

Análisis de los procesos de recarga y las interacciones agua superficial - subterránea en la cuenca Bolo del río Cauca, Colombia

Guillermo Céspedes López⁽¹⁾, Tibor Yvan Stigter⁽²⁾, Maria Teresa Condesso de Melo⁽³⁾ y Micha Werner⁽⁴⁾

(1) Calle 56C # 42C-23, 760025 Cali, Colombia.
gmcespedes@gmail.com

(2) IHE – Institute for Water Education. Westvest 7, 2611 AX, PO Box 3015, 2601 DA Delft, The Netherlands.
t.stigter@un-ihe.org

(3) Instituto Superior Técnico Universidade de Lisboa, Av. Rovisco Pais 1, 1049-001 Lisboa, Portugal.
teresa.melo@tecnico.ulisboa.pt

(4) IHE – Institute for Water Education. Westvest 7, 2611 AX, PO Box 3015, 2601 DA Delft, The Netherlands.
m.werner@un-ihe.org

RESUMEN

Un estudio detallado de los procesos de recarga y de las interacciones entre el agua superficial y el agua subterránea fue realizado en la cuenca del río Bolo, que forma parte de la cuenca del río Cauca (Colombia), que es un área con alto consumo de agua subterránea. Esta investigación se centra en el estudio de los procesos de recarga subterránea del acuífero y sus interacciones con el río Bolo. Los valores medios de recarga anual estimados varían de acuerdo a la geología de la cuenca, con una mayor recarga en los conos aluviales donde predominan suelos franco arenosos en comparación con las llanuras aluviales donde predominan suelos franco arcillosos. Los valores estimados de recarga promedio anual utilizando el método de balance hídrico varían desde 162 mm/año (11% P) en las llanuras aluviales hasta 522 mm/año (35% P) en los conos aluviales. Por otro lado, mediante el método de balance de cloruros la recarga estimada es menor con un promedio de 102 mm/año (7% P) en las llanuras aluviales y de 385 mm/año (26% P) en los conos. Las interacciones entre el agua superficial y el agua subterránea se estudiaron a través de análisis de niveles piezométricos y análisis físico-químicos. Los resultados confirman que el río Bolo y el acuífero alternan áreas de recarga y descarga a lo largo de la cuenca.

Palabras clave: agua subterránea, balance hidrológico del suelo, hidrogeología, interacciones agua superficial-subterránea, recarga.

Analysis of the recharge processes and surface-groundwater interactions in the Bolo catchment of the Cauca river, Colombia

ABSTRACT

We have carried out a detailed analysis of the recharge processes and surface water - groundwater flow interactions in the Bolo catchment of the Cauca River (Colombia), one of the areas with highest groundwater demand in the region. This research is focused on the study of groundwater recharge in the aquifer and its interactions with the Bolo River. Estimated recharge varies with the geology, with a higher recharge in the alluvial fans mostly underlain by loam sandy soils, and lower values in the alluvial plains, where loam clay soils are predominant. Estimation of average annual recharge by the soil water balance method varies from 162 mm/year (11% of P) in the alluvial plains and up to 522 mm/year (35% of P) in the alluvial fans. Estimated recharge values are lower with the chloride mass balance method, with an average of 102 mm/year (7% of P) in the alluvial plains and 385 mm/year (26% of P) in the fans. Surface water - groundwater interactions were studied through the analysis of groundwater hydraulic heads and hydrochemical analysis. Our results confirm that the Bolo River and the shallow aquifer have different interactions throughout the catchment, producing recharge and discharge areas.

Keywords: groundwater, hydrogeology, recharge, soil water balance, surface water - groundwater interaction.

Introducción

La recarga subterránea se puede dar por la percolación del agua proveniente de la precipitación hasta alcanzar el nivel freático o por medio de la interacción entre cuerpos de agua superficial, como ríos o humedales, que en algunos casos pierden agua hacia el acuífero.

La recarga sobre un área normalmente se considera igual al exceso de infiltración sobre la misma. Sin embargo, no toda alcanza necesariamente el nivel freático. Este flujo puede ser obstaculizado por horizontes de baja conductividad hidráulica y desaparecer del subsuelo a medida que fluye hacia depresiones locales cercanas, donde fluye a manera de escorrentía o se evapora en lugar de unirse a un sistema regional de agua subterránea. En acuíferos someros se puede dar otra situación en relación a la escala por área: un aumento del nivel freático causado por la recarga puede dar inicio a un sistema local de agua subterránea, generando una descarga asociada dentro de la misma área. Por lo tanto, la recarga total en este caso es menor al flujo descendente hacia el nivel freático. Existe un problema similar en zonas con un nivel freático somero y está asociado a la escala de tiempo: el agua puede inicialmente entrar al acuífero, pero puede salir del sistema rápidamente por evapotranspiración (de Vries and Simmers, 2002).

El agua subterránea y el agua superficial no son componentes aislados del ciclo hidrológico. Por el contrario, interactúan dependiendo de escenarios fisiográficos y climáticos. El estudio de las interacciones entre cuerpos de agua superficial y cuerpos subterráneos es importante para identificar procesos de recarga y descarga del acuífero, que pueden tener lugar debido a estas interacciones.

La administración de los recursos hídricos en el mundo actual requiere de un manejo sostenible y acoplado de los sistemas hídricos superficiales y subterráneos y de los ecosistemas dependientes de estas relaciones, y con el objetivo de avanzar en la creación de nuevas políticas al respecto se requieren investigaciones actuales y con un enfoque interdisciplinario. El aumento de la demanda sobre los recursos hídricos y la incertidumbre de la disponibilidad del agua debido al cambio climático, han generado mayor conciencia en la necesidad de administrar el agua subterránea y el agua superficial como un solo recurso (Fleckenstein *et al.*, 2010).

La administración conjunta de los recursos hídricos implica el uso combinado del agua subterránea, el agua superficial y fuentes adicionales para alcanzar el cumplimiento de políticas públicas y metas en el manejo del recurso. El uso conjunto de las fuentes hídricas permite una mayor seguridad y estabilidad en el suministro del agua, ayuda a la adaptación a variaciones e incertidumbres climáticas y reduce el agotamiento y la degradación de los recursos hídricos (Ross, 2017).

Esta investigación se enmarca en el proyecto Evidence4Policy, en el que participan IHE – Institute for Water Education y tres universidades de Colombia y cuyo objetivo principal es producir evidencia científica que apoye metodologías para la creación de políticas públicas en torno al agua subterránea en Colombia; tiene como objetivos principales: estimar la recarga del agua subterránea y su variabilidad temporal y espacial en la cuenca del río Bolo, en el valle geográfico del río Cauca, Colombia y evaluar la importancia de las interacciones río-acuífero en la recarga y descarga subterránea en la cuenca.

Zona de estudio

La cuenca del río Bolo (410 km²) es una sub-cuenca de la cuenca mayor del río Cauca (Figura 1), donde se ubica la mayor parte de la industria de caña de azúcar en Colombia, y una parte importante de la producción cafetera, áreas mineras y de desarrollo agrícola (CVC and UNIVALLE, 2007).

La topografía es variada y va desde los 950 hasta los 4100 m snm, lo que hace posible la presencia de diferentes pisos térmicos, desde páramos hasta llanuras cálidas. La temperatura promedio en la zona plana es de 23.8 °C, y disminuye en promedio 1°C por cada 170 metros de ascenso en altura. La cuenca se encuentra en la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), el año hídrico se divide en dos temporadas lluviosas y dos temporadas secas. En la zona de cordillera, la precipitación promedio es de 2000 mm/año, mientras que en la zona plana la precipitación es de alrededor de 1100 mm/año en promedio.

El río Bolo tiene cerca de 66 km desde la confluencia de los ríos Bolo Azul y Bolo Blanco. Su principal tributario es el río Aguaclara, que descarga sus aguas al río Bolo cerca de los 980 m snm. Cerca de la mitad de la cuenca está ubicada en el acuífero del Valle del Cauca, que está compuesto principalmente de sedimentos aluviales; la otra mitad es la zona de producción de la cuenca que está por encima del piedemonte de la cordillera.

Estudios hidrogeológicos anteriores han identificado dos sistemas acuíferos en los sedimentos aluviales con características y ubicaciones bien definidas (CVC, 2000) (Figura 2). La unidad A es un acuífero semiconfinado, con un espesor promedio de 120 m y alrededor del 40% de sedimentos permeables. La unidad B es una capa confinante, principalmente compuesta de arcillas con un espesor promedio de 60 m, que está bien definida en las zonas cercanas al río Cauca y desaparece hacia las cordilleras. Es la unidad confinante de la unidad C y no tiene un potencial interés para la explotación del agua subterránea. La unidad C es un acuífero confinado con espesores de hasta 400 m, compuesto por capas de arenas, gravas y cantos; las aguas de este acuífero están siendo recientemente explotadas y se consideran como la reserva para el futuro.

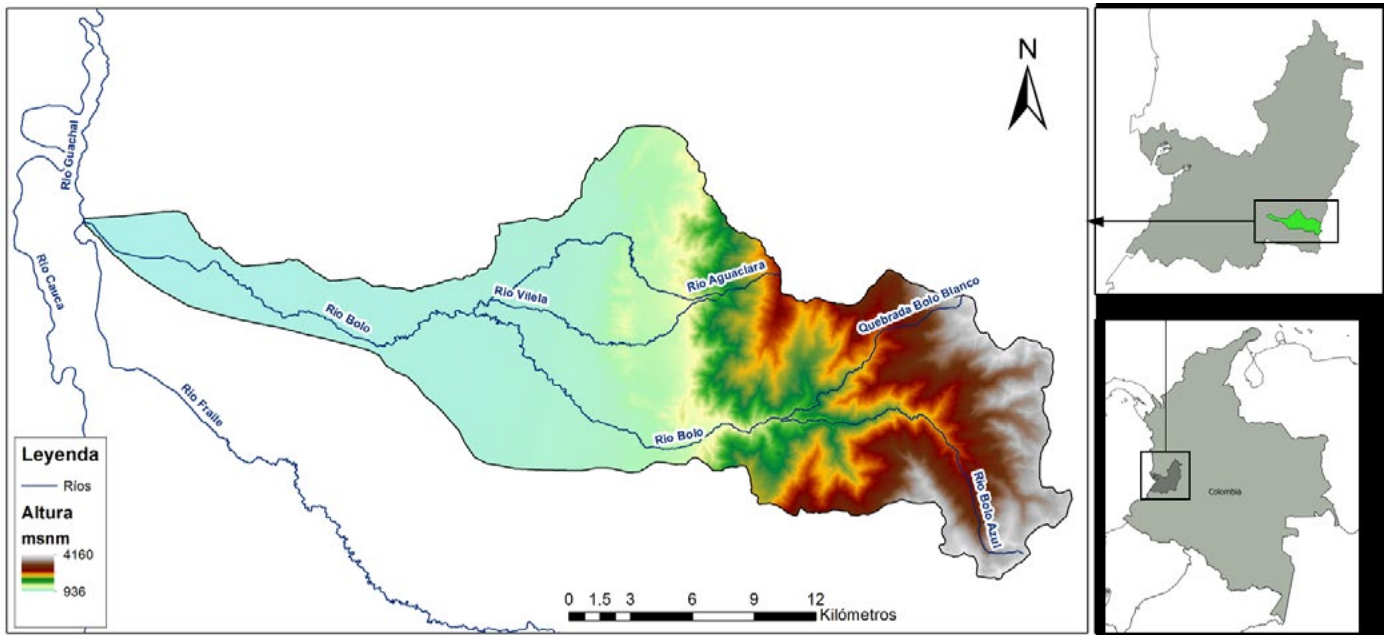


Figura 1. Ubicación del Valle del Cauca en Colombia y de la cuenca del río Bolo.
Figure 1. Location of the Bolo catchment area and the Cauca Valley in Colombia.

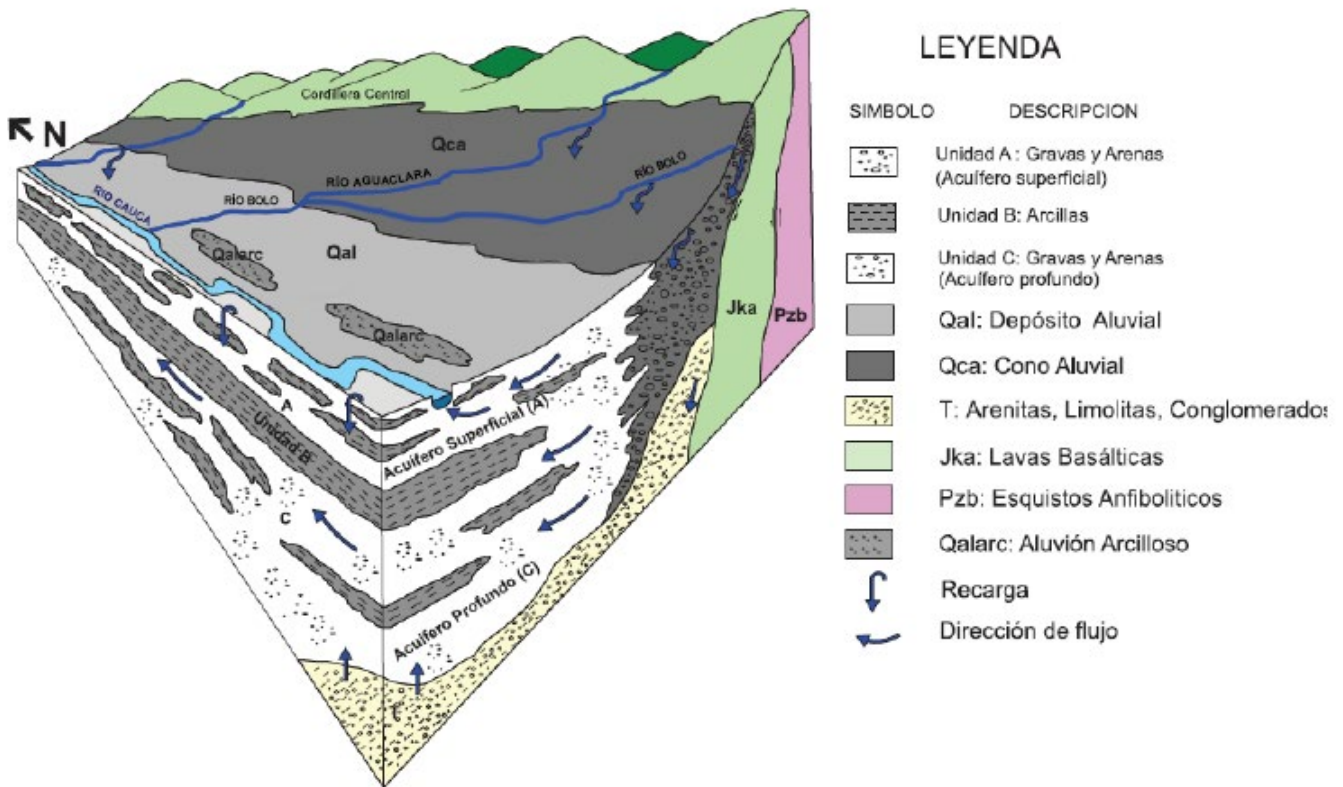


Figura 2. Modelo hidrogeológico conceptual para el sur del Valle del Cauca. © Copyright CVC
Figure 2. Hydrogeological conceptual model for the south of the Cauca Valley. © Copyright CVC

Metodología

Recarga del agua subterránea

El primer método utilizado para el cálculo de la recarga subterránea es el método del balance hídrico en el suelo (Nonner and Stigter, 2016), con el que se realizó también el análisis de variabilidad temporal y espacial.

Esta estimación se realizó a nivel diario para el periodo 2000-2016, los datos meteorológicos se tomaron de las estaciones más cercanas con información disponible a la escala requerida: los valores de precipitación se tomaron de la estación Chambú (1255 m snm) y para la temperatura de la estación CIAT Palmira (970 m snm). Se usaron además: datos de profundidad del agua subterránea; datos del tipo de cultivo como la profundidad de las raíces y la profundidad de extinción de las raíces para la evapotranspiración que también cambia de acuerdo al tipo de suelo; datos relacionados con el tipo de suelo como la capacidad de campo y el número de curva; y datos de riego (Tabla 1). Los datos de profundidad del agua subterránea se definieron a partir de los registros diarios de sensores instalados en dos pozos en la cuenca: vpr-pm-10 y vp-pm-6, utilizando dos años de registros se definieron dos profundidades del agua

subterránea para cada punto: una correspondiente a los meses lluviosos y una correspondiente a los meses secos. La humedad disponible a capacidad de campo se refiere a la diferencia entre el contenido volumétrico de humedad a capacidad de campo y el contenido volumétrico de humedad en el punto de marchitez como una fracción del volumen total. La estimación de la recarga mediante este método se realizó en dos puntos específicos: uno en los conos aluviales (1020 m snm) y uno en las llanuras aluviales (950 m snm) (Figura 3).

La recarga también se estimó mediante el método de balance de masa de cloruros (Allison and Hughes, 1978), usado también para el análisis de la variabilidad espacial de la recarga en la cuenca. Para la aplicación de este método se emplearon datos de precipitación multianual promedio, concentración de cloruros en la precipitación y concentraciones de cloruros en el agua subterránea. Los datos de precipitación media multianual se tomaron de las dos estaciones más cercanas con la información requerida disponible: una en los conos aluviales (Chambú) y una en las llanuras aluviales (Ing. La Quinta). Los valores de concentraciones de cloruros se tomaron de la campaña de campo realizada en mayo de 2017: un total de 14 pozos someros muestreados y una muestra de agua lluvia en un colector

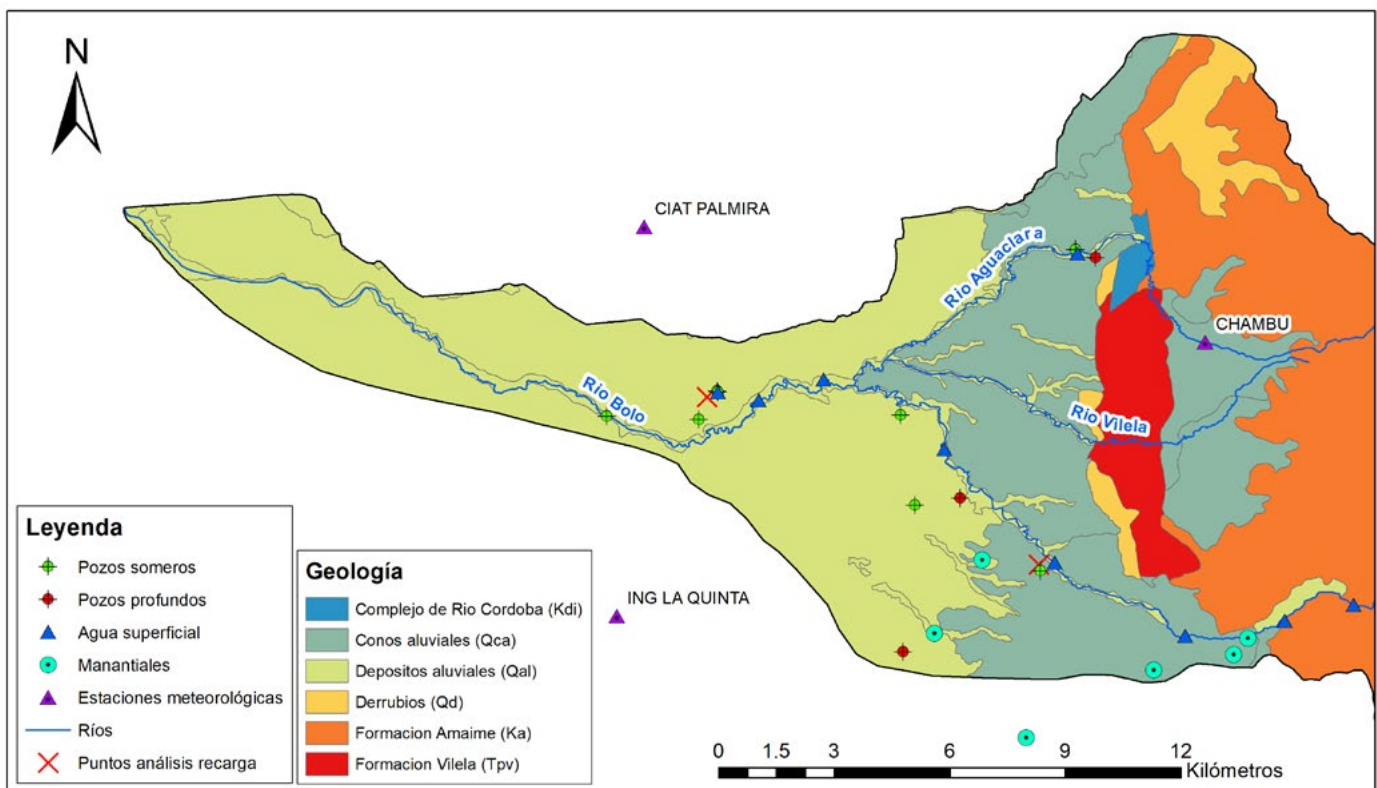


Figura 3. Geología de la zona, y puntos de monitoreo de niveles y de muestreo utilizados en el estudio.

Figure 3. Geology of the area, and points for monitoring groundwater levels and sampling used in this study.

Parámetro	Conos aluviales	Llanura aluvial
Profundidad del agua subterránea (cm)	Entre 670 y 780 (vpr-pm-10)	Entre 75 y 200 (vp-pm-6)
Tipo de cultivo	Caña de azúcar	Caña de azúcar
Profundidad de las raíces (cm)	60	60
Profundidad de extinción (cm)	170	505
Tipo de suelo	Franco arenoso	Franco arcilloso
Agua disponible a capacidad de campo (fracción)	0.2	0.2
Número de curva	59	74
Riego	1.54 mm/día - 180 días al año	1.54 mm/día - 180 días al año
Recarga anual promedio	522 mm	162 mm

Tabla 1. Datos utilizados para la estimación de la recarga mediante el método del balance hídrico del suelo.

Table 1. Data used for the recharge estimation using the soil water balance method.

instalado a los 971 m snm (Figura 3). La concentración de cloruros en la precipitación corresponde a una muestra compuesta por aguas recolectadas durante dos meses, durante el periodo de mayores lluvias de 2017.

Estos puntos se dividieron en dos grupos, realizando el cálculo promedio de las concentraciones de cloruros y estimando los valores de recarga para los conos aluviales y para las llanuras aluviales. Para el análisis de variabilidad espacial se calculó la recarga en cada uno de los puntos, cuyos resultados fueron interpolados utilizando el kriging.

Interacciones entre agua superficial – agua subterránea

Para el estudio de las interacciones entre el agua subterránea y el agua superficial se utilizaron dos métodos: mediciones de los niveles del agua subterránea en el acuífero somero y muestreo de aguas en diferentes fuentes para realizar el respectivo análisis hidroquímico.

Para las mediciones de niveles del agua se utilizaron 10 sensores en pozos poco profundos (<15 m). Con estas mediciones y con las ubicaciones de seis manantiales (Figura 3) se generó el mapa piezométrico del acuífero somero en la cuenca. El mapa se creó mediante la interpolación co-kriging, tomando los niveles de terreno como segundo insumo para la interpolación.

Para el análisis hidroquímico se recolectaron muestras de 26 puntos entre agua superficial, agua subterránea somera, agua subterránea profunda y agua lluvia (Figura 3). El análisis se realizó estudiando la evolución química de iones mayoritarios y de la conductividad eléctrica (CE) en las aguas de la cuenca; la clasificación de las aguas y su evolución en la cuenca se llevó a cabo mediante los diagramas de Piper (Piper, 1944) y Stiff (Stiff, 1951).

Resultados y discusión

Recarga del agua subterránea

Balance hídrico del suelo, variabilidad temporal y variabilidad espacial

La recarga promedio multianual para los parámetros presentados en la tabla 1 y para el periodo 2000-2016 es de 162 mm/año para las llanuras aluviales y 522 mm/año para los conos aluviales. El primer factor por el que se presenta esta variabilidad espacial que se puede analizar mediante el método es el cambio del tipo de suelo que influye en el número de curva, parámetro que se utiliza para predecir la escorrentía y la infiltración a partir de los excesos de precipitación. El segundo factor es la relación entre la profundidad del agua subterránea y la profundidad de extinción debido a que esta representa el punto límite en el cual se detiene la evaporación a partir de la tabla de agua.

La unión de estos dos factores produce la disminución en la recarga subterránea en las llanuras aluviales en comparación con los conos aluviales: por un lado, el tipo de suelos presente en las llanuras son menos favorables para la infiltración, y por otro lado la profundidad de extinción mayor a la profundidad del agua subterránea favorece el ascenso capilar y la evaporación.

Para analizar la distribución temporal bajo el escenario seleccionado, se calcularon promedios mensuales multianuales de los diferentes parámetros involucrados con este método a partir de las estimaciones realizadas con un intervalo diario. En la figura 4 se presenta el promedio mensual multianual de la precipitación, la evapotranspiración potencial y la recarga. Los porcentajes al lado de cada mes corresponden a la recarga mensual como un porcentaje de la recarga anual.

Los meses con mayor recarga son octubre, noviembre, febrero y marzo, que representan el 60% de la recarga promedio anual. Enero, septiembre, abril y diciembre son los meses en los que se completa la recarga anual al acuífero, mientras que mayo, agosto, junio y julio representan solo el 3%. Sin embargo, octubre y noviembre están precedidos por el periodo más seco del año, con las menores precipitaciones entre mayo y agosto, cuando la recarga es casi nula. Marzo y febrero están precedidos por meses más lluviosos, lo que produce un incremento en la humedad del suelo, aumentando la escorrentía y, por tanto, disminuyendo la recarga.

Balance de masas de cloruros y variabilidad espacial

La concentración de los cloruros en el agua lluvia para este análisis es de 0.8 mg/L, el promedio de cloruros en el agua subterránea en los conos aluviales es de 3.13 mg/L, mientras que para las llanuras aluviales se encontró una concentración promedio de 7.82 mg/L. Debe tenerse en cuenta que las concentraciones de cloruros en el agua subterránea utilizadas en este estudio son mediciones puntuales y no promedios a largo plazo, como se recomienda. Sin embargo, las muestras se tomaron al final de la temporada de lluvias más altas del año, lo que permite inferir que estos valores representan la recarga en la cuenca del río Bolo durante las temporadas húmedas. La estimación de la recarga mediante este método es de 385 mm/año para los conos aluviales y de 102 mm/año para las llanuras.

El análisis de la variabilidad espacial empleando este método se llevó a cabo mediante la estimación

puntual de la recarga en los diferentes puntos y la interpolación usando el krigeado (Figura 5). En la figura se observa que en los conos aluviales los valores de recarga varían entre 135 mm/año y 450 mm/año. En este caso también se presenta una reducción considerable de la recarga en las llanuras aluviales respecto a los conos aluviales que se explica por los factores presentados anteriormente y analizados mediante el método del balance hídrico del suelo. Debe tenerse en cuenta la incertidumbre de la interpolación en zonas sin mediciones de cloruros, sin embargo, los valores presentados están acordes a la recarga esperada del agua subterránea de acuerdo a su relación con la geología.

Interacciones agua superficial – agua subterránea

Análisis piezométrico

En los perfiles presentados a lo largo del río Bolo (Figura 6,b) se observa que en los puntos 1 y 2 el nivel de terreno está por encima del nivel del agua subterránea, representando una recarga al acuífero. En el punto 3 terminan los mayores gradientes hidráulicos en el acuífero y el potencial hidráulico del acuífero pasa a ser superior al nivel del terreno, lo que produce descargas subterráneas hacia los ríos, drenajes, manantiales y humedales presentes en esta zona. La tasa de descarga de agua subterránea depende de las propiedades del suelo y la resistencia del lecho del río, entre otros. De acuerdo al perfil, el punto 3 representa entonces un cambio en donde el río Bolo pasa de ser un río perdedor a uno ganador, cerca de los 1000 m snm.

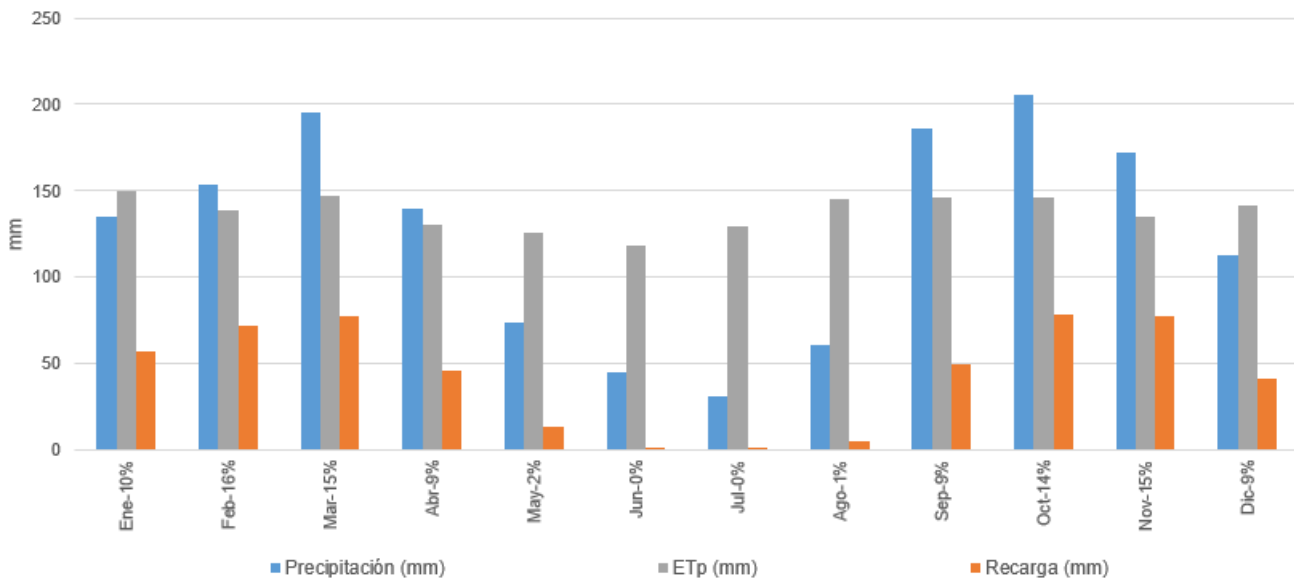


Figura 4. Variabilidad temporal intra-anual de la recarga en la cuenca del río Bolo.
Figure 4. Intra-annual temporal variability of the recharge in the Bolo catchment.

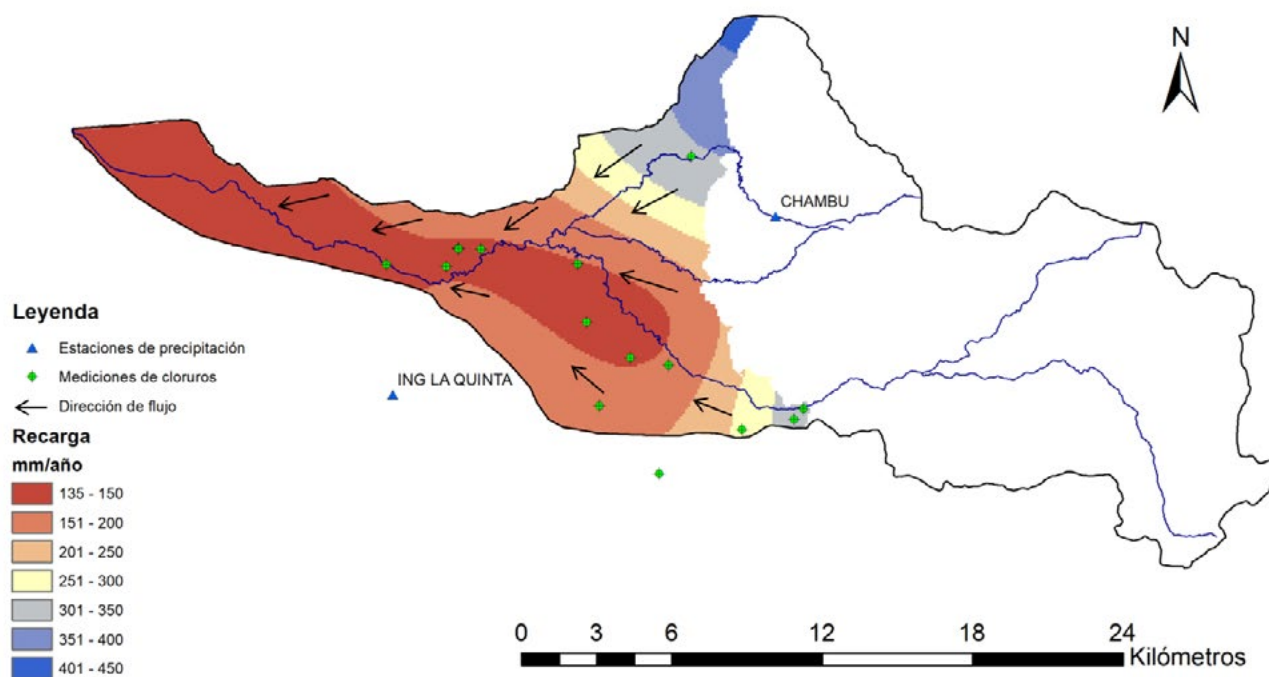


Figura 5. Variabilidad espacial de la recarga en la cuenca del río Bolo.
Figure 5. Spatial variability of the recharge in the Bolo catchment.

Por otro lado, el mapa piezométrico (Figura 6,a) permite analizar espacialmente relaciones más detalladas. De acuerdo a las líneas de flujo subterráneo, los ríos Aguaclara, Vilela y Bolo reciben un aporte de agua subterránea por la margen derecha, representado por líneas que se dirigen hacia los ríos, mientras que por la margen izquierda representan recarga para el acuífero, comportamiento indicado por líneas de flujo que salen de los ríos. Sin embargo, debe tenerse en cuenta la incertidumbre en la interpolación debido a que la mayor parte de los puntos empleados se encuentran en la margen izquierda de los ríos.

Análisis hidroquímico

Para el análisis hidroquímico se utilizaron los resultados de 24 puntos con errores menores al 12% en el balance iónico, de los cuales 22 presentaron errores inferiores al 10%. Los resultados se dividieron en cuatro grupos: agua subterránea somera (SGW), agua subterránea profunda (DGW), agua superficial (SW) y

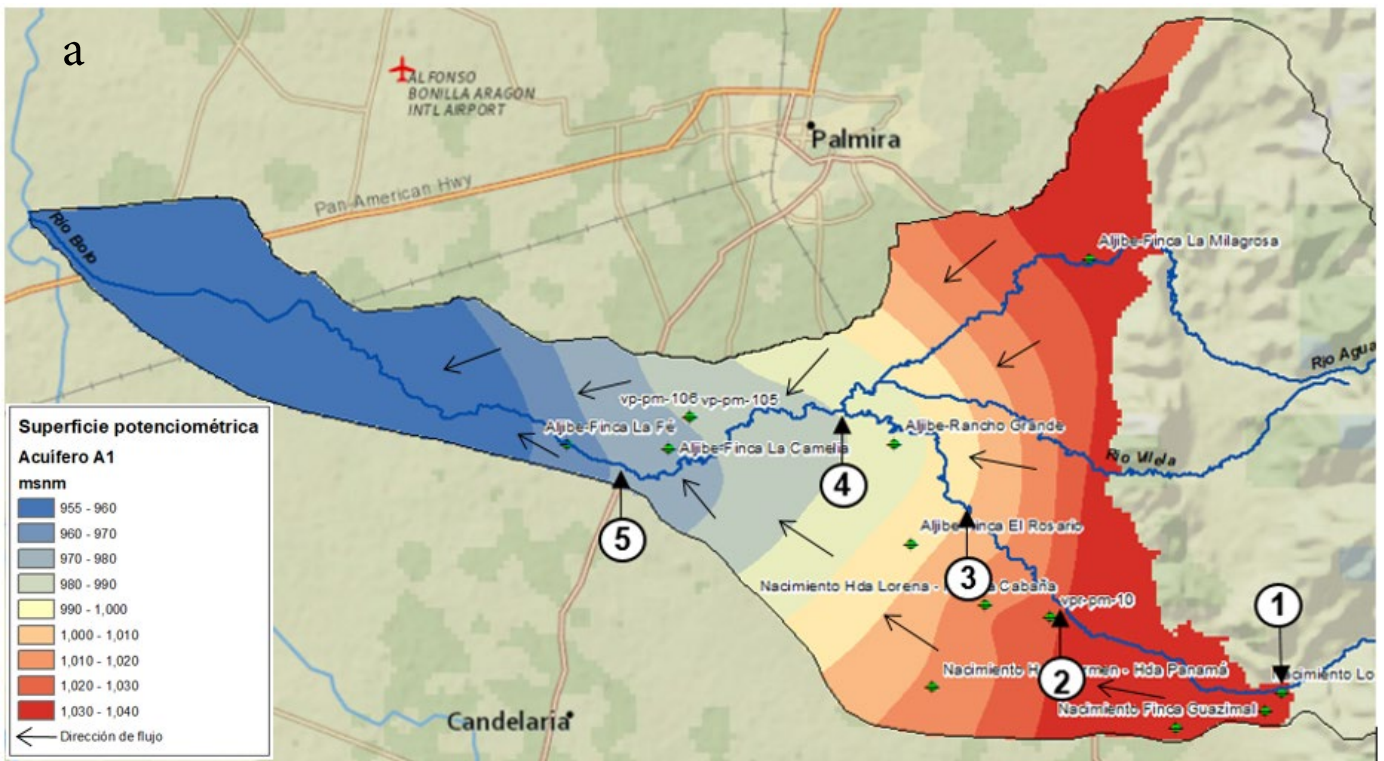
agua lluvia (RW). En la tabla 2 se presentan los valores promedio para los diferentes iones y parámetros por los grupos mencionados.

El pH para las SGW, DGW y RW está cerca al valor neutro, el valor medio es de 7.8 para las SW, indicando aguas ligeramente alcalinas. Todos los iones, excepto el SO₄ tienen mayores concentraciones en el agua subterránea que en el agua superficial debido a la evapotranspiración y a la interacción roca-acuífero.

Las mayores concentraciones de HCO₃ se presentan en las aguas subterráneas debido a la interacción roca-acuífero, sin embargo, se resalta que los mayores valores se presentan para las aguas subterráneas someras. Esto puede indicar un tiempo de residencia mayor y trayectorias de flujos más largas cuando se trata de áreas de descarga. Esta situación también puede darse por un mayor acceso del agua subterránea al CO₂, por ejemplo, por efectos de la oxidación de materia orgánica, lo que aumenta la meteorización de los silicatos.

Grupo	pH	CE (µS/cm)	Ca	Mg	Na	K	Si	HCO ₃	SO ₄	Cl	NO ₃
			(mg/l)								
SGW	7.1	596.9	73.6	29.2	13.0	1.0	19.0	315.6	24.9	6.8	12.2
DGW	7.3	515.0	80.6	45.1	16.8	1.2	29.6	266.6	12.9	3.4	1.3
SW	7.8	289.6	32.3	10.4	5.3	1.3	12.5	129.2	27.8	2.5	0.4
RW	7.3	21.3	1.3	0.3	0.3	0.4	22.5	2.2	2.9	0.8	0.7

Tabla 2. Promedios de iones y parámetros para los diferentes grupos analizados.
Table 2. Ions and parameters averages for the different groups analyzed.



b **Perfiles de terreno y del agua subterránea a lo largo del río Bolo**

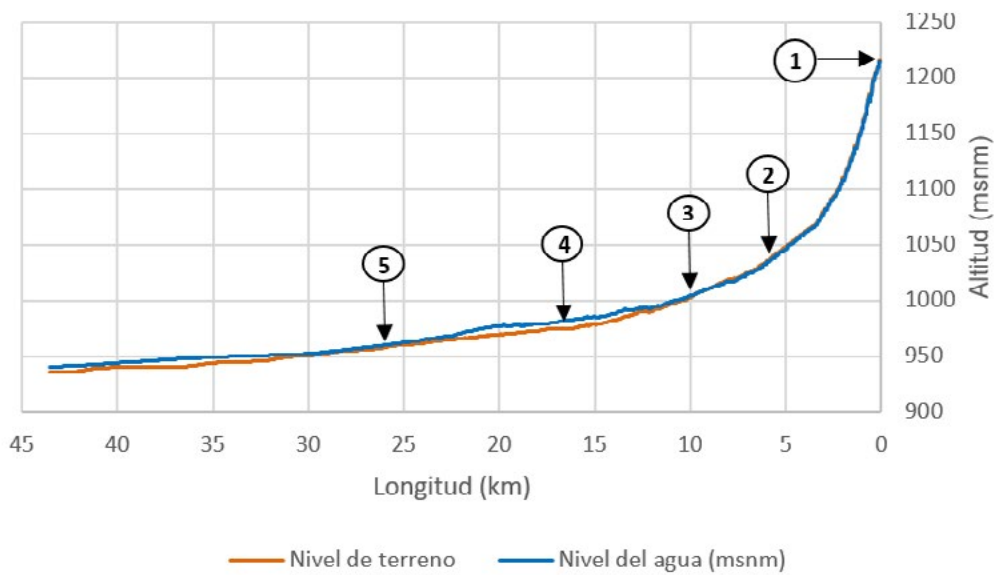


Figura 6. a) Superficie potenciométrica y líneas de flujo b) Perfiles de terreno y del agua subterránea a lo largo del río Bolo.
Figure 6. a) Potentiometric surface and flow direction. b) Terrain and groundwater profiles throughout the Bolo river.

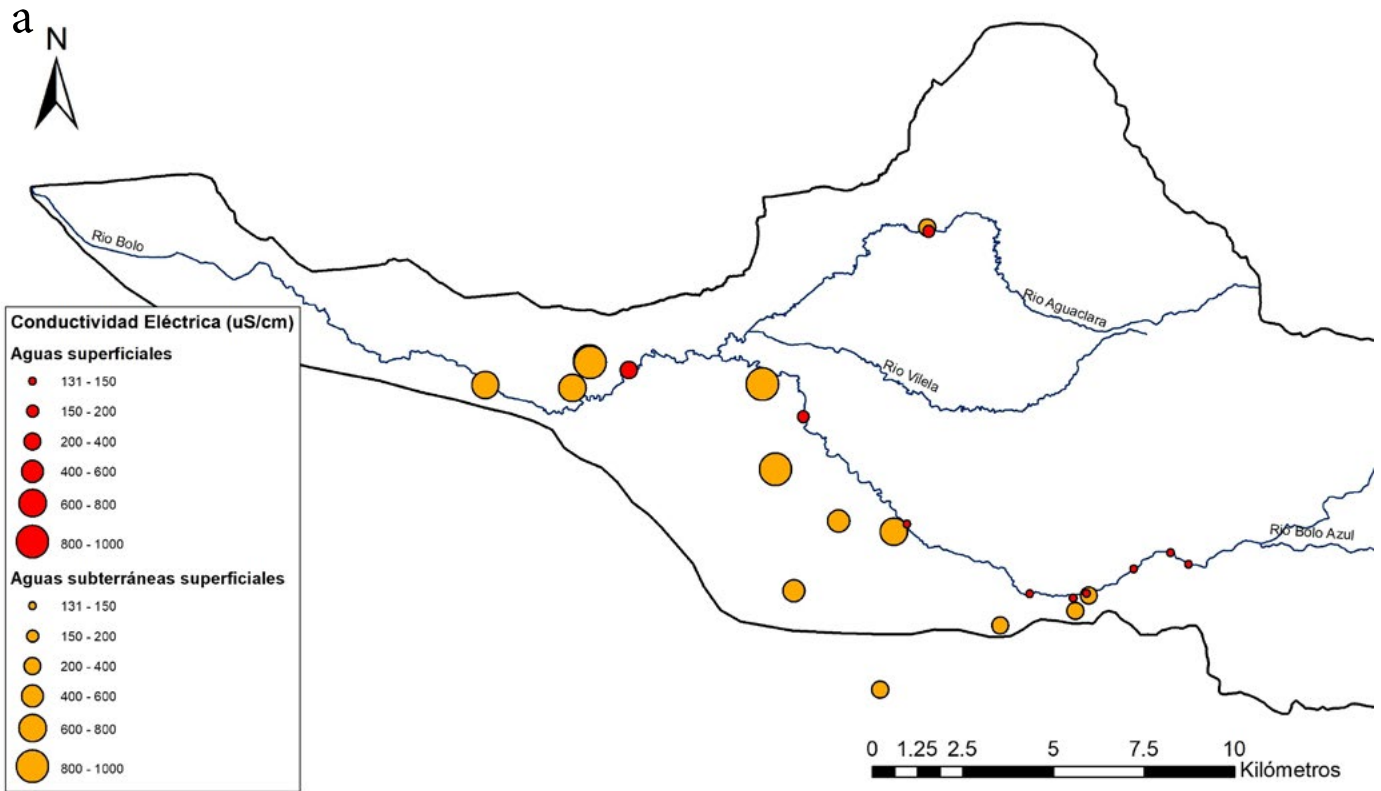


DIAGRAMA DE PIPER
Cuenca Bolo (Mayo 2017)

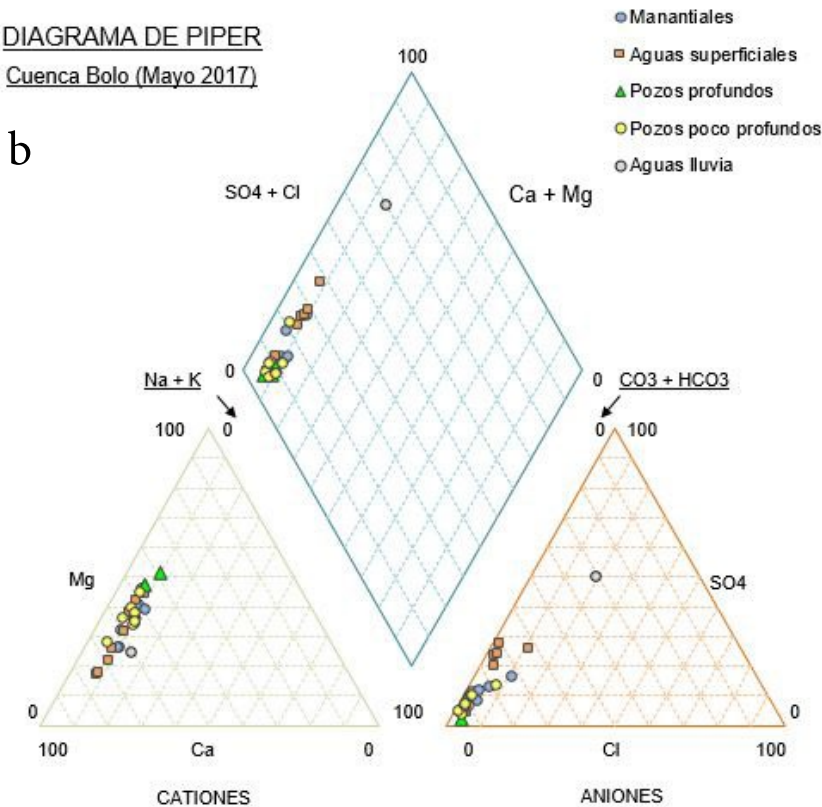


Figura 7. a) Evolución de la CE en el acuífero somero comparada con la del agua superficial b) Diagrama de Piper con la clasificación de muestras de acuerdo a su origen
Figure 7. a) EC evolution in the superficial aquifer compared with the surface water. b) Piper diagram with the classification of samples according to their origin.

Mayores concentraciones de HCO_3 en el agua subterránea somera pueden indicar también un tipo de agua diferente y aguas recargadas más recientemente con mayores presiones de CO_2 en la zona no saturada debido a la agricultura. Esto explica un mayor contenido de carbono inorgánico, que luego se transforma en HCO_3 con el aumento del pH, debido a la disolución de minerales y otros procesos.

Las aguas subterráneas someras presentan las mayores concentraciones de NO_3 , indicador de contaminación causada probablemente por el uso de fertilizantes en el área agrícola. En la tabla 2 se presenta también un valor de concentración de Si para el agua lluvia que parece anómalo, parte del Si puede entrar en la lluvia a través de la disolución de aerosoles que contienen mineral de sílice reactivo, produciendo una lluvia relativamente ácida, sin embargo, no se esperarían concentraciones tan altas.

Como es de esperarse, la conductividad eléctrica (CE) es más alta en el agua subterránea. Para el agua subterránea somera la CE aumenta con la dirección de flujo debido al mayor tiempo de contacto con las rocas (Fi-

gura 7, a). En el río Bolo se presentan conductividades menores a 148 $\mu\text{S}/\text{cm}$ antes del punto mencionado anteriormente, donde el río cambia su comportamiento con el acuífero, cerca de los 1000 m snm; después de este punto la conductividad aumenta a cerca de 178 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y después de la confluencia entre los ríos Bolo y Aguaclara se alcanzan valores de 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Después de esta confluencia, el río Bolo recibe las aguas del río Aguaclara (189 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y comienza a recibir descarga del acuífero, comportamiento reflejado principalmente por el aumento de los iones HCO_3 , Ca y Mg, y en las conductividades eléctricas. Las concentraciones de Si también son mayores en las aguas subterráneas debido a la interacción con rocas silicatadas.

A partir de la confluencia de ambos ríos, la composición química del río Bolo es mucho más similar a la del río Aguaclara que la del mismo río Bolo aguas arriba. En el río Aguaclara se encontraron también altas concentraciones de Mg y Si, lo que en conjunto con los altos valores de CE son indicadores de aportes de agua subterránea al río debido a la interacción del agua con rocas silicatadas.

La clasificación de las aguas en el diagrama de Piper (Figura 7, b) indica que toda el agua subterránea es de tipo Ca-Mg- HCO_3 , el agua superficial es de tipo Ca-(Mg)- HCO_3 -(SO_4) excepto el agua del río Aguaclara y de la quebrada El Muerto que son de tipo Ca-Mg- HCO_3 , similar al agua subterránea. Las aguas lluvia son de tipo Ca-(Mg)-(HCO₃)-SO₄

La evolución de las aguas subterráneas se analizó mediante diagramas de Stiff, que permiten visualizar espacialmente la composición y evolución de los iones mayoritarios en la cuenca. Este mapa permite hacer comparaciones visuales y observar la evolución del agua de diferentes fuentes en el mapa. Existe una clara evolución hacia el aumento de los iones Ca, Mg y HCO_3 en las aguas de la cuenca (Figura 8).

Conclusiones

1. A pesar de que los resultados en el cálculo de la recarga obtenidos por los dos métodos empleados difieren en sus valores, ambos muestran similitudes en la distribución espacial, mostrando una reducción en la recarga desde los conos aluviales hasta los depósitos aluviales. Mediante el método del balance hídrico del suelo se estimó una recarga promedio de 522 mm/año para los conos aluviales y 162 mm/año para los depósitos aluviales; mientras que con el método de balance de cloruros se estimaron valores promedio de recarga de 385 mm/año para los conos y 102 mm/año para las llanuras.

2. La mayor parte de la recarga difusa en la cuenca ocurre entre septiembre y abril, con el 96.4% de la recarga anual en promedio. Mayo, junio, julio y agosto representan solo el 3.4%. Existe un ciclo para la recarga difusa del agua subterránea en la cuenca que comienza en septiembre y termina entre finales de abril e inicios de mayo.

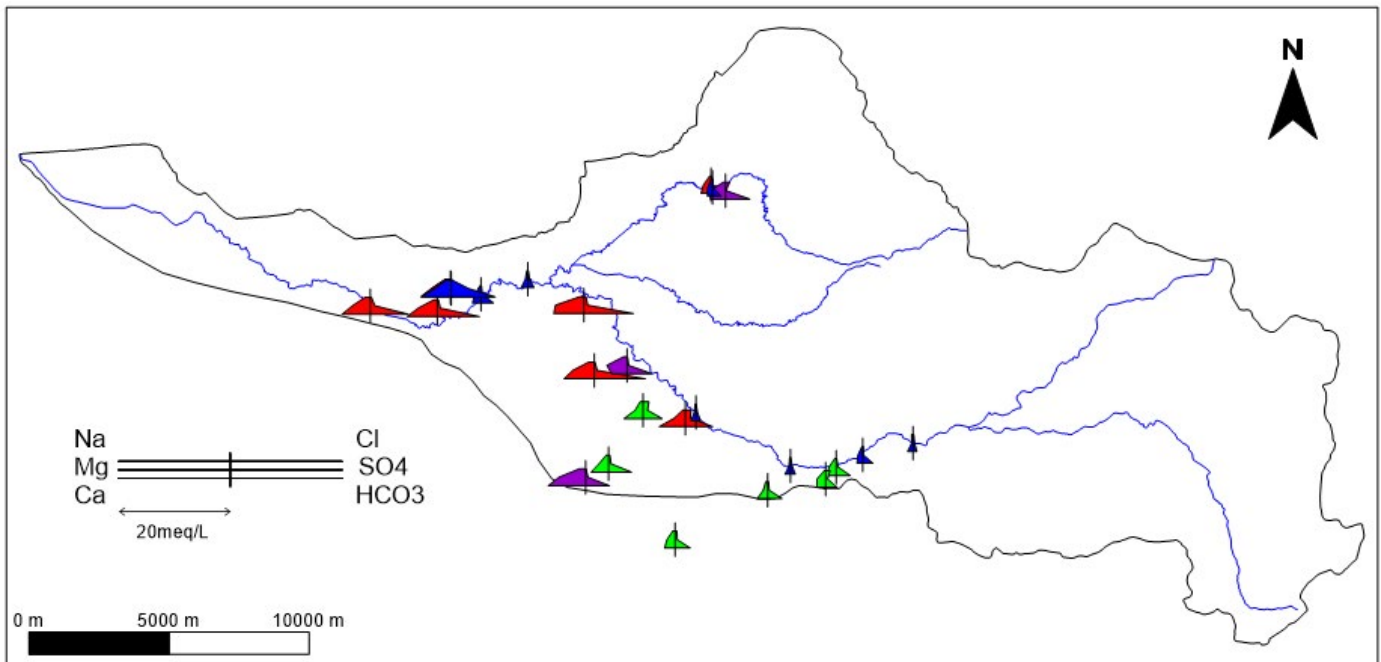


Figura 8. Diagramas de Stiff con las muestras clasificadas de acuerdo a su origen: manantiales (verde), pozos someros (rojo), pozos profundos (violeta) y agua superficial (azul).

Figure 8. Stiff diagram with the samples classified according to their origin: springs (green), shallow wells (red), deep wells (purple) and surface water (blue).

3. De manera general en la cuenca, se observa un cambio de comportamiento entre el río Bolo y el acuífero cerca de los 1000 m snm, antes de la confluencia de los ríos Bolo y Aguaclara, pasando de un sistema de recarga a uno de descarga. Sin embargo, un análisis detallado de la piezometría permite inferir procesos de descarga subterránea hacia los ríos de la cuenca en sus márgenes derechas y recarga por las márgenes izquierdas.

4. La CE en el agua subterránea poco profunda aumenta con la dirección de flujo debido al aumento en los tiempos de residencia. La CE en el río Bolo es menor a 148 $\mu\text{S}/\text{cm}$ antes del punto en el que ocurre un cambio de interacción entre el río y el acuífero; después de este punto los valores aumentan a cerca de 178 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y después de la confluencia con el río Aguaclara la CE aumenta hasta 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Después de la confluencia de los ríos, el Bolo recibe las aguas del Aguaclara (189 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y comienza a recibir agua del acuífero, lo que explica el gran cambio en la CE antes y después de la confluencia.

5. El agua subterránea en la cuenca del río Bolo son de tipo Ca-Mg- HCO_3 , el agua superficial es de tipo Ca-(Mg)- HCO_3 - (SO_4) excepto las aguas del río Aguaclara y de la quebrada El Muerto que son de tipo Ca-Mg- HCO_3 , similar al agua subterránea. Existe una clara tendencia hacia el aumento en los iones Ca, Mg and HCO_3 en las aguas de la cuenca.

Referencias

Allison, G. A. and Hughes, M. W. 1978. The use of environmental chloride and tritium to estimate total

recharge to an unconfined aquifer. *Australian Journal of Soil Research*, 16, 181-195.

CVC, Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca. 2000. *Plan de Manejo para las Aguas Subterráneas en el departamento del Valle del Cauca*. Cali.

CVC, Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca, and UNIVALLE, Universidad del Valle. 2007. *El Río Cauca en su Valle Alto: Un aporte al conocimiento de uno de los ríos más importantes de Colombia*. Cali.

de Vries, J. J. and Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: An overview of process and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 5–17.

Fleckenstein, J. H., Krause, S., Hannah, D. M., and Boano, F. 2010. Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. *Advances in Water Resources*, 33(11), 1291–1295.

Nonner, J. and Stigter, T. 2016. *Manual for the Recharge Computation Spreadsheet (EXCEL)*. Trabajo Inédito. The Netherlands.

Piper, A. M. 1944. A graphic procedure in geochemical interpretation of water analyses. *American Geophysical Union*, 25, 914–923.

Ross, A. 2017. Speeding the transition towards integrated groundwater and surface water management in Australia. *Journal of Hydrology*, 1–10.

Stiff, H. A. 1951. The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *Journal of Petroleum Technology*, (3), 15–17.

Recibido: julio 2019

Revisado: noviembre 2019

Aceptado: enero 2020

Publicado: marzo 2021

