

Estimación de la recarga en una zona tropical mediante un modelo iterativo

María Victoria Vélez O.

Profesora asociada Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, mvvelez@unalmed.edu.co

Verónica Botero F.

Profesora asociada Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, vbotero@unalmed.edu.co

Juan Fernando Salazar V.

Estudiante de Maestría, Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, juanfer78@yahoo.com

Julián Gómez B.

Ingeniero Civil, MSc, juliangmz@yahoo.com

RESUMEN: Muchos métodos utilizados para la estimación de la recarga no consideran su variabilidad espacial, y la mayoría de ellos han sido desarrollados y probados en zonas áridas. Se presenta la aplicación de un método para estimar la recarga potencial debida a la precipitación en una zona húmeda tropical, del este de Antioquia (Colombia), que permite cuantificar su variabilidad espacial resultante de los diferentes parámetros hidrometeorológicos y del terreno considerados. Para la implementación del método se sigue un algoritmo basado en la aplicación de un balance hídrico celda a celda sobre una representación digital del área de estudio, y la información que se requiere es relativamente fácil de obtener. Se obtienen resultados de valores de recarga comparables con los estimados mediante algunas ecuaciones empíricas desarrolladas en zonas tropicales.

ABSTRACT: Many methods used to estimate groundwater recharge do not consider its spatial variability and most of them have been developed and tested in arid regions. In this paper the application of a method to estimate potential groundwater recharge due to rainfall in a tropical humid zone in east Antioquia (Colombia) is presented, which allows the quantification of its spatial variability as a result of the different hydrometeorological parameters and terrain characteristics considered. The method is implemented using an algorithm based on a water balance applied on a cell by cell basis, over a digital representation of the study area. The required information to run the algorithm is relatively easy to obtain. The recharge results obtained are comparable with those estimated using empirical equations developed for tropical zones.

1. INTRODUCCIÓN

Cuantificar la variación espacial y temporal de la recarga de las aguas subterráneas es indispensable para el manejo óptimo de este recurso. Autores diferentes (Bradbury et al., 2000; Balek, 1988; Scanlon et al., 2002; De Vries y Simmers, 2002) han definido la recarga como la entrada de agua dentro de la zona saturada, donde se vuelve parte de las reservas subterráneas. Esta entrada puede darse de dos maneras: la primera por un movimiento descendente del agua debido a las fuerzas de gravedad, y la segunda comprende la entrada de agua al acuífero luego de presentarse

un movimiento horizontal del flujo debido a las diferentes condiciones hidráulicas de las capas que constituyen el perfil del suelo (Balek, 1988).

La recarga puede darse naturalmente debido a la precipitación, a las aguas superficiales, o por medio de transferencias desde otras unidades hidrogeológicas o acuíferos; pero también puede darse de manera artificial producto de actividades como la irrigación, fugas de redes de abastecimiento o infiltraciones de embalses y depósitos (Balek, 1988; Custodio, 1997; Simmers, 1990; Lerner, 1990; Samper, 1997). En general, la recarga por lluvia es la más importante, mientras que la recarga producida por ríos y lagos es importante en climas poco

lluviosos, y la debida a fugas en redes de abastecimiento es de gran importancia en zonas urbanas. La recarga que se da por lluvia o por aguas superficiales afecta a los acuíferos freáticos, es decir, aquellos que limitan con el medio no saturado (Custodio, 1997).

Para estimar la recarga se han propuesto numerosos métodos, sin embargo, la mayoría de éstos no tienen en cuenta su variabilidad espacial (que es clara dada su dependencia de diversos factores hidroclimáticos y del terreno), o implican complejos requerimientos con relación a la instrumentación y/o información de la zona de estudio. Además, la mayoría de las técnicas propuestas para estimar la recarga han sido desarrolladas y aplicadas en zonas áridas, y no en regiones húmedas. Uno de los métodos más utilizados es el balance hídrico; el cual consiste en la aplicación del principio de conservación de la masa a una cierta región de volumen conocido y definida por unas determinadas condiciones de frontera, durante cierto período de tiempo.

Determinar la recarga en raras ocasiones es un proceso aislado; usualmente su cuantificación está incluida dentro de una amplia gama de estudios referentes a los recursos de agua subterránea, al transporte de contaminantes, a la subsidencia o al diseño de campos de pozos (Issar y Passchier, 1990). Fue así como dentro de un proyecto de evaluación hidrogeológica de Puerto Berrío y Puerto Nare, dos municipios colombianos localizados al este del departamento de Antioquia en el Valle Medio del río Magdalena, se hizo una estimación de la recarga potencial debida a la precipitación en un área de interés de aproximadamente 470 Km² (Fig. 1), con base en el método propuesto por Bradbury et al. (2000), probado con resultados satisfactorios en Pheasant Branch Creek, una zona húmeda ubicada al sur de Wisconsin, Estados Unidos.

2. DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO

El método propuesto por K. Bradbury et al. (2000) para la estimación de la recarga potencial,

se fundamenta en la aplicación de un balance hídrico sobre un área representada en forma digital mediante una malla dividida en celdas de tamaño arbitrario, que contienen información sobre las características del terreno y las variables hidrometeorológicas.

La recarga se obtiene como el residual de otros flujos involucrados en el balance de acuerdo con la siguiente expresión general:

$$\text{Recarga (R)} = \text{Precipitación (P)} - \text{Escorrentía (ESD)} - \text{Evapotranspiración (EVP)} - \text{Cambios en el almacenamiento} \quad 2.1$$

Una vez dividida el área de estudio en celdas, se procede a aplicar la ecuación de balance celda por celda. Los elementos que en cada celda intervienen en el balance, se aprecian esquemáticamente en la Figura 2.

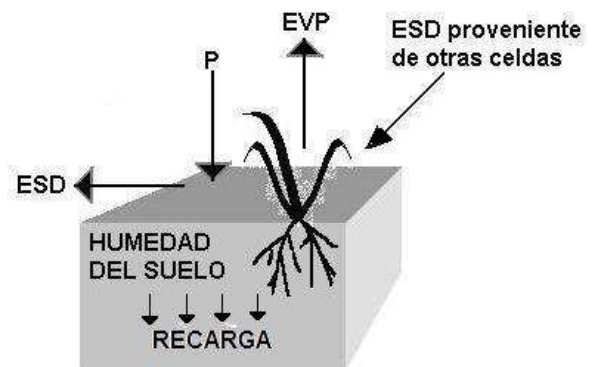


Figura 2. Esquema del balance hídrico en una celda.

La ecuación de balance aplicada en cada celda es:

$$\text{Cambio en la humedad del suelo} = \text{Precipitación (P)} - \text{Escorrentía (ESD)} - \text{Evapotranspiración (EVP)} \quad 2.2$$

Los parámetros del modelo son los siguientes:

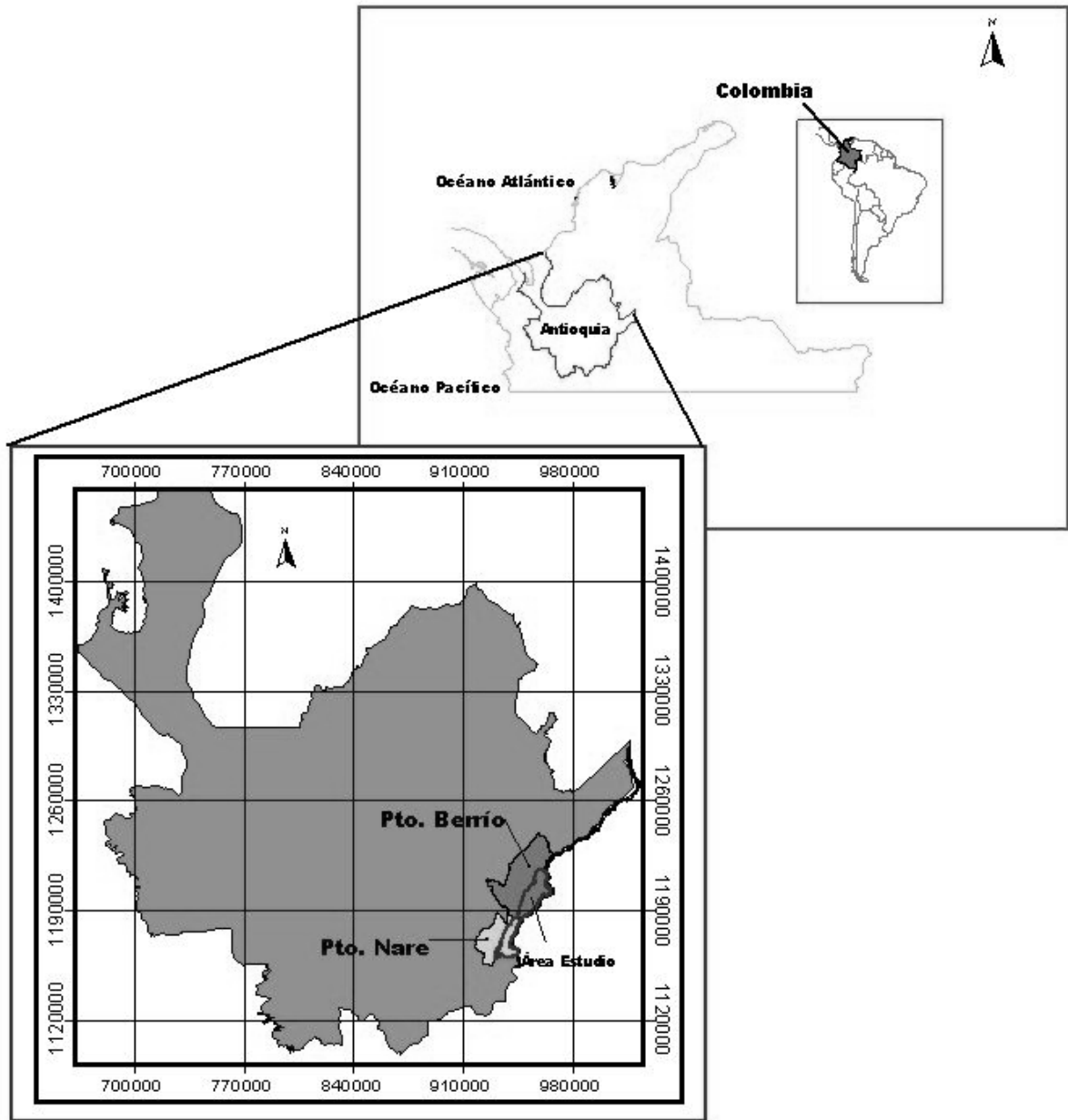


Figura 1. Localización del área de estudio

2.1. Precipitación

La precipitación se incorpora al modelo como información de entrada, y se considera uniforme sobre el área donde se aplica el método. Se utilizan registros diarios.

2.2. Escorrentía

Se calcula con base en el método del Número de Curva (CN), desarrollado por el SCS de los Estados Unidos (SOIL CONSERVATION SERVICE, 1968). El método relaciona la escorrentía total (R) con la precipitación (P) y el coeficiente de capacidad de almacenamiento

(S_{max}) de cada celda, por medio de la siguiente ecuación empírica:

$$R = \frac{(P - 0.2S_{max})^2}{(P + 0.8S_{max})} \quad \text{para } P > 0.2S_{max} \quad 2.3$$

Donde P es la precipitación (en mm), y S_{max} se calcula como una función del número de curva (CN) así:

$$S_{max} = \left[\left(\frac{1000}{CN} \right) - 10 \right] * 25.4 \quad 2.4$$

CN varía entre 0 y 100 como una función del tipo de suelo, la cobertura, y las condiciones de humedad antecedente del suelo.

Una vez que se ha cuantificado la escorrentía superficial en cada celda, ésta es movida sobre la superficie del terreno de acuerdo con las direcciones de flujo obtenidas a partir de un modelo de elevación digital. La escorrentía proveniente de otras celdas es considerada como "precipitación adicional" en la celda que la recibe, de modo que, parte de aquella puede convertirse en infiltración. Esto último supone un proceso iterativo, que es un refinamiento del modelo, con respecto a aquellos en donde se considera a la escorrentía como una cantidad fija que sale del sistema, sin tener la posibilidad de infiltrarse durante su recorrido.

El cálculo de la escorrentía se efectúa con resolución diaria a partir de los registros de precipitación. Cuando se han extraído la escorrentía y la infiltración a la precipitación de un día determinado, se pasa al siguiente día y se repite el proceso. En el método se supone que toda la precipitación que entra al sistema en un día, sale de él durante ese mismo día.

2.3.Evapotranspiración

Se calcula mediante alguno de los métodos disponibles para obtener valores mensuales. Estos registros se incorporan al modelo como información de entrada. Al igual que la

precipitación, se asume que la evapotranspiración no varía espacialmente dentro del área delimitada para aplicar el método.

2.4.Infiltración

La infiltración se asume como un flujo unidireccional vertical. Se calcula a nivel mensual como la diferencia entre la precipitación total en un mes determinado (incluyendo la escorrentía proveniente de otras celdas) y la escorrentía total calculada para ese mismo mes. Nótese que de acuerdo con la secuencia de operaciones presentada en la Figura 3, se llama "infiltración" a lo que queda de restarle la escorrentía a la precipitación, sin tener en cuenta todavía la evapotranspiración. Esto obedece simplemente a un procedimiento práctico y no a una interpretación física.

2.5.Capacidad Máxima de Almacenamiento del Suelo, SM_{max}

Representa la cantidad de agua que un suelo con una determinada textura y cobertura es capaz de retener. Esta cantidad debe ser satisfecha antes de que pueda ocurrir la recarga.

2.6.Humedad del Suelo, SM

Una vez que se han calculado a nivel mensual la precipitación, la escorrentía, la infiltración y la evapotranspiración, se procede a estimar el cambio en la humedad del suelo para cada celda. Se calcula el valor SM como la diferencia a nivel mensual entre la infiltración y la evapotranspiración. Un valor positivo de SM indica un excedente de agua que puede contribuir a la recarga, siempre y cuando, se satisfaga primero la capacidad de almacenamiento del suelo. Un valor negativo de SM indica que la cantidad de agua disponible para infiltración no alcanza a satisfacer la evapotranspiración y por

ende se requiere la remoción de humedad del suelo.

Se parte de un valor inicial de humedad del suelo y se calculan sus variaciones a partir de los valores de SM obtenidos para cada mes. De este modo se generan las estimaciones mensuales de la recarga que finalmente se agregan para obtener, en cada celda, el valor de la recarga potencial anual.

La aplicación del método celda a celda permite obtener un mapa que representa la distribución espacial de la recarga potencial debida a la precipitación en un área determinada. Un diagrama de flujo simplificado del modelo se muestra en la Figura 3.

3. ADAPTACIÓN DEL MODELO AL CASO DE PUERTO BERRÍO Y PUERTO NARE

El modelo se aplicó en un área de 470 km² (Fig. 1). Inicialmente se generó un modelo de elevación del terreno (DEM) a partir de la cartografía digital disponible en escala 1:25000 y algunos puntos de control levantados en campo. Se escogieron celdas de área igual a 100 m² (10m x 10m) para el DEM y todas las demás mallas generadas para representar algún parámetro dentro del área de estudio. A partir del DEM se generó la malla de direcciones de flujo.

Con el fin de considerar la variabilidad espacial de la precipitación y de paso hacer más eficiente el proceso computacional, se dividió el área de estudio en nueve cuencas (Fig. 4). Al final, la información resultante en las diferentes cuencas fue integrada para generar los mapas de recarga correspondientes a toda el área de estudio.

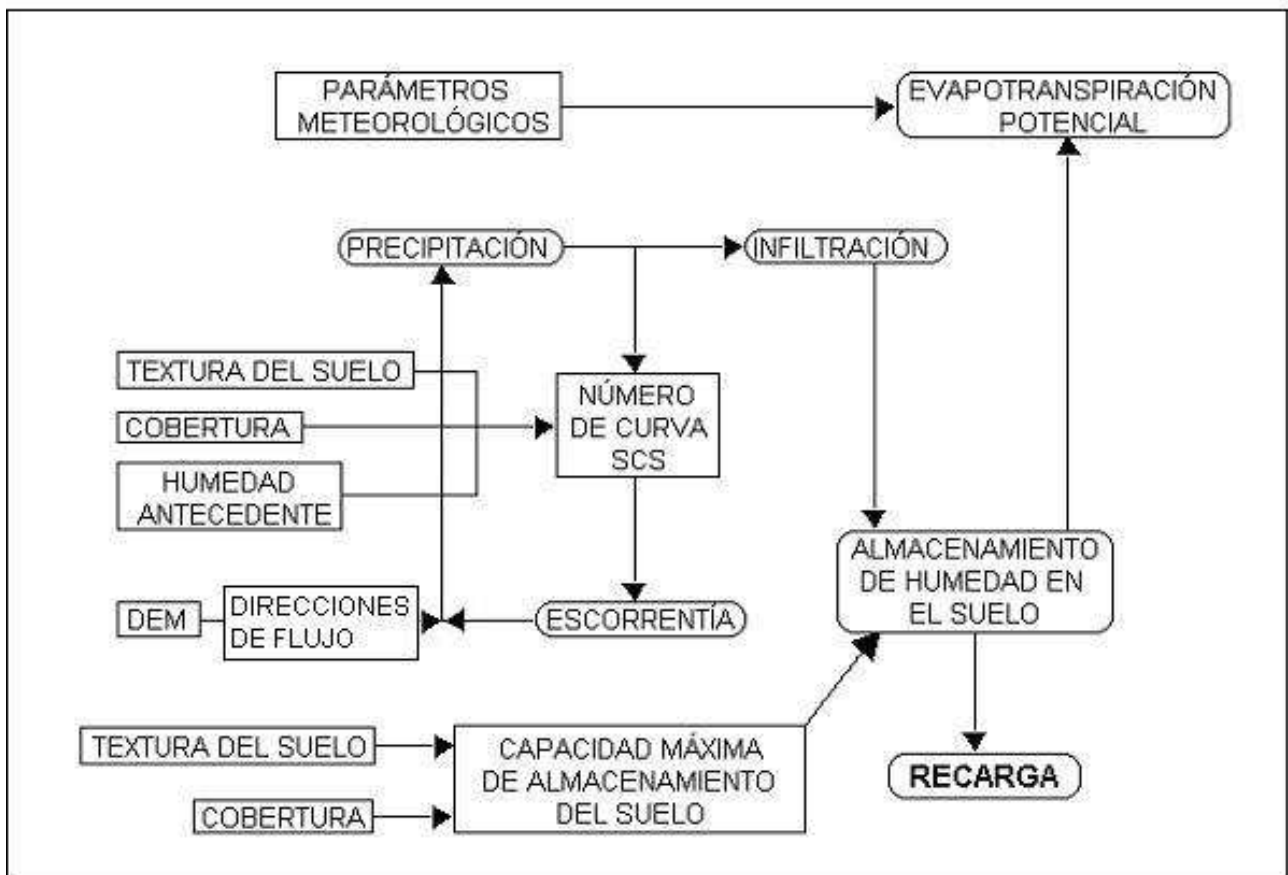


Figura 3. Diagrama de flujo simplificado del modelo.

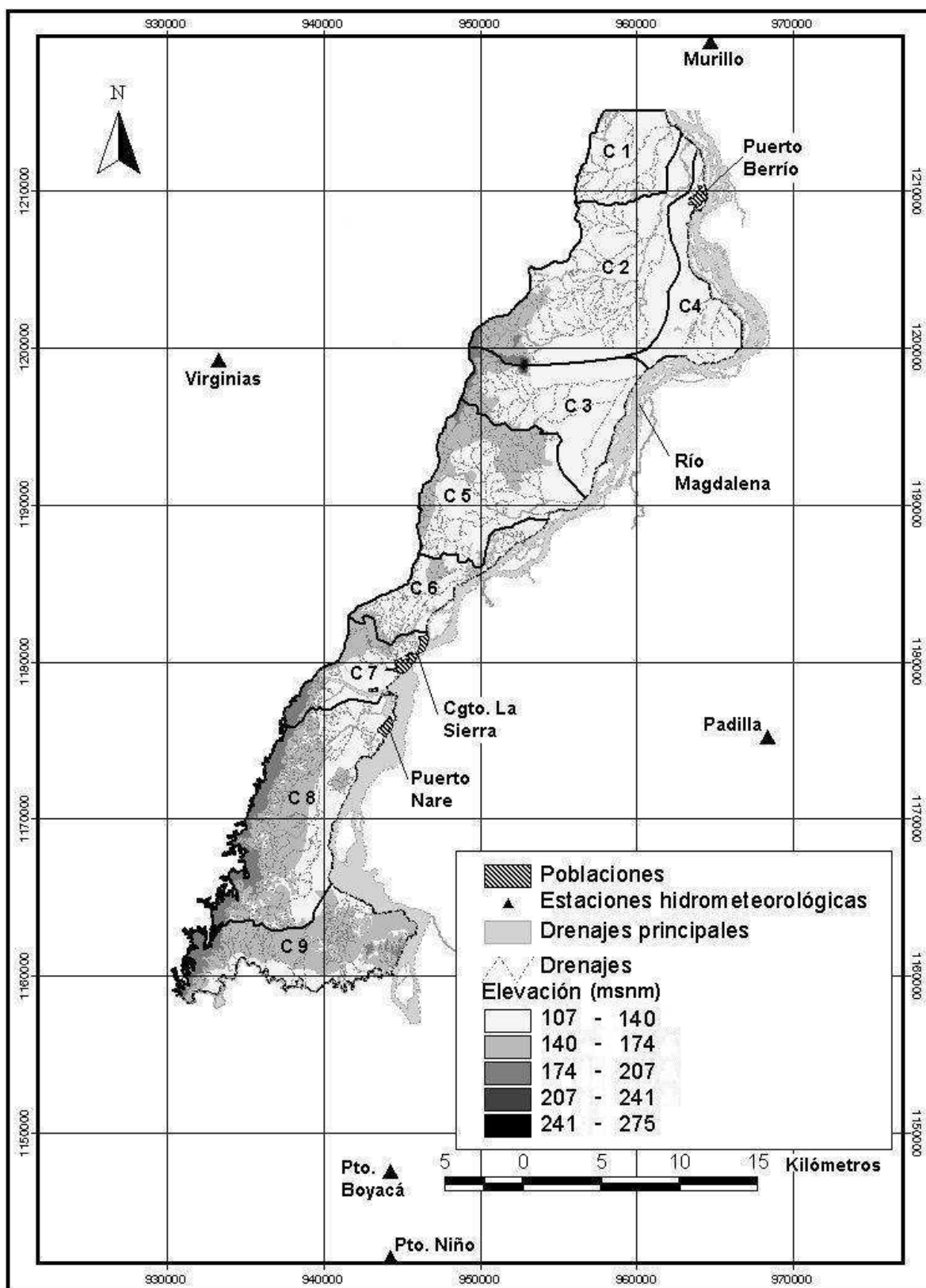


Figura 4. División del área de estudio en cuencas (C 1 a C 9), hidrografía y estaciones hidrometeorológicas utilizadas.

3.1. Períodos de estudio

Se estimó la recarga potencial anual para los siguientes tres períodos: condición normal (1985 - 1986) , año Niña (1988-1989) y año Niño (1990-1991) (NOAA / NATIONAL WEATHER SERVICE / CLIMATE PREDICTION CENTER). Cada período anual se inicia en noviembre debido a una consideración sobre la humedad del suelo que se expone más adelante.

3.2. Precipitación

Se utilizaron registros diarios de precipitación provenientes de cuatro estaciones pluviométricas (Fig. 4). Los valores de precipitación media sobre cada cuenca fueron calculados por polígonos de Thiessen. La precipitación anual en cada una de las estaciones utilizadas se muestra en la Tabla 1.

3.3. Tipos de suelo

Se dispuso de un mapa donde se diferenciaban los tipos de suelo por asociaciones, además de una Tabla que contenía, entre otra, la siguiente información: nombre de la asociación, código de cada asociación, subdivisión de cada asociación en conjuntos, composición modal (es una fracción que indica el porcentaje de área que representa cada conjunto dentro de la asociación), granulometría típica de cada conjunto, y capacidad de campo y granulometría típica de cada asociación. A partir de esta información se asignó a cada conjunto una textura de suelo (Tabla 2) de acuerdo con la clasificación del Triángulo de Texturas. El mapa de tipos de suelo por asociaciones se presenta en la Figura 5.

3.4. Coberturas

Fue necesario reclasificar el mapa disponible de acuerdo con la Clasificación de Coberturas de Suelo de Segundo Nivel propuesta por Anderson (Anderson et al., 1976 en: Bradbury et al., 2000) en la cual se proponen veintinueve (29) categorías

diferentes. Para la reclasificación se tuvieron en cuenta las descripciones de cada categoría y la interpretación de una imagen de satélite (Landsat TM de 1995). El resultado de esta reclasificación se presenta en la Tabla 3 y en la Figura 6.

3.5. Capacidad Máxima de Almacenamiento del Suelo, SM_{max} .

Uno de los factores que influye en la capacidad de almacenamiento de agua de un suelo es la profundidad que alcanzan las raíces de la vegetación que constituye su cobertura. En este modelo se asume que el agua que se infiltra por debajo de la profundidad de raíces se convierte en recarga. La profundidad de raíces depende del tipo de suelo y la cobertura.

Con base en la textura de cada una de las asociaciones de suelo y para cada tipo de cobertura, se tomaron los valores de profundidad de raíces propuestos en Bradbury et al., 2000. La capacidad máxima de almacenamiento para cada asociación, expresada como lámina de agua, fue calculada como el producto de su capacidad de campo por la profundidad de raíces asociada (Tabla 4). Cuando la cobertura es "minería activa" (categoría 75. Ver Tabla 3) se asume que la capacidad de almacenamiento es nula, y por lo tanto la precipitación que no se convierte en escorrentía se vuelve parte de la recarga.

3.6. Escorrentía

Para la determinación del Número de Curva, CN, se agruparon los meses del año según su condición de humedad antecedente (I seca, II media o III húmeda), que fue evaluada de acuerdo con la distribución interanual de la precipitación. De este modo, la temporada de diciembre a febrero presenta una condición de humedad antecedente seca (I); en los meses de abril, mayo, septiembre y octubre, la condición de humedad antecedente es húmeda (III); y para el resto del año la condición de humedad antecedente es media (II).

Tabla 1. Precipitación total anual (mm).

Estación	Período			Media anual
	nov/1985 - oct/1986	nov/1988 - oct/1989	nov/1990 - oct/1991	
Virginias	2218.0	2718.0	1815.7	2396.9
Pto. Niño	1884.2	3173.6	1370.6	2045.2
Padilla	2277.7	2931.1	1586.3	2473.5
Murillo	2296.7	3277.0	1954.0	2755.3

Tabla 2. Información sobre tipos de suelo en el área de estudio.

Asociación	Código	Conjunto	Composición modal	Granulometría conjunto			Textura
				Arena	Limo	Arcilla	
Yondó	YM	Yondó	0.50	41.02	17.53	41.45	Arcilla
		Montero	0.30	72.42	12.27	14.47	Franco arenoso
		Limón	0.20	11.78	15.56	73.22	Arcilla
Malena	ML	Malena	0.55	44.79	26.58	26.79	Franco arcillo arenoso
		La Miel	0.45	62.11	29.44	8.44	Franco arenoso
La María	LM	La María	0.30	15.07	47.20	37.73	Arcillo limoso
		Nare	0.25	31.51	38.20	30.29	Franco arcilloso
		La Rompida	0.25	43.77	39.42	16.81	Franco
		Grecia	0.20	33.82	42.71	23.46	Franco
Morela	MO	Morela	0.40	12.98	21.05	65.97	Arcilla
		Indios	0.30	13.00	28.42	58.58	Arcilla
		San Pablo	0.30	25.90	40.62	33.48	Franco arcilloso
Ite	IV	Ite	0.30	31.88	30.86	36.63	Franco arcilloso
		Vegachí	0.30	26.70	31.33	42.43	Arcilla
		Gallinazo	0.20	71.57	13.32	14.93	Franco arenoso
		Alicante	0.20	66.64	26.86	6.50	Franco arenoso
La Lora	LR	La Lora	0.40	33.00	33.83	33.17	Franco arcilloso
		Macanal	0.30	41.25	40.00	18.75	Franco
		Las Motos	0.30	19.71	27.47	54.53	Arcilla
Zaragoza	ZC	Zaragoza	0.55	49.57	15.30	35.86	Franco arcillo arenoso
		Samaná	0.25	59.20	20.40	20.40	Franco arcillo arenoso
		Caracolí	0.20	20.65	19.29	60.06	Arcilla

En función de la textura del suelo se asignó a cada conjunto uno de los cuatro grupos hidrológicos (A, B, C o D) dados por el SCS en función de su capacidad de infiltración según las relaciones presentadas en Bradbury et al., 2000.

Los valores de CN para las condiciones de humedad antecedente seca (I) y húmeda (III) se obtuvieron según las siguientes ecuaciones de ajuste tomadas de la referencia anterior:

$$\begin{aligned}
 \text{CNI} = & (1.44206581732462 \times 10^{-6})(\text{CNII})^4 - \\
 & (2.54340415305462 \times 10^{-4})(\text{CNII})^3 + \\
 & (2.07018739405394 \times 10^{-2})(\text{CNII})^2 - \\
 & (7.67877072822852 \times 10^{-3})(\text{CNII}) \\
 & + 2.09678222732103
 \end{aligned}
 \tag{3.1}$$

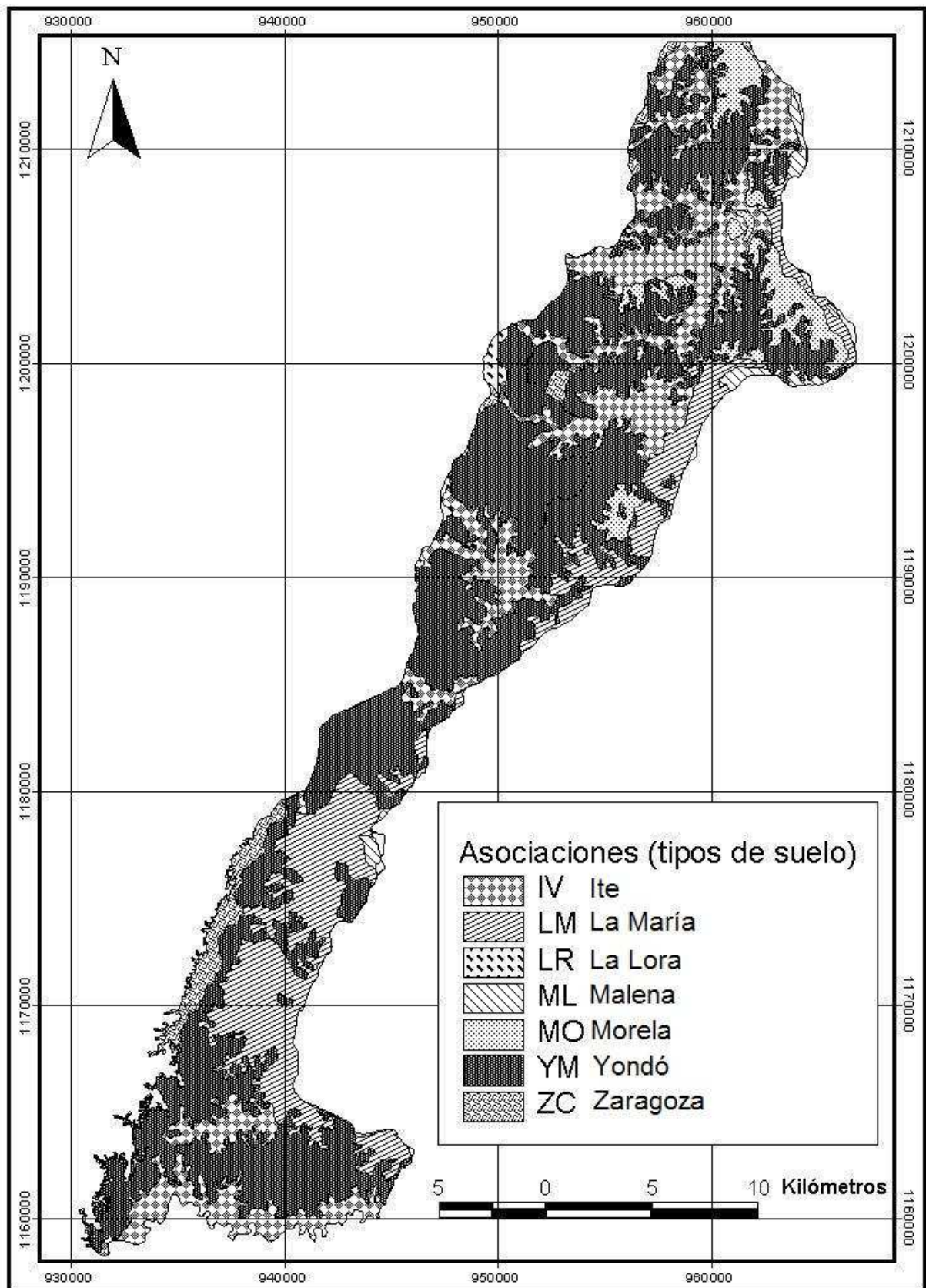


Figura 5. Tipos de asociaciones de suelo (la clasificación corresponde a la presentada en la Tabla 2).

Tabla 3. Reclasificación de coberturas en el área de estudio.

Información original		Según Anderson nivel II	
Categoría	Descripción	Categoría	Descripción
BN	Bosque Natural	42	Evergreen Forest Land
BP	Bosque Plantado	42	Evergreen Forest Land
CA	Cuerpos de Agua	51	Streams and Canals
CAN	Cuerpos de Agua Naturales	52	Lakes
CNN	Construcciones Nucleadas	16	Mixed Urban or Built Up Land
CT	Cultivos Transitorios	21	Cropland and Pasture
MA	Minería Activa	75	Strip Mines, Quarries, and Gravel Pits
PM	Pastos Manejados	21	Cropland and Pasture
PNM	Pastos no Manejados	21	Cropland and Pasture
RA	Rastrojos Altos	31	Herbaceous Rangeland
RB	Rastrojos Bajos	31	Herbaceous Rangeland
TDD	Campo Petrolero Omimex	13	Industrial

$$\begin{aligned}
 \text{CNIII} = & (-6.20352282661163 \times 10^{-7})(\text{CNII})^4 + \\
 & (1.60650096926368 \times 10^{-4})(\text{CNII})^3 - \\
 & (2.03362629006156 \times 10^{-2})(\text{CNII})^2 + \\
 & (2.01054923513527)(\text{CNII}) + 3.65427885962651
 \end{aligned}$$

3.2

Con base en el grupo hidrológico y las diferentes coberturas se asignó un CN (para cada una de las posibles condiciones de humedad antecedente) a cada conjunto. Luego, se obtuvieron los valores de CN para cada asociación como un promedio ponderado de los valores de cada conjunto usando la composición modal como factor de ponderación (Tabla 5).

Tabla 4. Capacidad Máxima de Almacenamiento, SM_{\max} , de cada asociación.

Asociación (tipo de suelo)	Capacidad de campo (cm^3 agua/ cm^3 suelo)	Bosques (42)		Zonas urbanas (16)		Pastos y cultivos (21)		Rastrojos (31)		Industrial (13)	
		Profundidad Raíces (cm)	SM_{\max} (mm)	Profundidad Raíces (cm)	SM_{\max} (mm)	Profundidad Raíces (cm)	SM_{\max} (mm)	Profundidad Raíces (cm)	SM_{\max} (mm)	Profundidad Raíces (cm)	SM_{\max} (mm)
YM	0.33	149	492.2	64	212.1	67	221.9	78	256.8	23	74.4
ML	0.24	199	478.7	87	208.8	96	231.4	109	260.5	32	75.8
LM	0.31	172	533.0	73	226.3	89	275.6	102	317.5	24	75.2
MO	0.46	132	607.0	55	252.8	65	297.1	78	358.0	17	78.5
IV	0.28	172	482.5	75	209.5	81	225.9	91	255.8	27	75.1
LR	0.33	162	533.1	68	225.2	83	273.6	96	318.4	22	73.4
ZC	0.31	170	527.2	72	221.9	89	275.3	105	325.4	23	71.4

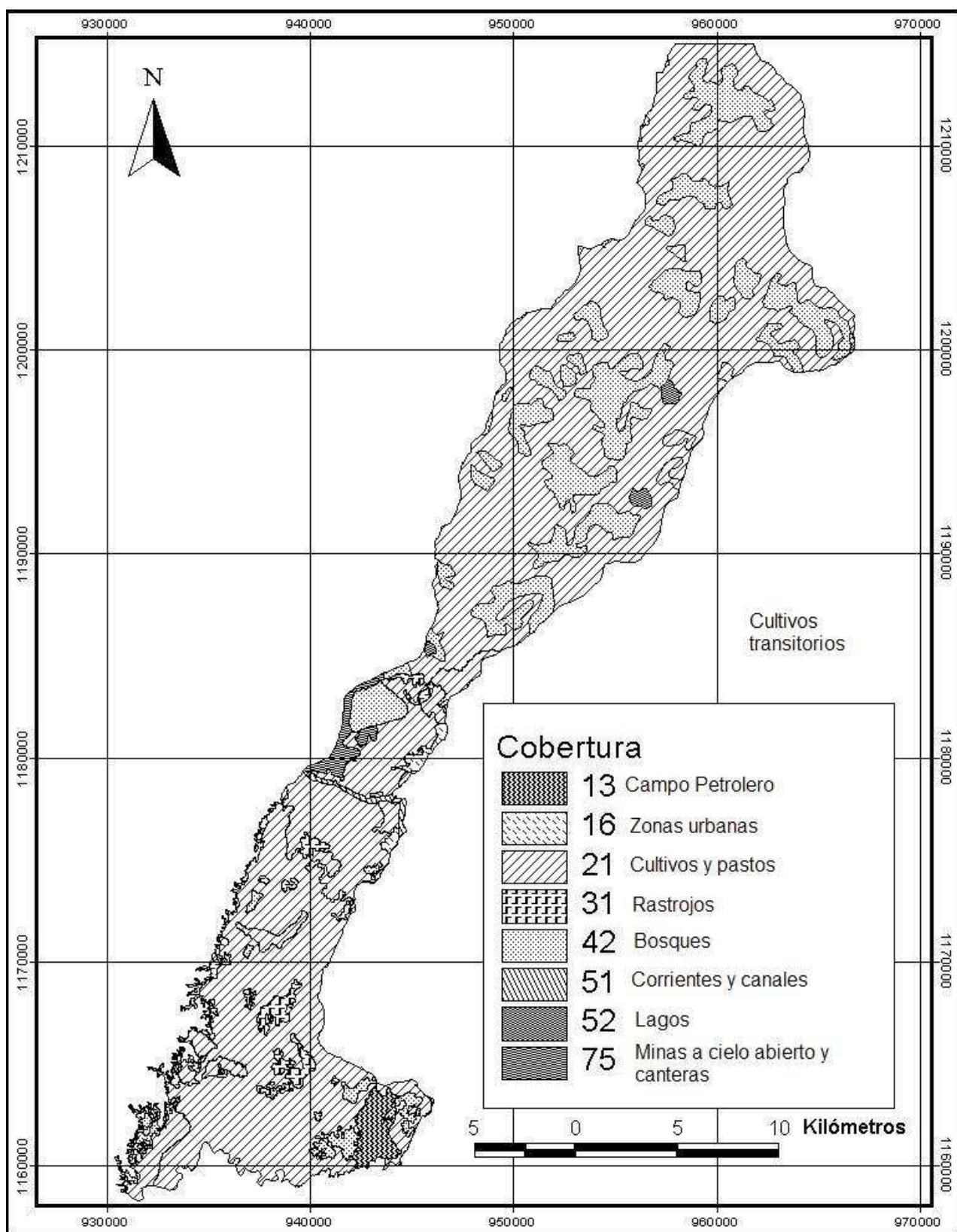


Figura 6. Coberturas (la clasificación obedece a las descripciones del Tabla 3).

Tabla 5. Número de Curva para condición de humedad antecedente media, CN II, para cada asociación.

CÓDIGO ASOCIACIÓN	COBERTURA (Categorías según Anderson)					
	42 (Bosques)	13 o 16 (Zona industrial o urbana)	21 (Pastos y cultivos)	31 (Rastrojos)	51 o 52 (Corrientes, canales o lagos)	75 (Minas a cielo abierto y canteras)
YM	61	89	75	68	100	5
ML	42	85	67	51	100	5
LM	52	87	72	60	100	5
MO	75	92	80	78	100	5
IV	54	88	73	62	100	5
LR	59	89	74	65	100	5
ZC	59	89	73	65	100	5

3.7. Evapotranspiración

Fue calculada mediante la ecuación empírica de Thornthwaite:

$$EVP = 1.6 \left(10 \frac{T}{I} \right)^a \quad 3.3$$

donde EVP es la evapotranspiración potencial en cm/mes, T es la temperatura media mensual en grados centígrados e I es el índice calórico anual dado por:

$$I = 12 \left(\left(\frac{T_{\text{anual}}}{5} \right)^{1.514} \right) \quad 3.4$$

y a es un exponente dado en función de I como se muestra a continuación:

$$a = (675 \cdot 10^{-9})I^3 - (771 \cdot 10^{-7})I^2 + (179 \cdot 10^{-4})I + 0.492 \quad 3.5$$

Los registros de temperatura media mensual se obtuvieron de la estación Puerto Boyacá (Fig. 4).

En el Tabla 6 se muestran los valores de EVP, calculados usando estas expresiones, para los tres períodos anuales de estudio.

3.8. Humedad del suelo

Cada vez que se hace el balance en una celda entre la infiltración y la evapotranspiración, es necesario considerar la humedad del suelo en ese momento. Para esto debe partirse de un valor inicial de humedad del suelo. Para asumir este valor, se consideró que en el mes de noviembre el suelo está completamente saturado debido a las lluvias de octubre. Es por esta razón que cada uno de los períodos de estudio elegidos se inició en noviembre con un valor de humedad del suelo igual a su capacidad máxima de almacenamiento. En los meses siguientes, la humedad del suelo se obtiene tras efectuar el balance hídrico así: se calcula la diferencia a nivel mensual entre la infiltración y la evapotranspiración. Cuando esta diferencia es positiva significa que hay una entrada neta de agua al suelo que se suma a su humedad antecedente. Si el resultado de esta suma es mayor que la capacidad máxima de almacenamiento del suelo, entonces el excedente se convierte en recarga y el suelo queda saturado para iniciar los cálculos en el mes siguiente. Cuando la diferencia entre la infiltración y la evapotranspiración es negativa, significa que no se produce recarga y en cambio el suelo pierde humedad. La cantidad de humedad que pierde el suelo es, a lo sumo, igual a la diferencia negativa entre la infiltración y la evapotranspiración, pero está limitada por la disponibilidad de humedad

Tabla 6. Evapotranspiración (mm/mes) según la ecuación de Thornthwaite.

Mes	Año 1985-1986	Año 1988-1989	Año 1990-1991
Nov	138.3	137.1	148.8
Dic	153.7	126.8	144.3
Ene	165.4	147.9	153.4
Feb	136.2	143.7	162.9
Mar	151.4	133.6	153.4
Abr	146.9	156.5	151.1
May	156.0	147.9	153.4
Jun	153.7	152.1	165.3
Jul	172.6	161.0	160.4
Ago	180.4	145.7	185.9
Sep	160.6	131.6	165.3
Oct	128.0	133.6	139.9
ANUAL	1843.1	1717.5	1883.9

del suelo en ese momento. La humedad remanente tras este proceso, es la humedad del suelo para el mes siguiente.

3.9. Algoritmo utilizado

Para correr el modelo se hizo un programa en lenguaje Visual Basic que incorpora la información proveniente del software ArcView mediante archivos en formato Ascii. La información de entrada que requiere el programa para cada cuenca es la siguiente:

- Mapas en formato raster de valores de CN para las tres condiciones posibles de humedad antecedente: contienen los valores de CN para cada una de las tres posibles condiciones de humedad antecedente. El programa selecciona internamente el valor de CN a utilizar en función de la temporada del año.
- Mapa de direcciones de flujo en formato raster: contiene uno de ocho valores posibles cada uno de los cuales indica una dirección de flujo.
- Mapa de capacidad máxima de almacenamiento del suelo en formato raster: contiene los valores presentados en la Tabla 4, asignados a cada celda en función del tipo de suelo y la cobertura.

- Registros de precipitación diaria en formato txt: Contienen los datos de precipitación diaria durante cada uno de los períodos estudiados.

- Registros de evapotranspiración potencial mensual en formato txt: Contienen los valores de EVP presentados en la Tabla 6.

El funcionamiento del programa, que se basa en el diagrama presentado en la Figura 3, puede describirse como sigue:

- Con los registros de precipitación diaria se generan mallas que contienen en cada celda el valor de la precipitación correspondiente a un día.
- A partir de los datos de precipitación diaria y usando los valores de número de curva, se calcula en cada celda la escorrentía según las ecuaciones 2.3 y 2.4. La diferencia entre la precipitación y la escorrentía generada se considera como infiltración.
- La escorrentía generada en cada celda es movida hacia otra celda o afuera del sistema según indique el mapa de direcciones de flujo. Este desplazamiento supone un proceso iterativo en el que la escorrentía avanza únicamente una celda en cada iteración. Con la escorrentía recibida por cada celda en una iteración, se repite el cálculo de la ecuación 3 para separar nuevamente una escorrentía y una infiltración. Las infiltraciones generadas

en una misma celda se suman para obtener un valor total de infiltración en cada día. El proceso iterativo termina cuando toda la precipitación de un día ha salido de la cuenca en forma de escorrentía o se ha convertido en infiltración. Al terminar las iteraciones de un día se pasa al día siguiente y se repite el proceso hasta el final de año.

- Las infiltraciones totales diarias se agregan para obtener infiltraciones mensuales.
- Para el primer mes (noviembre), se calcula la diferencia entre la infiltración y la evapotranspiración y se compara con la humedad del suelo como se ha indicado antes. La humedad del suelo al final del proceso es el valor que se utiliza en el mes siguiente. El resultado de este proceso es una malla con valores de recarga potencial mensual. El proceso se repite hasta completar los doce meses del año.
- Los valores de recarga potencial mensual se agregan para conformar una malla única con valores de recarga potencial anual.

4. RESULTADOS OBTENIDOS

Se obtuvieron mapas de recarga potencial anual para cada uno de los tres períodos estudiados. En estos mapas es posible observar la variabilidad espacial de la recarga (Fig. 7-9).

5. REVISIÓN DE EXPRESIONES EMPÍRICAS PARA ESTIMAR LA RECARGA

Se estimó la recarga a partir de las siguientes expresiones empíricas (Lerner, D. N. et al., 1990):

- Cheeturvedi:

$$r = 1.35(p - 14)^{0.5} \quad 5.1$$

donde r es la recarga (pulg/año); y p es la precipitación (pulg/año).

- Sehgal (1973)

$$r = 2.5(p - 16)^{0.5} \quad 5.2$$

donde r es la recarga (pulg/año); y p es la precipitación (pulg/año).

Los valores de recarga obtenidos mediante las expresiones 5.1 y 5.2 se calcularon con el propósito de compararlos con los valores de las Figuras 7 a 9 (Tabla 7). Es importante notar que la gran variabilidad espacial de la recarga, hace considerar que un único valor para el área de estudio puede no ser confiable.

Período	Modelo iterativo		Cheeturvedi	Sehgal
	media	desviación estándar		
Normal	327	157	290	529
Niño	22	41	254	462
Niña	1304	248	350	642

Tabla 7. Resultados obtenidos mediante tres métodos diferentes.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En el área estudiada, la recarga en un año de condiciones climáticas promedias equivale a entre el 5% y el 23% de la precipitación. Esta relación entre la precipitación y la recarga está dentro de los rangos comúnmente referidos en la literatura (Rushton K. R. y Ward C., 1979). Además, los valores de recarga calculados mediante las expresiones empíricas utilizadas, son similares a los intervalos obtenidos para algunas zonas dentro del área de estudio por el método de balance propuesto, pero pueden no ser representativos de toda el área, debido a la variabilidad espacial y temporal de los parámetros que influyen en la recarga.

En comparación con los resultados obtenidos mediante las fórmulas empíricas, la recarga estimada durante los años Niño y Niña es significativamente menor y mayor

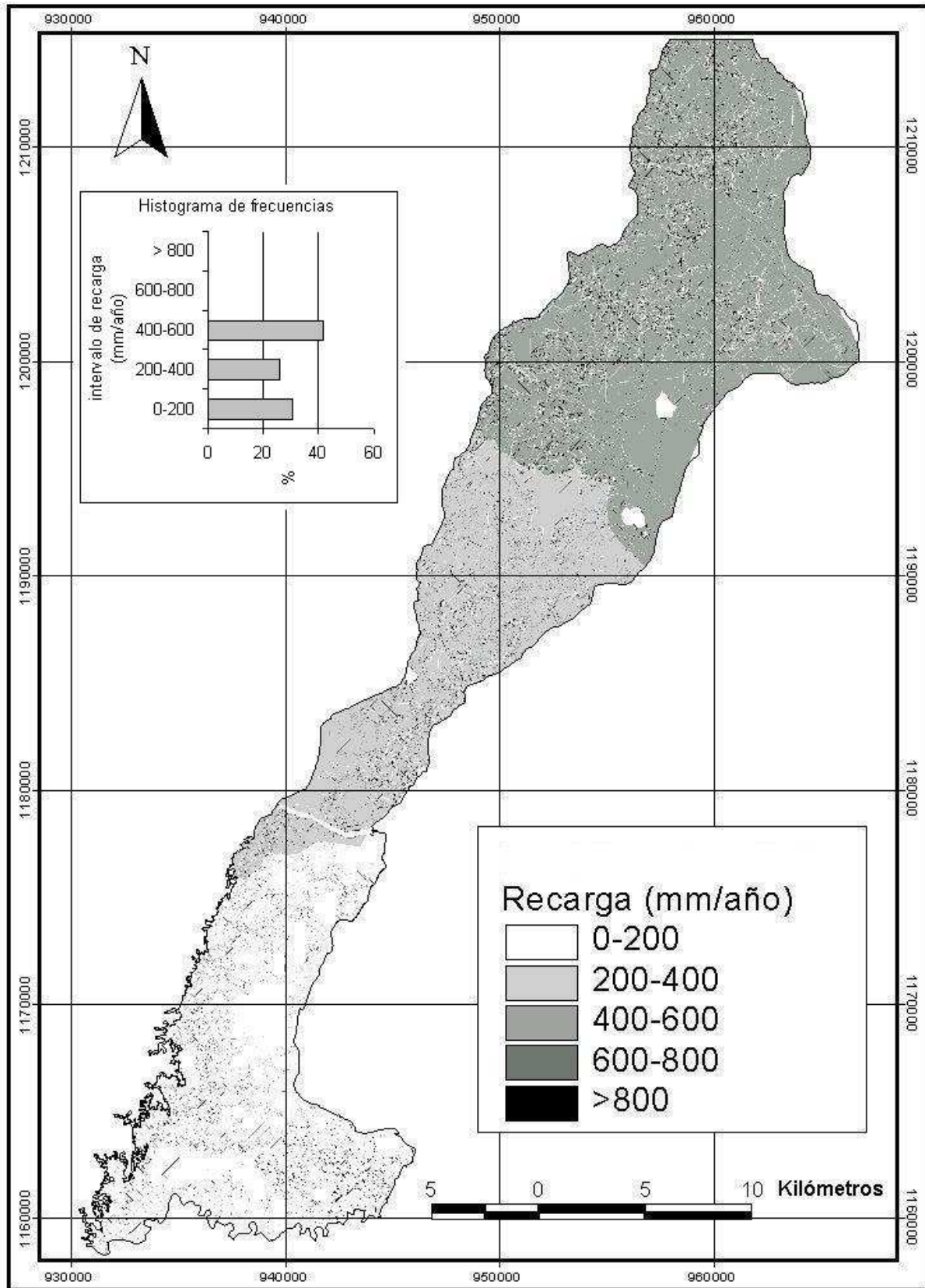


Figura 7. Mapa de recarga en un año normal.

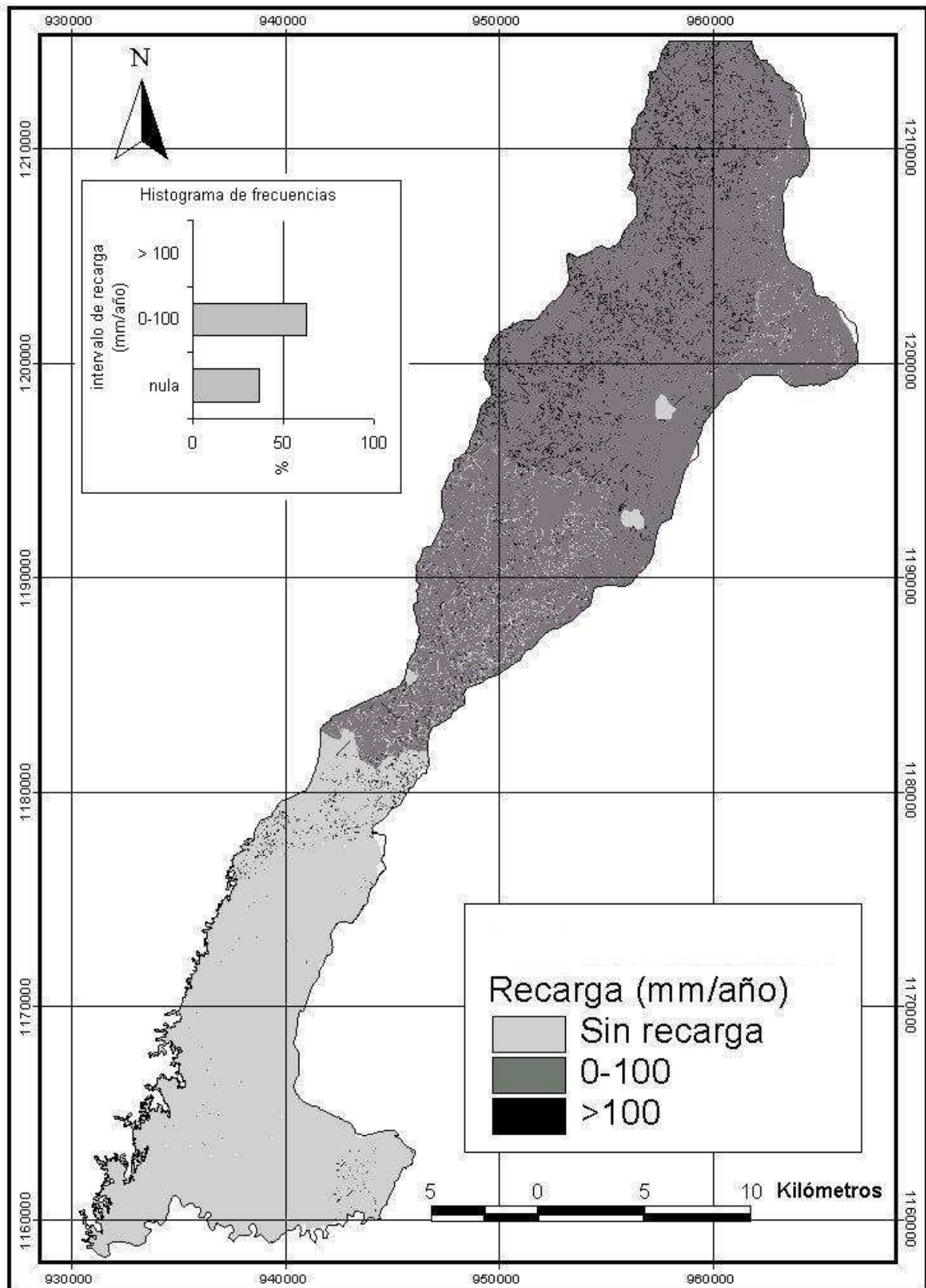


Figura 8. Mapa de recarga en un año Niño.

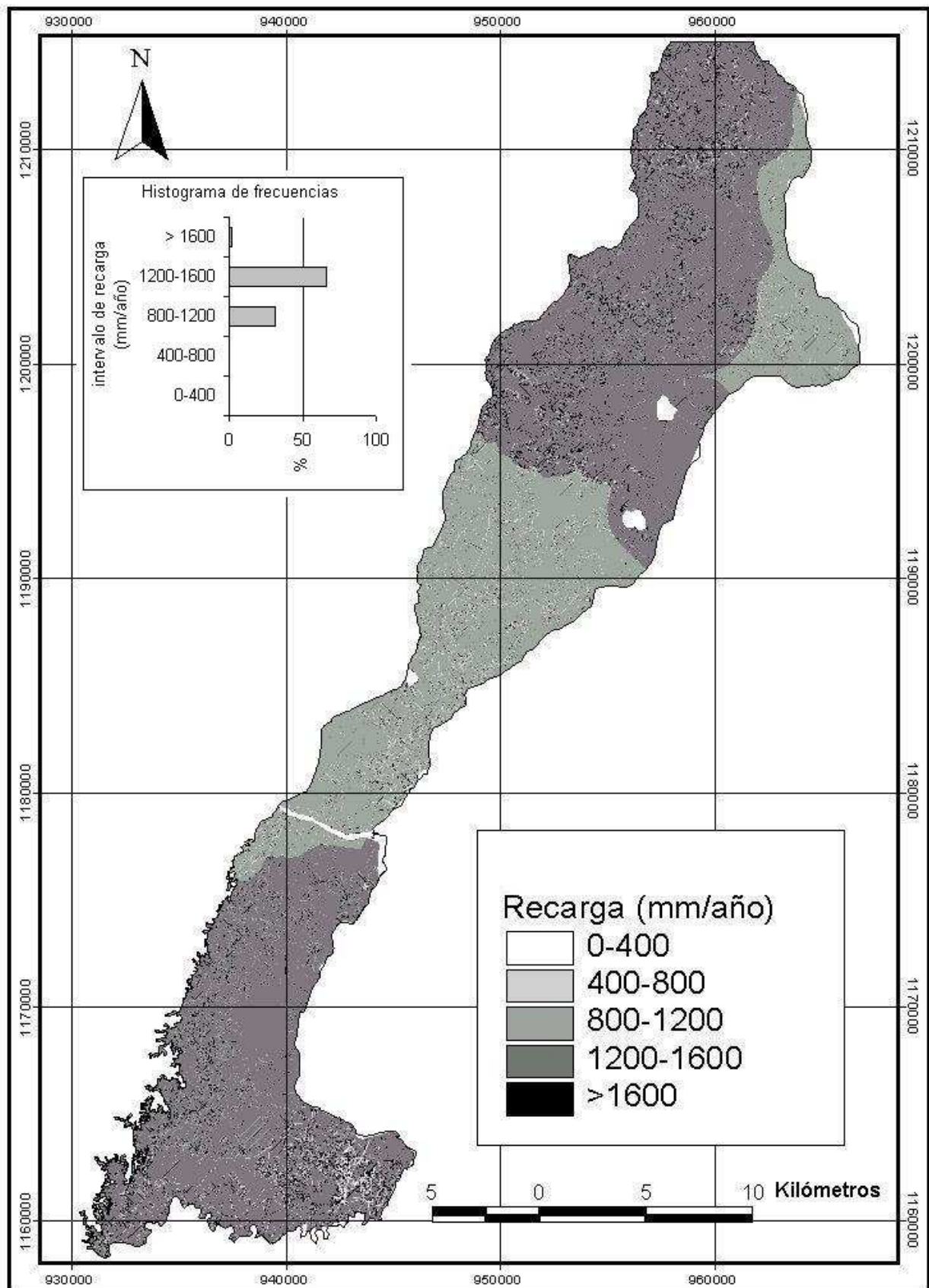


Figura 9. Mapa de recarga en un año Niña.

respectivamente, como resultado de la consideración de aspectos adicionales a las magnitudes de la temperatura y la precipitación.

En un año Niño la recarga puede ser nula en algunas zonas dentro del área de estudio. En cambio, durante un año Niña, la recarga se incrementa en más de un 100% con respecto a la condición normal.

Al hacer un análisis de sensibilidad a los parámetros que más influyen en la recarga, se encontró que la cobertura y textura de los suelos tenían mucho menos peso que las variaciones en la topografía y la precipitación.

El modelo aplicado ofrece la ventaja de que la información requerida para su aplicación es generalmente accesible en los estudios hidrogeológicos, y no se requieren datos de caudal.

El proceso iterativo que permite la evaluación de un balance hídrico celda a celda dentro de un modelo digital de una zona determinada, podría aprovecharse para extraer resultados de interés hidrológico como hidrógrafas y caudales mínimos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a CORANTIOQUIA por la financiación y permanente colaboración en el proyecto dentro del cual se realizó este estudio.

REFERENCIAS

BALEK, J., 1988. Groundwater Recharge Concepts. En: Estimation of Natural Groundwater Recharge. Reidel, NATO ASI Series, Boston. p. 3-9.

BRADBURY, K. et al., 2000. Refinement of Two Methods for Estimation of Groundwater Recharge Rates. University of Wisconsin, USA. 84p.

CUSTODIO, E., 1997. Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación

y la incertidumbre. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. Textos del Seminario celebrado en Las Palmas de Gran Canaria. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. p. 19-39.

DE VRIES, J. y SIMMERS, I., 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. En: Hydrogeology Journal, No 10. p. 5-17.

ISSAR, A. y PASSHIER, R., 1990. Regional Hydrogeological Concepts. En: Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. R. van Acken GmbH, Hannover. p. 20-98.

LERNER, D. N., 1990. Techniques. En: Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. R. van Acken GmbH, Hannover. p. 99-229.

LERNER, D. N. et al., 1990. Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. R. van Acken GmbH, Hannover. 345p.

NOAA / NATIONAL WEATHER SERVICE / CLIMATE PREDICTION CENTER. Cold and Warm Episodes by season. En internet: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.html.

RUSHTON, K. R. y WARD, C., 1979. The estimation of groundwater recharge. En: Journal of Hydrology, No 41. p. 345-361.

SAMPER, C. J., 1997. Métodos de Evaluación de la Recarga por la Lluvia por Balance de Agua: Utilización, Calibración y Errores. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. Textos del Seminario celebrado en Las Palmas de Gran Canaria. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. p. 41-79.

SCANLON, B. R. et al., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. En: Hydrogeology Journal, No 10. p. 18-39.

SIMMERS, I. 1990. Aridity Groundwater Recharge and Water Resources Management. En: Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. R. van Acken GmbH, Hannover. p. 1-20.

SOIL CONSERVATION SERVICE, 1968. A method for estimating volume and rate of runoff in small watersheds. US Department of Agriculture, Washington D. C. 40p.