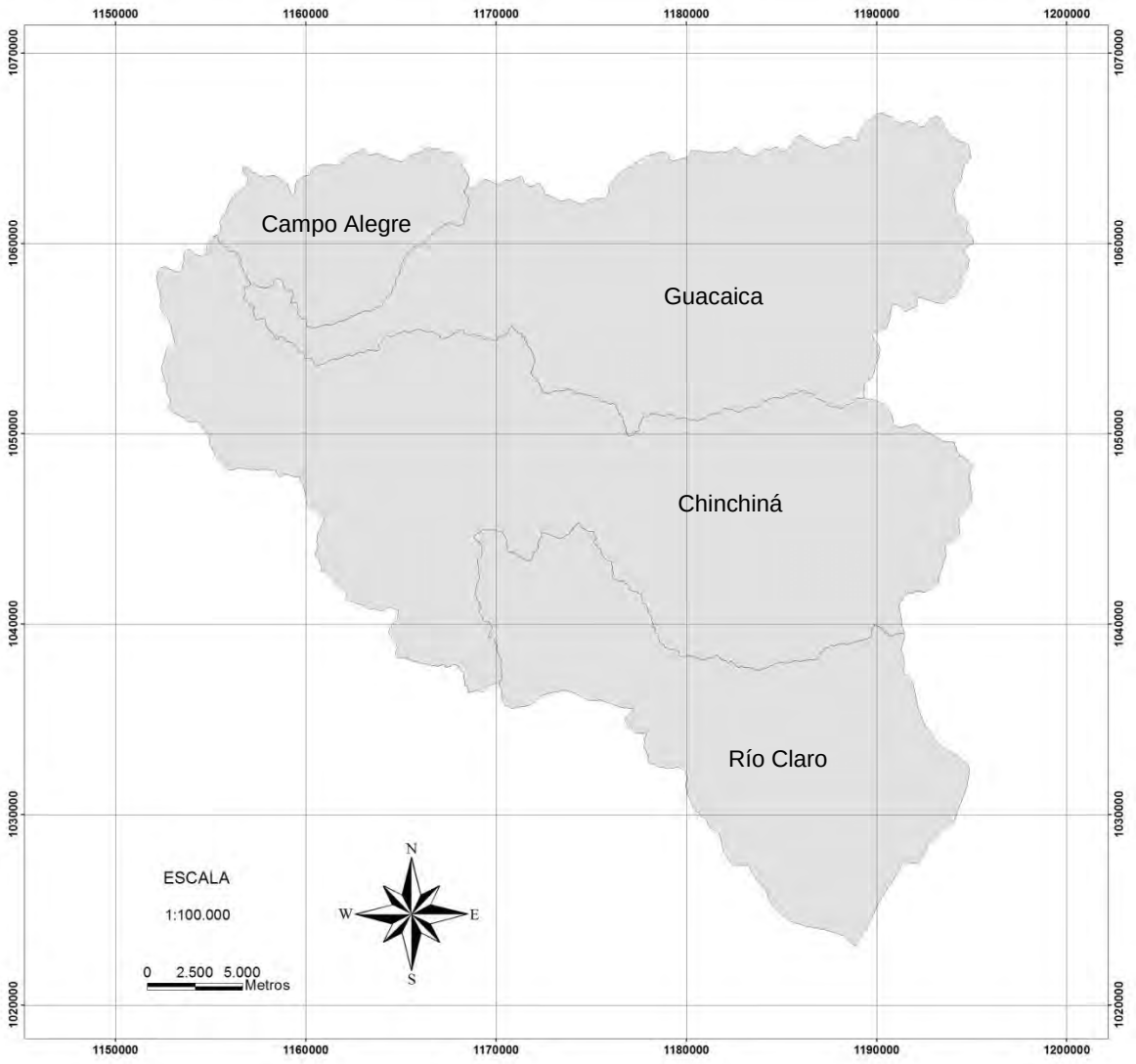


3.2.4 Geología

El mapa geológico de la zona de estudio (Figura 3.17) fue obtenido a partir del mapa geológico de Caldas. La zona cuenta con una gran variedad de unidades geológicas de diferentes edades y orígenes; presenta diferentes unidades litológicas, que muestran el basamento de la Cordillera Central y su historia volcánica reciente y subreciente e incluyen: Complejo Cajamarca (Pzc); Complejo Arquía (Keslp); Complejo Quebradagrande; Stock de Manizales (Kscm); Intrusivo Gnéisico Sintectónico (Pinm); Gabros de Chinchiná-Santa Rosa (Kdg); Secuencia Volcano-

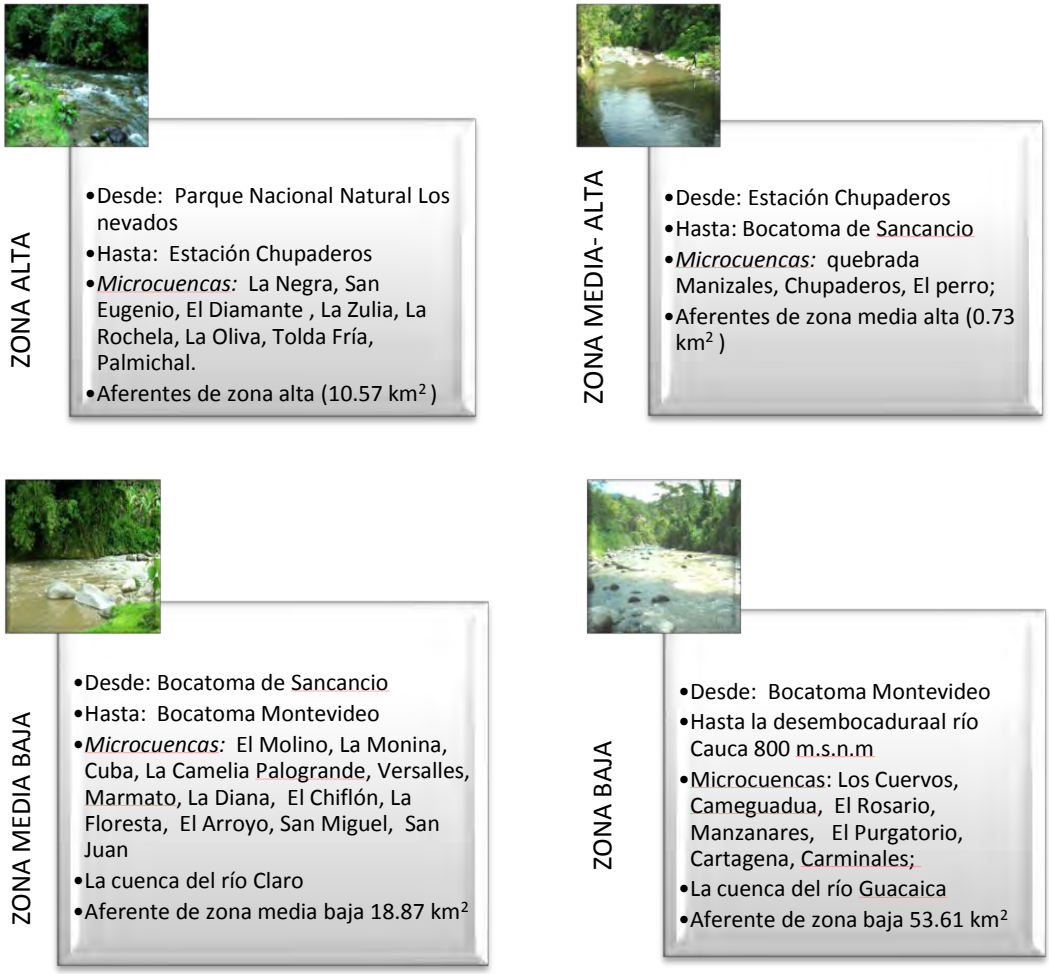
Sedimentaria Irra-Tres Puertas (Tsic - Tsiv); unidad de flujos volcaniclásticos (Tsmc); lavas indiferenciadas (Tqa); Ignimbrita del Guacaica (Tsig); depósitos de caída Piroclástica (Qto); depósitos recientes (Qr). (INGEOMINAS, 1993)

Figura 3.14: Subcuencas del río Chinchiná



(CORPOCALDAS, 2011)

Figura 3.15: Descripción de las subcuencas del río Chinchiná.



Adaptado (CORPOCALDAS, 2005)

3.2.5 Textura de suelos

La cuenca del río Chinchiná tiene una gran variabilidad de suelos debido a la diversidad de materiales de origen y a las zonas de ladera donde los factores climáticos registran cambios marcados en distancias relativamente cortas. El mapa de formaciones superficiales se presenta en la Figura 3.19 y se describen en la Tabla 3.4.

En general, los suelos son jóvenes, por lo cual en áreas extensas de terrenos no se encuentra un perfil bien desarrollado que indique los procesos de pedogénesis hasta la maduración; por tanto, en transeptos cortos se encuentran perfiles disímiles (Grisales, 1979).

Se presentan depósitos de origen fluvial y fluvio-volcánico a lo largo de la red de drenaje de la subcuenca del río Chinchiná. La formación superficial predominante hacia la zona central de Manizales, corresponde a suelos residuales derivados de cenizas volcánicas. En la zona de falla de Romeral, los suelos residuales son derivados de cenizas volcánicas y de rocas metamórficas. En el sector del km 41 se presentan suelos residuales derivados de areniscas y arcillolitas. Hacia el sector oriental, el material parental predominante corresponde a depósitos espesos de arenas y cenizas volcánicas (Alcaldía de Manizales, 2003)

Figura 3.16: Subcuencas del río Chinchiná para el estudio

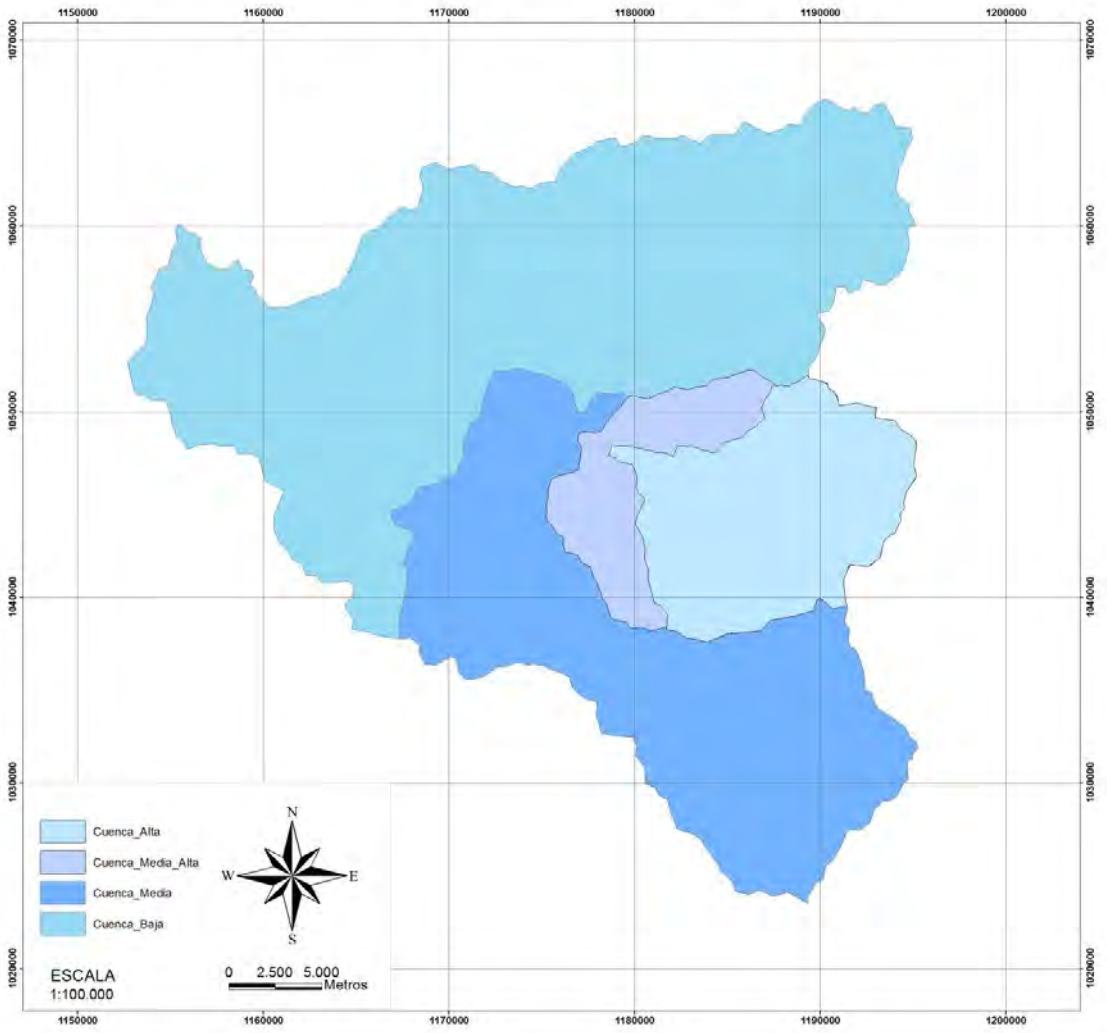
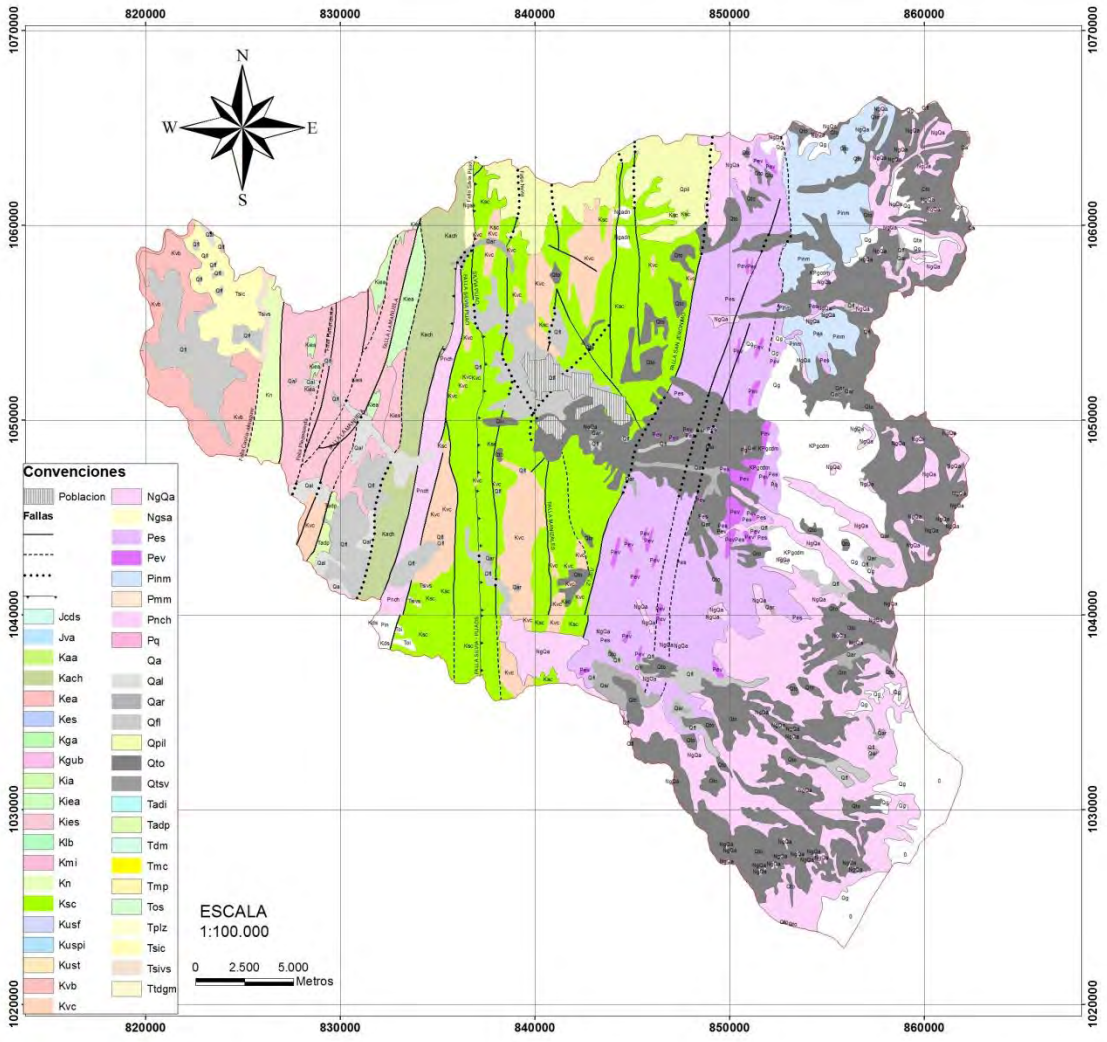


Figura 3.17: Mapa geológico cuenca del río Chinchiná



3.2.6 Usos y cobertura del suelo

En la cuenca se tienen diferentes usos del suelo (Figura 3.18) debido a la diversidad de pisos térmicos, el relieve quebrado escarpado predominante y a las condiciones geológicas y antrópicas. Las actividades agrícolas, forestales y pecuarias ocupan la mayor extensión con un área de 425 km^2. En el primer renglón corresponde a los potreros herbáceos y arbustivos (144 km^2), donde se desarrolla la ganadería. El segundo lugar comprende el cultivo del café (143 km^2) Se destaca el desarrollo de actividades forestales que son incorporadas dentro de la cobertura de bosque natural, bosque plantado y rastrojo con un total de 125 km^2.

Tabla 3.4: Formaciones superficiales

Materia parental	Características Suelo Residual				
	Profundidad	**Drenaje**	**Textura**	**pH**	**Materia orgánica**
Arcillotitas y Arenisca (QR1)	Profundos	Bien drenados	Arcillosa a arenosa	ácidos	Medio a bajo
Depósitos superficiales de arenas y cenizas volcánicas (QR2)	Superficiales	Bien drenados	Gruesa	ácidos	Medio
Cenizas volcánicas y arcillas (QR3)	Profundos	Bien drenados	Franco arcillosa	Neutro	Bajo
Depósitos profundos de arenas y cenizas volcánicas (QR4)	Profundos	Bien drenados	Variable	Ligeramente ácidos	Medio a alto
Depósitos profundos de ceniza volcánica (QR5)	Muy profundos	Bien drenados	Franco arenosa	Ligeramente ácidos	Alto
Depósitos profundos de ceniza volcánica y roca metamórfica (QR6)	Profundos	Excesivamente drenados	Variable	Ligeramente ácidos	Alto
Rocas Ígneas y capas de ceniza volcánica (QR7)	Muy profundos	Bien drenados	Variable	Ligeramente ácidos	Alto
Rocas Ígneas intrusivas (QR8)	Poco profundos	Bien drenados	Variable	Ligeramente ácidos	-
Rocas ígneas sedimentaria (QR9)	Superficiales	Bien drenados	Finas	Ligeramente ácidos	Bajos
Rocas sedimentarias e ígneas. Inclusión de roca metamórfica (QR10)	Superficiales	Excesivamente drenados	Finas	Ligeramente ácidos	Bajos
Depósitos fluviales y fluviovolcánicos (Qfv)	Moderada	Moderadamente drenados	Variable	Ligeramente ácidos	Bajo
Sedimentos Coluviones, aluviales (Qcv)	Moderada	Moderadamente drenados	Franco arcillosa a arenosa	Ligeramente ácidos	Bajo

Adaptada (Alcaldía de Manizales, 2003)

Figura 3.18: Tipos de coberturas para la cuenca del río Chinchiná.

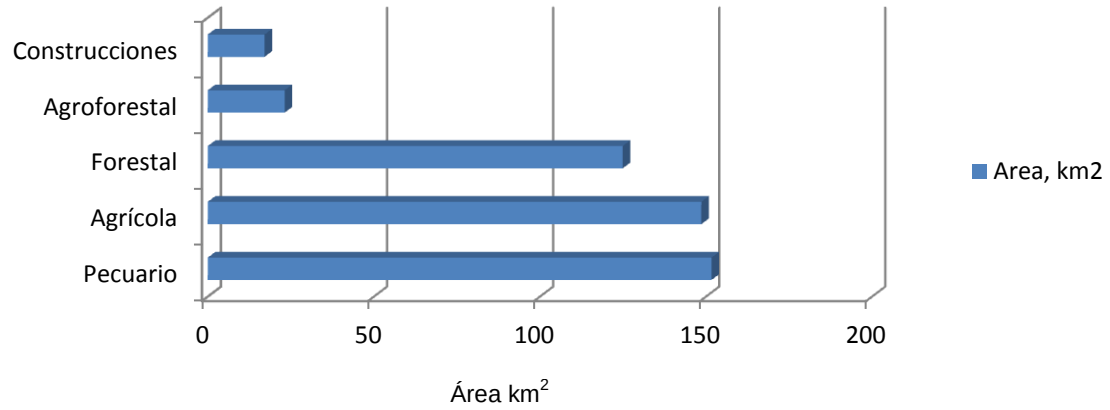
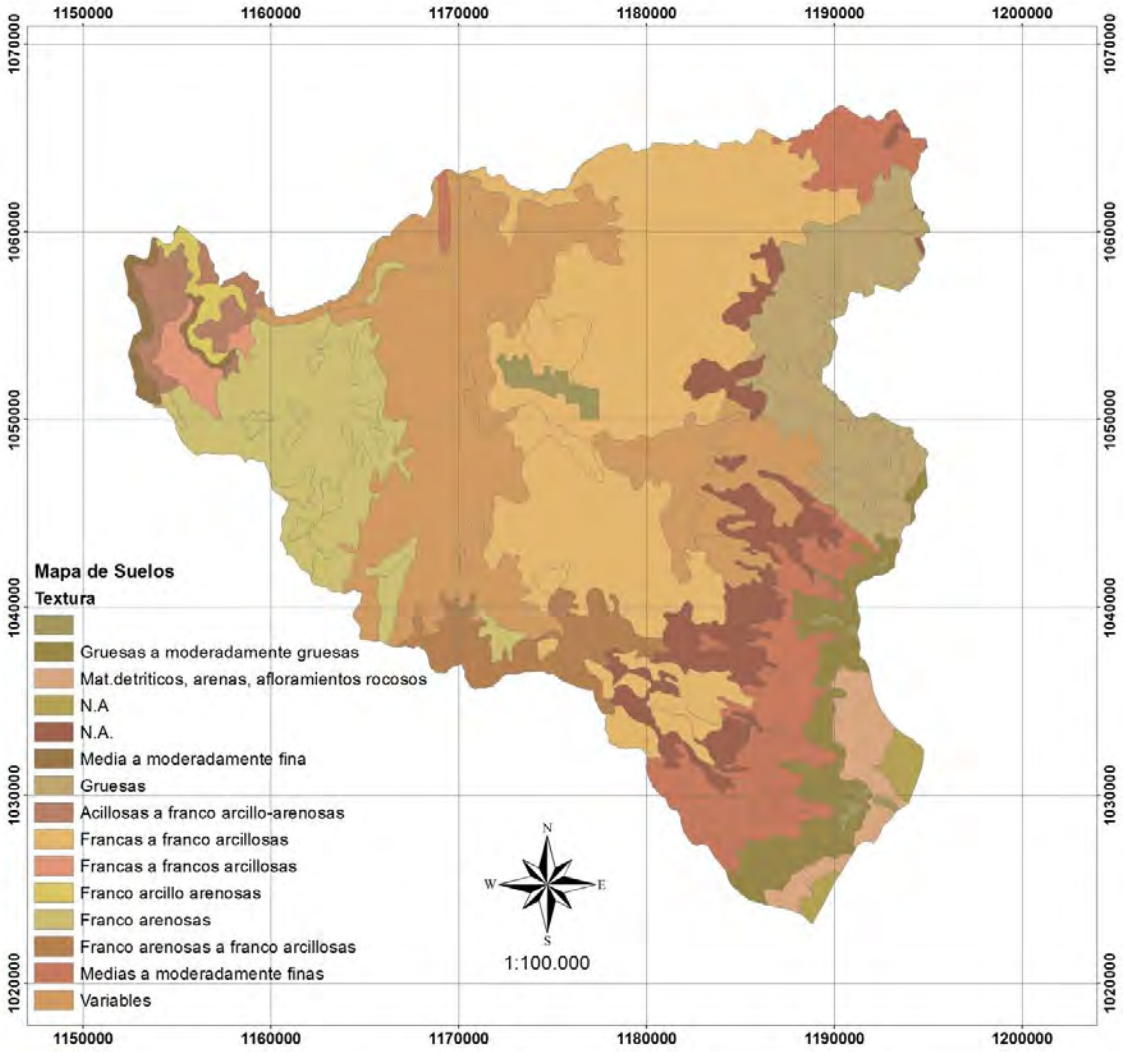


Figura 3.19: Mapa de textura de suelos cuenca del río Chinchiná



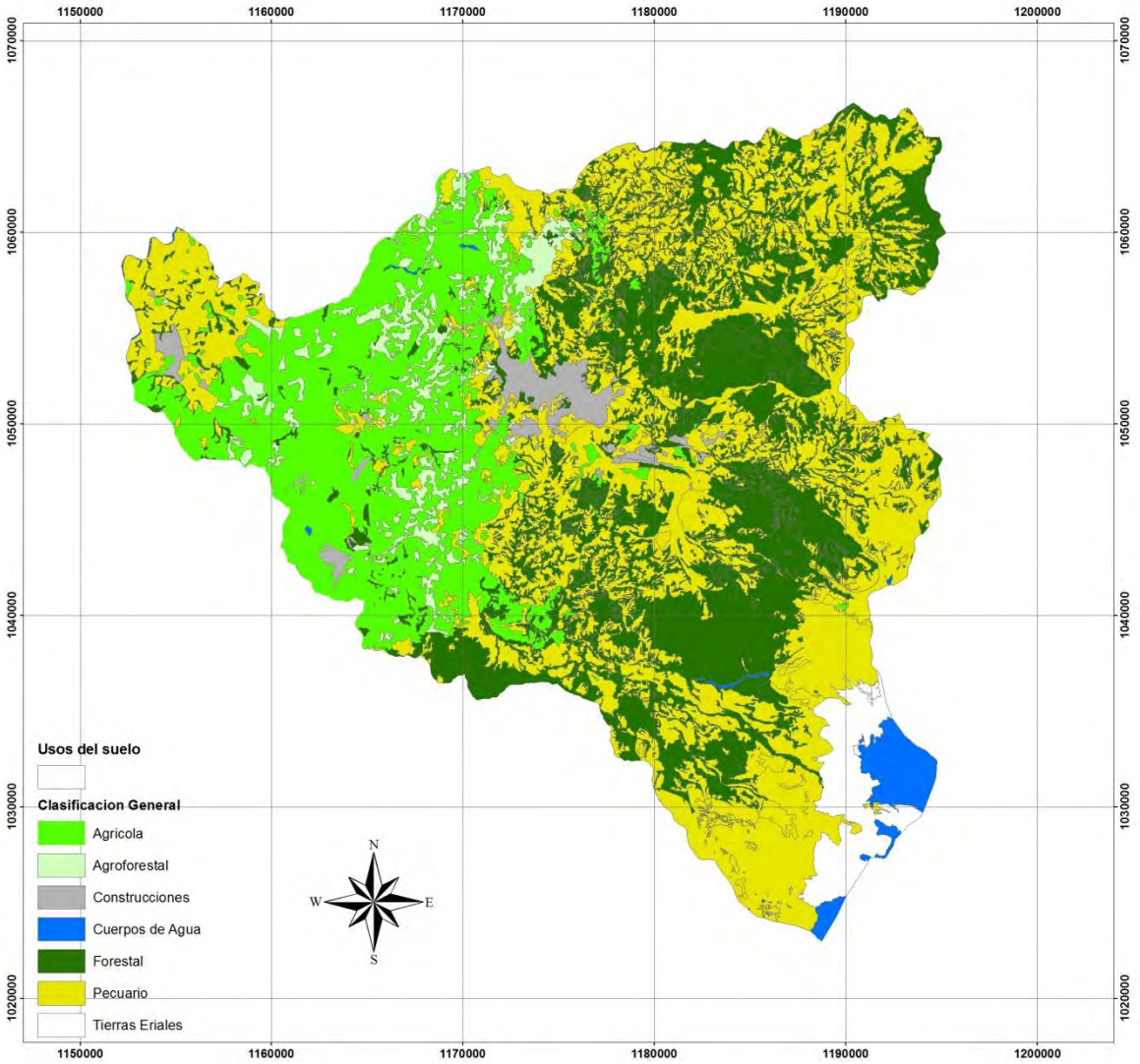
Adaptado (CORPOCALDAS, 2011)

El mapa de clasificación general del uso de suelos se presenta en la Figura 3.20 y el de coberturas con la clasificación detallada, en la Figura 3.21; se puede observar los diferentes cultivos agrícolas, entre los cuales sobresale el área cultivada de café en la cuenca media y baja. En la zona de estudio durante los últimos años se han presentado cambios importantes en el uso del suelo, especialmente hacia pasturas, lo que ha implicado efectos negativos asociados con la compactación y la erosión del suelo (CARDER, 2007; PROCUENCA, 2010).

Se espera el incremento en el área forestal a raíz del proyecto de Mecanismo de Desarrollo Limpia-MDL aprobado a PROCUENCA (2010), el cual consiste en el establecimiento de actividades

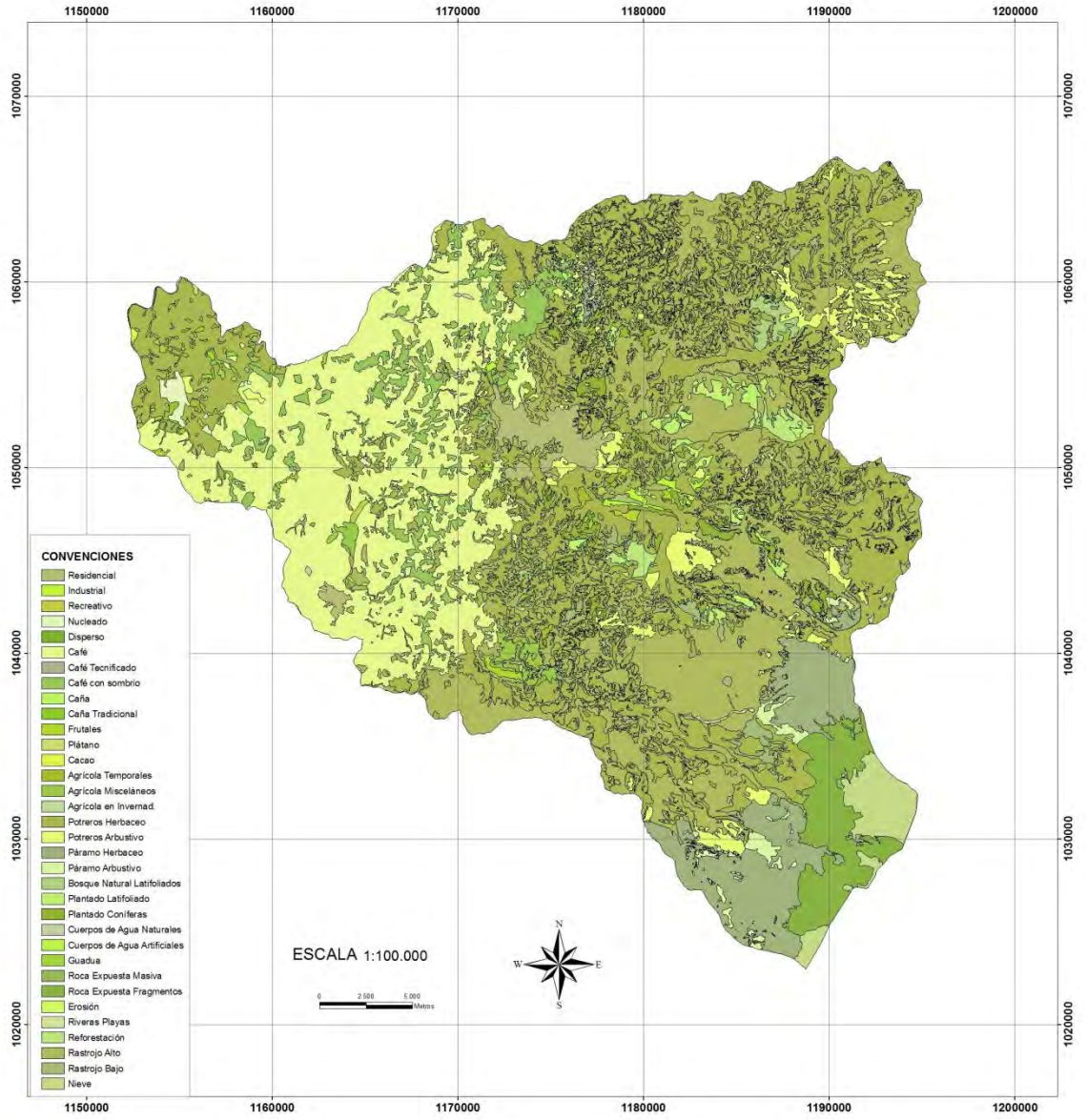
forestales en toda la cuenca del río Chichiná, con varios modelos que incluyen: agro-silvicultura, sistemas silvo-pastoral, regeneración natural asistida, entre otros; en un área de 4.538,7 hectáreas en su primera fase.

Figura 3.20: Mapa de uso de suelos clasificación general



Adaptado (CORPOCALDAS, 2011)

Figura 3.21: Mapa de uso de suelos y coberturas cuenca del río Chinchiná



Adaptado (CORPOCALDAS, 2011)

4. Caracterización Climática

4.1 Brillo solar

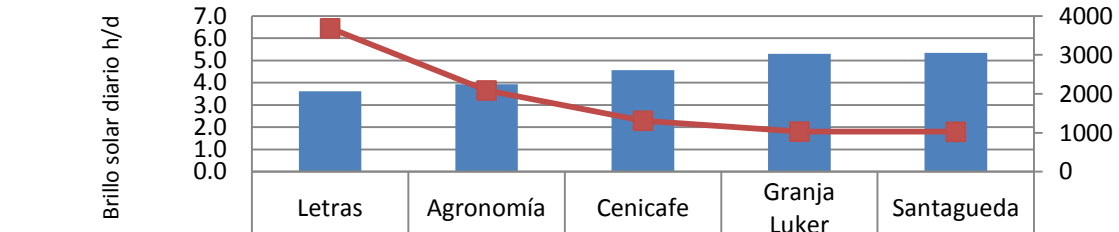
El brillo solar, también conocido como insolación, es el número de horas de brillo o de radiación directa. El valor máximo de brillo solar, para Colombia, varía entre 11,3-12,6 h/d. Estos valores se reducen por la nubosidad, la orientación y la exposición de las laderas y la amplitud del horizonte. En la zona Andina, el brillo solar promedio es de 1550 horas/año; con extremos superiores de 2050 h/año y mínimos de 1050 h/año. Para la cuenca del río Chinchiná, el máximo representa un valor anual de 1980 horas a 1000 m.s.n.m. en la estación Santágueda y disminuye progresivamente hasta 1000 h a 4200 m.s.n.m. en la estación Gualí (Jaramillo, 2005). Para la región centro sur de Caldas el brillo solar diario fluctúa entre 2-3 h para la cuenca alta; 4-5 h para la cuenca media y 6-7 h para la cuenca baja(IDEAM, 2005).

Para el período 1981-2010, el valor promedio del brillo solar diario para las diferentes estaciones ubicadas en la cuenca: Letras (cuenca alta), Agronomía (cuenca media-alta), Cenicafé (cuenca media), Granja Lúker y Santágueda (cuenca baja) se observa en la Figura 4.1, oscila entre 3,6 a 5,3 h/d. Los niveles de confianza para la media al 95% son 0,10 h/d en Letras, 0,05 h/d en Agronomía, Cenicafé, Granja Luker y Santagueda. Para la estación Letras, el tiempo de registro solo comprende 2002-2010. Con respecto a los valores extremos, se reportan máximos de 11,5 h/d en la estación Granja Lúker. El mapa de brillo solar diario obtenido por el método de interpolación del inverso de la distancia al cuadrado, se presenta en la Figura 4.4; se incluyeron los registros de la estación Naranjal para la espacialización de la información. Comparando la información obtenida con la reportada por IDEAM (2005) se encuentran diferencias en la cuenca alta donde son mayores las horas de sol- en 0,5 a 1,5 h- y en la cuenca baja donde son menores las horas de sol-en 0,7 a 1,7 h-, frente a las indicadas en la literatura.

Mensualmente (1981-2010), los valores de brillo solar promedio fluctúan entre 110 h/mes en la cuenca alta y 162 h/mes para la cuenca baja, con un valor promedio de 127 h/mes. Los extremos máximos se registran en la cuenca baja -266 h/mes- y los mínimos en la cuenca alta- 55 h/mes-. La distribución de brillo solar mensual se representa en la Figura 4.2, comportamiento típico bimodal, con mayores valores en los períodos diciembre-enero y julio-agosto.

La cuenca recibe anualmente (1981-2010) desde 30% del brillo solar máximo-BSM- en la zona alta, hasta el 44% del BSM en la cuenca baja, con un valor promedio de 35% BSM, equivalente a 1523 h/año. Los registros históricos evidencian valores mínimos de sólo 1110 h/año en letras y máximos de 2374 h/año en Santágueda. El brillo solar promedio anual se resume en la Figura 4.3 y la distribución en la cuenca en la Figura 4.6. Los niveles de confianza para la media al 95% son 105 h/año en la cuenca alta; 58 h/año en las cuencas media y media-alta y 39 h/año en la cuenca baja. Se observa reducción en las horas de brillo solar anual, con respecto a lo reportado por Jaramillo (2005).

Figura 4.1: Brillo solar- horas de sol al día - en las estaciones climáticas- 1981-2010



	Letras	Agronomía	Cenicafe	Granja Luker	Santagueda
Brillo Solar h/d	3.6	3.9	4.6	5.3	5.3
Altitud m.s.n.m.	3684	2088	1310	1031	1026

Figura 4.2: Distribución del brillo solar mensual cuenca del río Chinchiná- 1981-2010

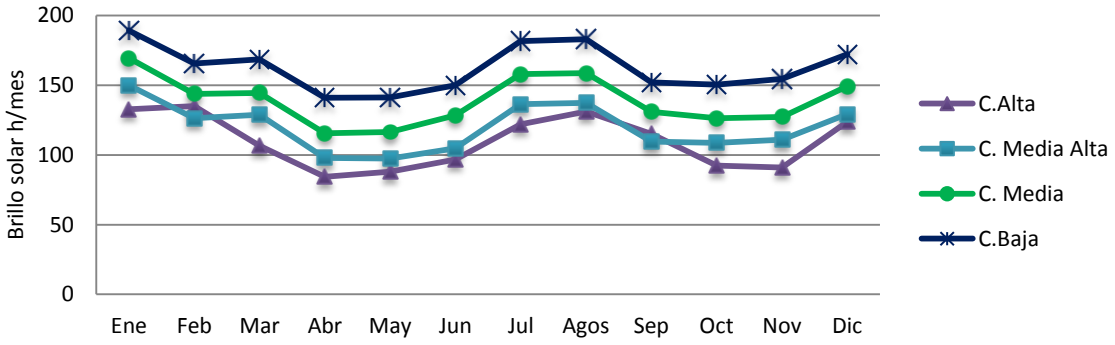
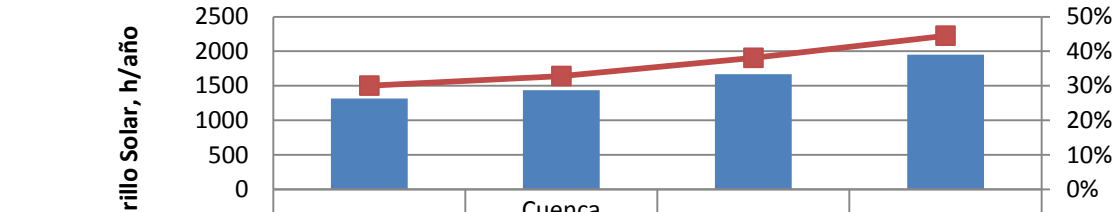
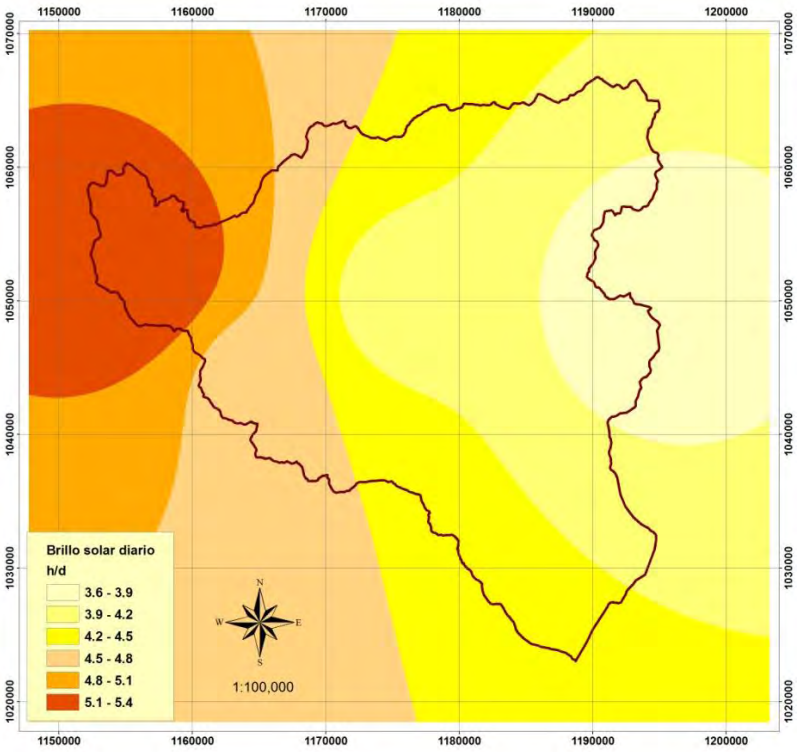


Figura 4.3: Brillo solar anual promedio subcuencas del río Chinchiná. 1981-2010



	Cuenca Alta	Cuenca Media-Alta	Cuenca Media	Cuenca Baja
Brillo Solar, h/año	1316	1437	1668	1949
% Brillo Solar Max	30%	33%	38%	44%

Figura 4.4: Mapa de brillo solar diario cuenca del río Chinchiná- 1981-2010.



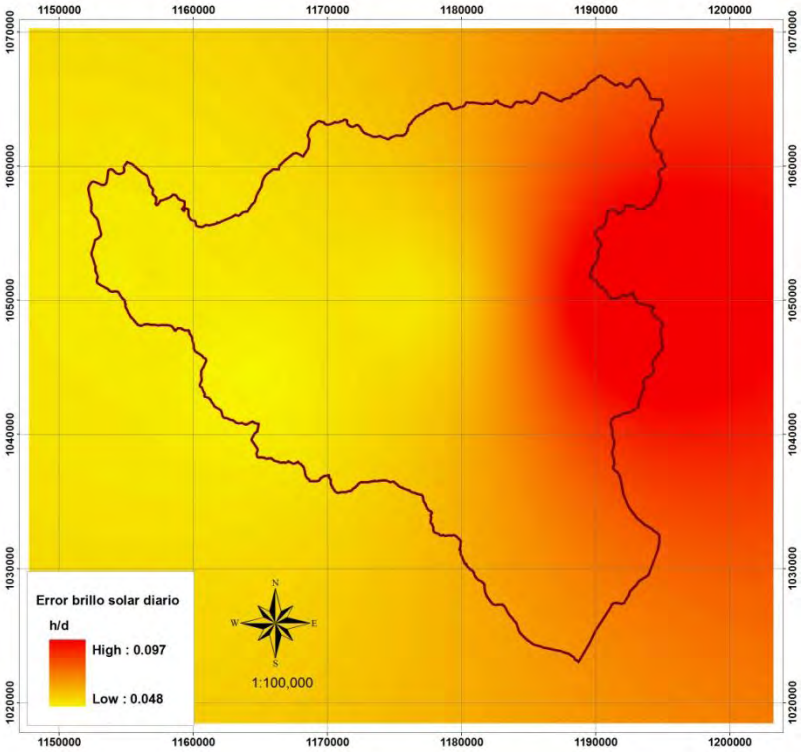
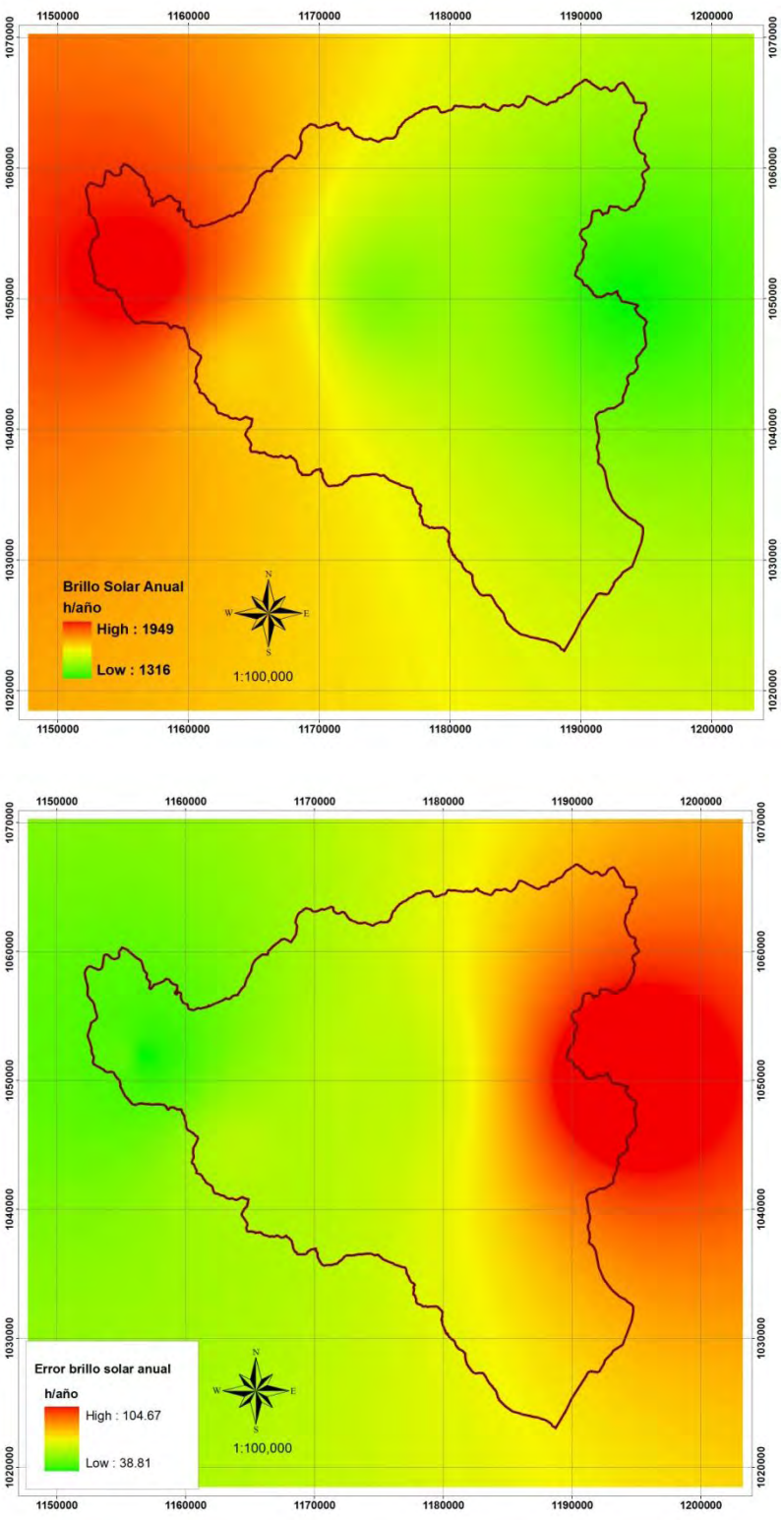


Figura 4.5: Mapa de brillo solar anual cuenca del río Chinchiná- 1981-2010



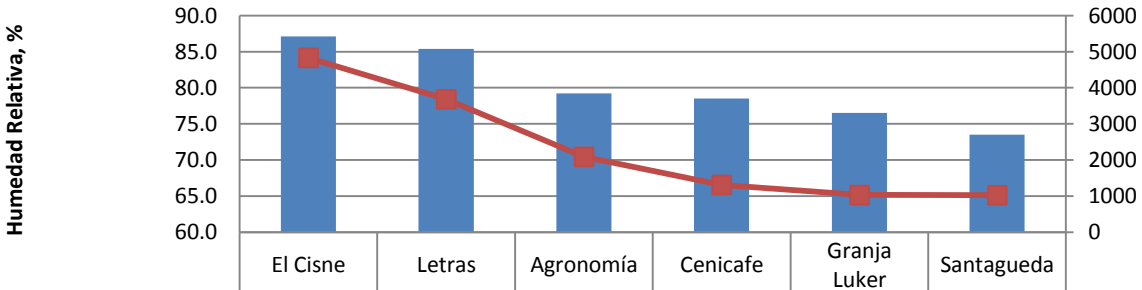
4.2 Humedad relativa

La humedad atmosférica se define como el contenido de vapor de agua en la atmósfera (Silva, 1998); puede expresarse de diferentes formas: Presión de saturación, déficit de saturación, humedad absoluta, humedad específica y humedad relativa (Linacre, 1992). La humedad relativa es la relación porcentual entre la humedad en un espacio y la cantidad que ese volumen podría contener si estuviera saturado.

En las zonas tropicales, donde las variaciones de la temperatura durante el día son generalmente grandes, la humedad relativa cambia considerablemente en el transcurso del día; es máxima en la noche y mínima en el día; los valores más altos se presentan desde las 20 horas hasta las 6 horas; los intermedios en las primeras horas de la mañana y de la noche y los más bajos al mediodía y al comienzo de la tarde (Eslava et.al., 1986). Es afectada por el relieve, el cual se comporta como una barrera que frena el paso de masas húmedas o aumenta su presencia. En la región andina colombiana se presenta esta influencia. En esta zona se registran humedades relativas anuales entre 66 y 87% (IDEAM, 2005). El comportamiento a través del año es similar en toda la región andina, de tipo bimodal con dos picos máximos entre abril y mayo y en los meses de noviembre y diciembre y los mínimos entre febrero y marzo y entre julio y septiembre (IDEAM, 2005). Para la cuenca del río Chinchiná, según el mapa de humedad relativa media anual (IDEAM, 2005) fluctúa entre 85-90% para la cuenca alta y 75-85% para la cuenca media y baja.

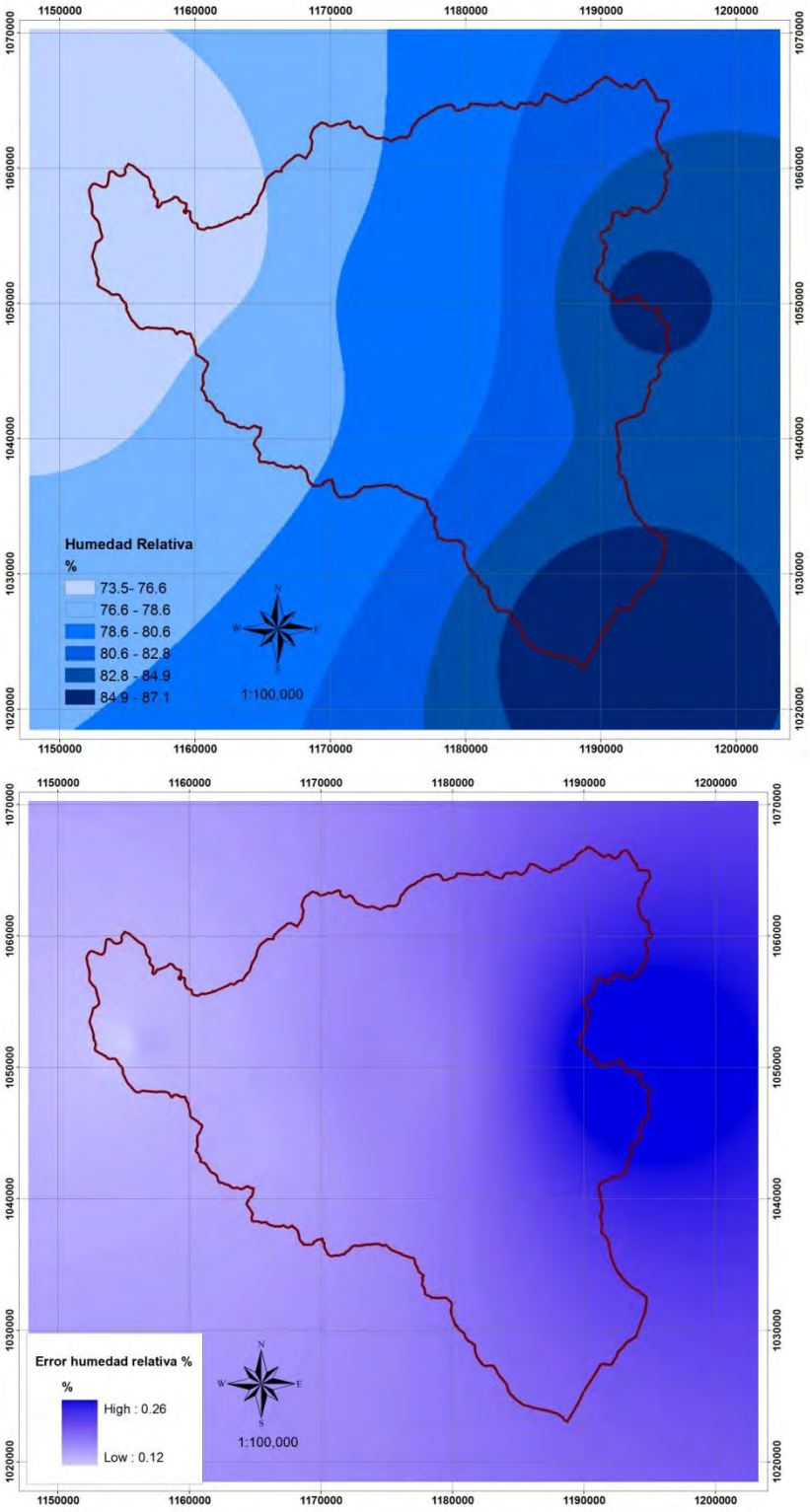
Tomando como base el período 1981-2010, la humedad relativa promedio en las estaciones climáticas se observa en la Figura 4.6; en general, es alta en toda la cuenca. Los niveles de confianza para la media al 95% son 0,26% en Letras, 0,16% en Agronomía, 0,14% en Cenicafé y Santágueda y 0,12% en Granja Luker. Para la estación El Cisne, los registros son incompletos y comprenden los períodos 2003-2004 y 2008-2010. Fueron empleados los datos de la estación Posgrados para completar los registros de Agronomía en el año 2006. Para Letras abarcan el período de registro 2002-2010. El rango de variación de la humedad relativa-73,5 a 87,1% HR- está acorde con lo reportado por el IDEAM (2005)-75-90%-. La distribución de la variable en la zona de estudio, se esquematiza en la Figura 4.7, los mayores valores se reportan en la cuenca alta y los menores en la baja.

Figura 4.6: Humedad relativa promedio en las estaciones climáticas 1981-2010



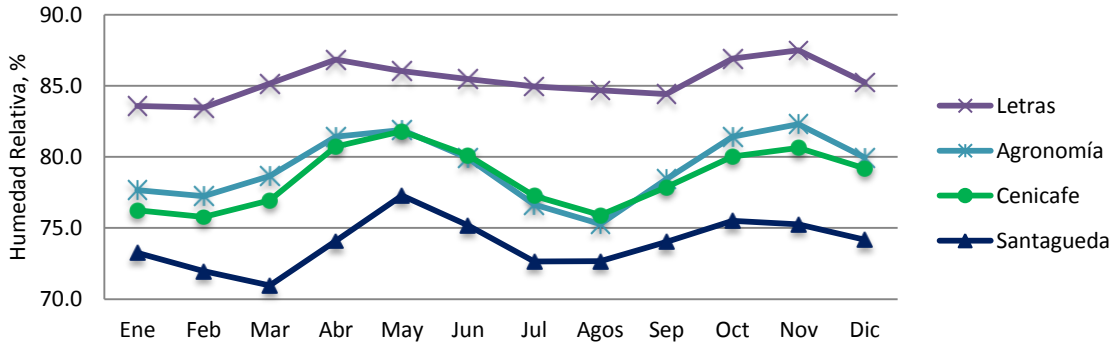
	El Cisne	Letras	Agronomía	Cenicafe	Granja Luker	Santagueda
HR, %	87.1	85.4	79.2	78.5	76.5	73.5
Altitud m.s.n.m.	4830	3684	2088	1310	1031	1026

Figura 4.7: Mapa de humedad relativa cuenca del río Chinchiná 1981-2010



El comportamiento de la humedad relativa promedio, mes a mes, para las diferentes estaciones se presenta Figura 4.8; la distribución es bimodal, con mayores valores en la temporada de lluvias marzo-abril y octubre-noviembre.

Figura 4.8: Distribución humedad relativa estaciones cuenca del río Chinchiná 1981-2010



En la cuenca del río Chinchiná se observa la relación directamente proporcional de la humedad relativa con la altitud. Con la información de las estaciones se obtiene un modelo de regresión lineal el cual es validado con una probabilidad del 95% y cumple con los supuestos de distribución normal (Shapiro Wilk) y homocedasticidad de los errores (Prueba de White); los parámetros se resumen en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1: Modelo de regresión lineal humedad relativa- altitud

Parámetros Modelo		
Variable dependiente, Y		Humedad Relativa, %
Variable independiente, X		Altitud, m.s.n.m.
Modelo		$Y = \beta o + \beta 1\ X$
βo	Valor	72,634
	Error típico	1,264
	Significancia	0,0
$\beta 1$	Valor	0,003
	Error típico	0
	Significancia	0,002
Anova Modelo significancia		0,002
R^2		0,922
Error típico de estimación		1,635

4.3 Radiación solar

La radiación solar es la energía emitida por el sol que se propaga en todas las direcciones a través del espacio, mediante ondas electromagnéticas y partículas. De la radiación que llega a la superficie terrestre, una parte es reflejada, de acuerdo con el albedo de la superficie y la otra es almacenada; parte de la energía almacenada es irradiada en forma de ondas electromagnéticas;

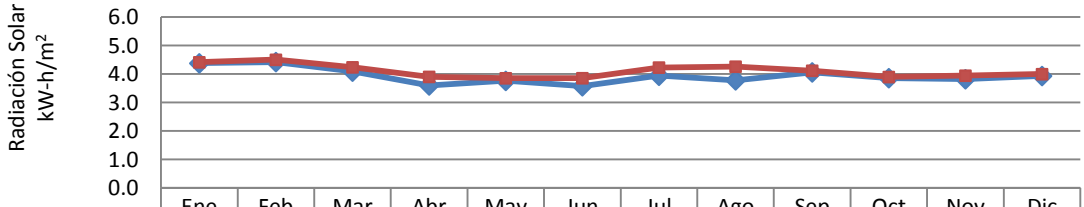
por tanto, la energía neta es la diferencia entre la energía que almacena la tierra y la que irradia (IDEAM, 2005). La cantidad de radiación solar absorbida por la superficie es afectada por la posición del sol, la altitud, la latitud, la exposición de la ladera, la nubosidad y la neblina (Jaramillo, 2005).

Colombia se encuentra en la zona ecuatorial y recibe abundante radiación solar durante todo el año(Jaramillo, 2005). Basados en los mapas de radiación solar para Colombia (IDEAM, 2005), para la región centro sur de Caldas, donde se ubica la cuenca del río Chinchiná, la radiación solar fluctúa entre 4 – 5 kW-h/m^2

Las estaciones que disponen de medición de radiación solar son El Cisne (2003-2004 y 2008-2010) ubicada en el parque Nacional Natural Los Nevados y Posgrados (2002-2010). Para las demás estaciones, la radiación solar diaria fue calculada a partir de los registros diarios de brillo solar y de la humedad relativa por los modelos descritos en la metodología. Para la selección del modelo se realizó la comparación entre los valores medidos en la estación Posgrados (2002-2010) y los calculados en Agronomía (2002-2010); con la ecuación 2.2 se obtuvo el menor error. En la estación posgrados el promedio multianual es 3,9 kW-h/m^2, con un coeficiente de variación del 32%; la distribución promedio de la radiación solar mes a mes se muestra en la Figura 4.9, en la gráfica se incluye la distribución promedio de radiación solar calculada para el mismo período de la estación Agronomía, cercana a la estación posgrados. Se puede concluir que los valores estimados se ajustan a las mediciones, con un error promedio de 0,17 kW-h/m^2.

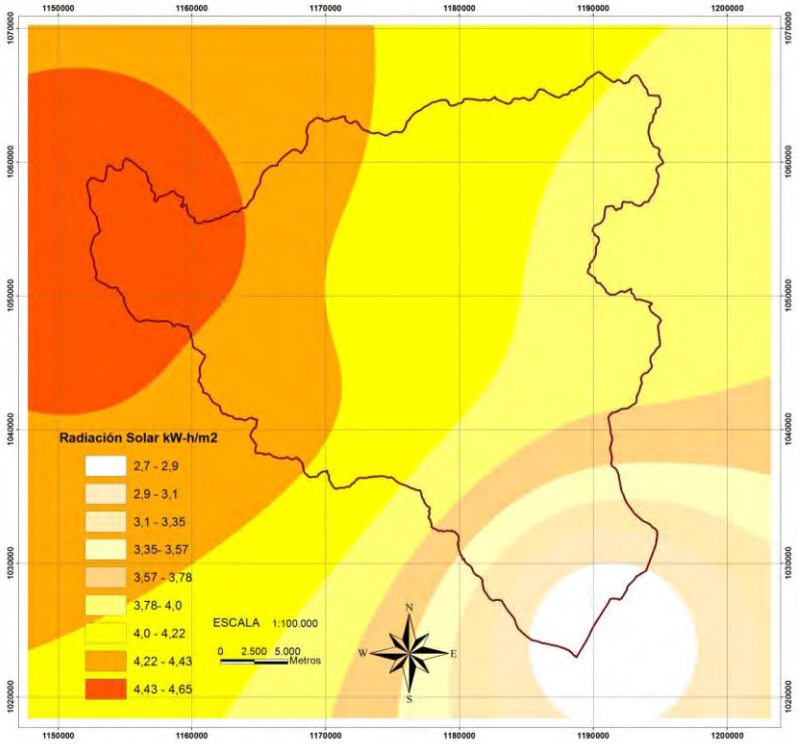
Para el período 1981-2010, el mapa de distribución de la radiación solar en la cuenca se visualiza en la Figura 4.10 y los valores promedio de radiación solar para las diferentes zonas de la cuenca, se sintetizan en la Figura 4.11. Los niveles de confianza para la media al 95% son 0,03 kW-h/m^2 en las estaciones Cisne y Letras, 0,016 kW-h/m^2 en Agronomía y Cenicafé y 0,015 kW-h/m^2 en Granja Luker y Santagueda. El rango de variación promedio es 2,7 a 4,7 kW-h/m^2, más amplio que el reportado por IDEAM (2005) de 4,0 a 5,0 kW-h/m^2. Para la estación letras el valor calculado corresponde al período 2002-2010, en el cual se tiene información de brillo solar y humedad relativa. Se evidencia relación inversa de la radiación solar con la altitud. La distribución promedio de la radiación solar (Figura 4.12) es bimodal, con menores valores en los períodos de lluvias- abril-mayo y octubre-noviembre- y mayores en los períodos secos- enero-febrero y julio-agosto-.

Figura 4.9: Comparación radiación solar estimada vs mediciones- 2002-2010



	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Posgrados	4.37	4.42	4.08	3.60	3.76	3.57	3.94	3.78	4.06	3.85	3.82	3.93
Agronomía	4.41	4.50	4.23	3.90	3.85	3.85	4.23	4.26	4.11	3.89	3.94	3.99

Figura 4.10: Mapa de radiación solar cuenca del río Chinchiná 1981-2010



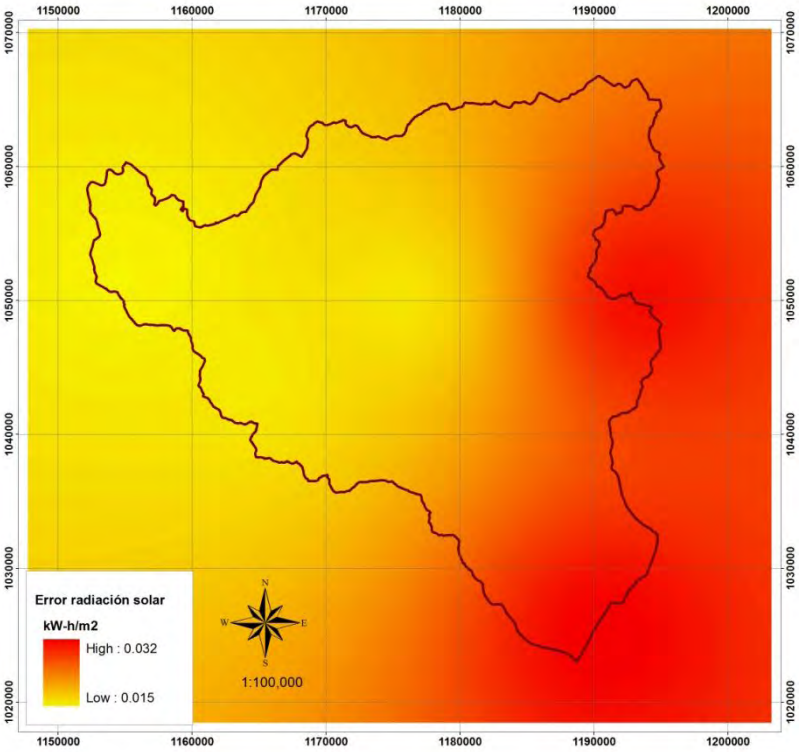
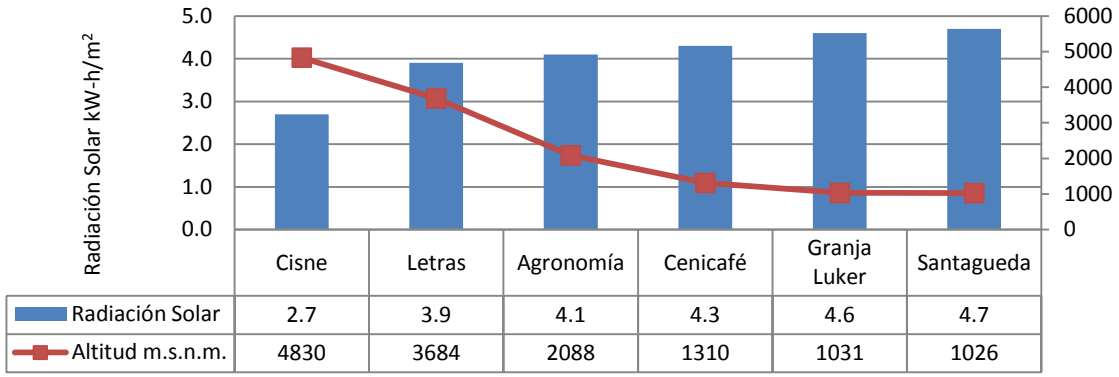
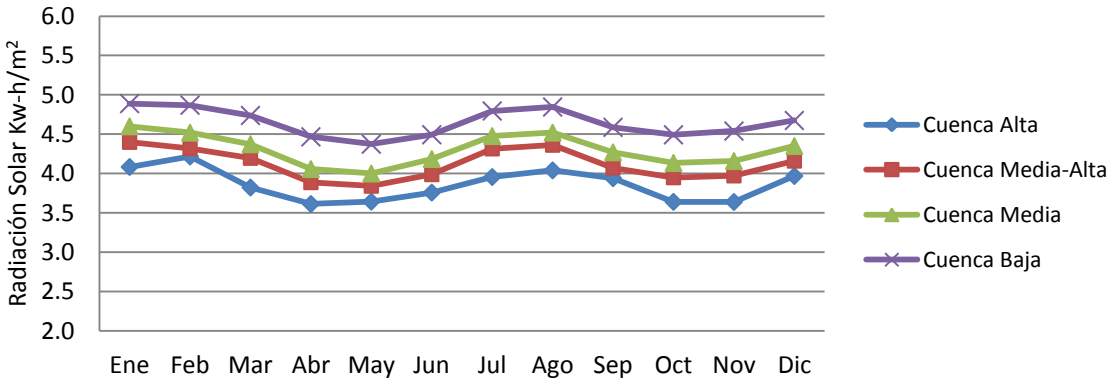


Figura 4.11: Radiación solar promedio en las estaciones de la cuenca-1981-2010



	Cisne	Letras	Agronomía	Cenicafé	Granja Luker	Santagueda
Radiación Solar	2.7	3.9	4.1	4.3	4.6	4.7
Altitud m.s.n.m.	4830	3684	2088	1310	1031	1026

Figura 4.12: Distribución de la radiación solar cuenca del río Chinchiná



4.4 Temperatura

La temperatura es proporcional a la fluctuación de la radiación total incidente; sin embargo, existe un desfase según las condiciones atmosféricas del día; la temperatura máxima se registra después del medio día y la mínima un poco antes de la salida del sol (Jaramillo, 2005). La latitud, la altitud, las corrientes marinas, los vientos, la nubosidad, el relieve, la convección y la turbulencia del aire son algunos de los factores que la afectan (Murthy, 2002). La tasa de variación de la temperatura con la altitud, es el gradiente vertical de la atmósfera, el cual es función del contenido de vapor de agua (Monsalve, 2008). En la troposfera el decrecimiento de temperatura es de 6,5°C por cada km; en Colombia, la variación es 5,53°C/km, en promedio; sin embargo, no es homogénea en el territorio; en la región Andina es 6,13°C/km (IDEAM, 2010).

Las temperaturas medias anuales en Colombia están por encima de 24°C. En la región Andina, se presentan los pisos térmicos, causados por la disminución de la temperatura con el aumento de la altura sobre el nivel del mar. En los valles de los principales ríos como el Magdalena y el Cauca, se registran temperaturas entre 24 y 28°C, mientras que en los altiplanos se presentan valores bajos, alrededor de 12 a 16°C. En la alta montaña se alcanzan temperaturas inferiores a 8°C