

CÉSAR VÁSQUEZ (COORDINADOR)

# Identificación de las principales fuentes de agua que aportan a la generación de escorrentía en zonas de páramo húmedo: mediante el uso de Deuterium y Oxygen-18

Patricio J. Crespo S., Patricio X. Lazo J.,  
Giovanny M. Mosquera R. y Irene L. Cárdenas M.

## Introducción

La conservación de las cuencas, manteniendo un caudal que permita el natural funcionamiento de los ecosistemas existentes (caudal ecológico), control de la calidad del agua, control de procesos erosivos, determinación de las fuentes que aportan a la generación de escorrentía dentro de la cuenca, son la base para un manejo sustentable de los recursos naturales (Buytaert *et al.*, 2006a; Mena y Hofstede, 2006).

Sin embargo, y a pesar de la gran variedad de servicios ambientales que los ecosistemas de páramo proveen a la sociedad, existen pocos estudios sobre los procesos hidrológicos que gobiernan los mismos (Días-Granados *et al.*, 2005), y aunque en los últimos años, se han realizado esfuerzos significativos para mejorar el conocimiento sobre los mismos, aún hace falta mucha investigación (Crespo *et al.*, 2011a; Buytaert *et al.*, 2006a), razón por la cual existe discrepancia sobre el comportamiento hidrológico del páramo a escala de cuenca (Buytaert *et al.*, 2004), lo que genera un contraste con la importancia socioeconómica que tiene el páramo como fuente primaria de agua.

Es por ello y para ello, que se requiere mejorar el conocimiento de los procesos hidrológicos en las zonas de páramo Andino, como son por ejemplo la determinación de la cantidad de agua que aporta cada una de las fuentes que generan la escorrentía en una cuenca. Esto debido principalmente, a que todos los servicios ambientales que proveen estos ecosistemas dependen en gran medida del movimiento del agua dentro de la cuenca, y como esta interactúa con el ambiente circundante (Crespo *et al.*, 2011b).

En consecuencia, es cada vez más importante recopilar información para mejorar la comprensión del ciclo del agua y de los sistemas hidrológicos presentes (Mook, 2006). Por tal motivo, buscar la aplicación de alternativas que permitan caracterizar de mejor manera los procesos hidrológicos que gobiernan la generación de escorrentía es un reto para los futuros años. De todos los métodos usados para modelar procesos hidrológicos en pequeñas cuencas, los trazadores isotópicos han contribuido a un mejor entendimiento de la edad, origen y ruta del movimiento del agua (Kendall y McDonnell, 1998; Yurtsever, 2000), debido que son fáciles de medir y requieren un periodo corto de muestreo para llegar a conclusiones importantes sobre los mecanismos de generación de escorrentía (Wilcox, 2011).

Actualmente en el país, esta técnica y su aplicación no ha sido desarrollada a profundidad, prueba de esto es que existen pocos estudios (Goller *et al.*, 2005; Wagner, 2002; Crespo *et al.*, 2011a) los cuales han sido realizados en su mayoría en zonas de bosques tropicales Andinos, no así en zonas alto-andinas de páramo. En este sentido surgen preguntas tales como: ¿Será esta técnica efectivamente aplicable para zonas de páramo? y, de ser así: ¿Podrán los isótopos estables ayudar en la identificación de las diferentes fuentes de agua que contribuyen a la generación de escorrentía de las cuencas de páramo?

Consecuentemente, los objetivos de la investigación fueron: a) caracterizar los isótopos de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en la precipitación, y su comportamiento en el tiempo y a diferentes altitudes, b) analizar el fraccionamiento de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en el caudal, suelo y los ojos de agua, c) Identificar las principales fuentes de generación de escorrentía.

## Metodología y métodos

### Zona de estudio

La zona de estudio (microcuenca del río Zhurucay) se encuentra al sur del Ecuador, cercana a la ciudad de Cuenca, la misma que se conoce como los páramos de Quimsacohca. La cuenca del río Zhurucay tiene un área de drenaje de 13.92 Km<sup>2</sup> y un rango altitudinal entre los 3.400 y 3.900 msnm. El río Zhurucay es afluente del río Jubones que desemboca al océano Pacífico.

El clima de la cuenca de estudio está influenciado por el régimen del Pacífico que llega del oeste y las masas de aire continentales del lado Amazónico que provienen del Atlántico (Vuille *et al.*, 2000). Como resultado de la influencia de estos dos regímenes la precipitación anual resultante es ligeramente bimodal (con una estación más seca entre agosto a septiembre y otra menos seca entre diciembre y febrero) ya que la distribución anual de la precipitación es relativamente uniforme (Buytaert *et al.*, 2005). La lluvia media anual está entre 900 y 1.600 mm entre el periodo 1964-2009 (a partir de datos de las estaciones del INAMHI). La lluvia es frecuente durante el año y está caracterizada por intensidades bajas (90% bajo 10 mm h<sup>-1</sup>) (Buytaert *et al.*, 2006a). La temperatura del aire decrece con la altitud con una gradiente térmica promedio de 0.5 a 0.7° C por cada 100 m (Van der Hammen y Hooghiemstra, 2000; Castaño, 2002; Bacuilima *et al.*, 1999), con una temperatura media de 7° C a 3.500 msnm. (Buytaert, 2004).

La cobertura vegetal de la cuenca de estudio está dominada principalmente por en pajonal, almohadillas y bosque de *Polylepis sp.* Los usos de la tierra están limitados a pastoreo extensivo de baja densidad animal y quemadas en la parte baja de la cuenca. Los suelos más comunes en el área de estudio son los Andosoles e Histosoles (Crespo *et al.*, 2011a; Buytaert *et al.*, 2006b) según la clasificación de la FAO (FAO/ISRIC/ISSS, 1998).

### Recolección de información

Para la recolección de información tanto para caudales como para caracterizar la abundancia de isótopos de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  se usó un sistema de monitoreo anidado “*nested approach*”. Donde se recolectó muestras de agua en las diferentes quebradas y ríos de la

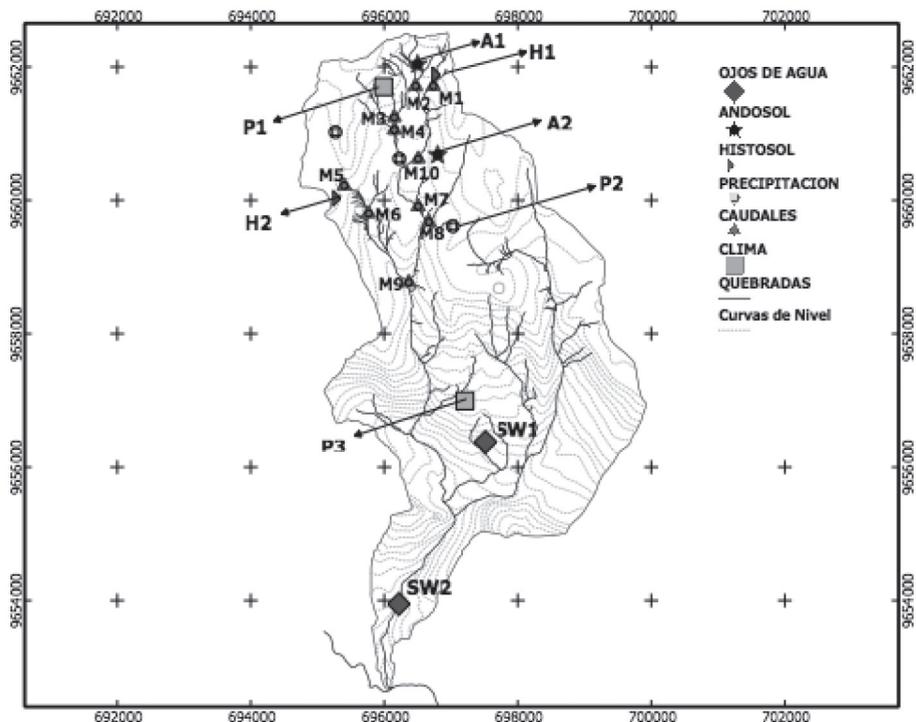
cuenca de estudio, adicionalmente se recolectaron muestras de agua en los diferentes horizontes del suelo, precipitación y ojos de agua (*spring wáter*, SW). En la figura 1, se encuentran representados los puntos de muestreo tanto para lluvia (P) y escorrentía (M), así como para cada tipo de suelo, Histosoles (H) y Andosoles (A). El monitoreo se lo realizó de manera quincenal para todos los sitios de monitoreo, exceptuando durante las épocas secas debido a la falta de agua en los recolectores. El muestreo se llevó a cabo durante mayo de 2011 a marzo de 2012.

Para la precipitación se escogieron tres puntos ubicados en las partes alta (P1), media (P2) y baja (P3) de la cuenca como se muestra en la figura 1, con la finalidad de realizar la caracterización isotópica de la lluvia a lo largo de toda la cuenca. Las muestras de escorrentía se recolectan en diez puntos que se encuentran ubicados en las partes media y alta de la cuenca cerca de cada uno de los vertederos existentes para medición del caudal así como también a la salida de la misma. Dada la diversidad de tipos de suelos existentes en el área de estudio, para el muestreo de los mismos se han escogido cuatro puntos a lo largo de la extensión de la cuenca, dos en zona de humedal (Histosoles) y dos en zona de pajonal (Andosoles), en cada sitio se recolectaron muestras en los diferentes horizontes encontrados a 25 y 35 cm de profundidad en el horizonte orgánico y a 65 cm en el mineral. Los índices 1.1, 1.2 y 1.3 en la tabla 1 representan la profundidad 25, 35 y 65 cm respectivamente. Así también, se recolectan muestras del agua que fluye a través de las grietas en la roca, donde se monitorearon dos ojos de agua (*spring wáter*), que se encuentran a una altitud de 3.282 y 2.656 m, respectivamente, con la finalidad de verificar si existe influencia de las aguas subterráneas en la generación de escorrentía.

La toma de muestras en los caudales y los ojos de agua se la realizó directamente de los cauces, en zonas donde el agua se encontraba circulando regularmente, evitando tomar las mismas en zonas de estancamiento. Las muestras de agua en los suelos fueron extraídas usando *suction plates* con una succión de 1 m, y recolectadas en botellas de vidrio. Luego de cada muestreo se procedía a vaciar y limpiar las botellas recolectoras para evitar contaminación. Las muestras de precipitación fueron tomadas usando recolectores de lluvia de polipropileno. Al igual que con las muestras de suelo, una vez tomada la muestra, se procedía a cuantificar el volumen de agua almacenada en el recolector. Finalmente, el recolector de agua era limpiado y se colocaba aceite de vaselina antes de volver a instalarlo, para evitar la evaporación del agua.

Los datos de lluvia y caudales fueron estimados usando la red de monitoreo hidrometeorológico con la que cuenta el Grupo CTA, más información se encuentra en Crespo (*et al.*, 2011a). Finalmente las muestras de isótopos serán analizadas en el laboratorio de hidrología ambiental del grupo CTA de la Universidad de Cuenca. Se usará un analizador de sistema espectroscópico láser (*laser spectroscopy systems*) tipo Isotopic Water Vapor Analyzer for Liquid Samples, L1102-I (Picarro).

Figura 1  
Ubicación de los sitios de muestreo



## Resultados y discusión

A pesar de haber analizado la abundancia de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , a continuación se presentan únicamente los resultados obtenidos para la abundancia de  $\delta^{18}\text{O}$ , debido a que los resultados obtenidos muestran tendencias similares usando ambos isótopos. Resultados similares fueron encontrados en el estudio realizado por Goller (*et al.*, 2005) en una cuenca de bosque montano tropical al sur del Ecuador. De todas formas, en la tabla 1 se presentan los valores máximos, mínimos y promedios de los resultados de las abundancias isotópicas tanto de  $\delta^{18}\text{O}$  como de  $\delta^2\text{H}$  (junto con sus desviaciones estándar) para todos los sitios monitoreados en la cuenca.

### Caracterización de los isótopos

Al analizar la relación entre las abundancias isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de precipitación recolectadas en la cuenca de estudio, se obtuvo su Línea Meteórica Local (LMWL) ( $\delta^2\text{H} = 8.04 \delta^{18}\text{O} + 16.04\%$ , figura 2). La misma tiene una pendiente de 8.04, cercana a la de la Línea Meteórica Local (GMWL) que tiene un valor de 8, lo cual evidencia que el fraccionamiento generado por el proceso de evaporación es insignificante. Esto sugiere, que

el fraccionamiento que se produce en la lluvia se realiza prácticamente en equilibrio. Este resultado, se encuentra en línea con resultados obtenidos por otras investigaciones realizadas en el país, como la de Goller (*et al.*, 2005).

Por otra parte, la LMWL exhibe un valor de exceso de deuterio de 16‰, enriquecido en relación al de la GMWL (10‰). Lo que posiblemente se debe a la existencia de lluvias localizadas enriquecidas al reevaporarse o la presencia de lluvias provenientes de diversas fuentes de vapor de agua, como son el océano Pacífico y Atlántico, con una predominancia del primero. Similares resultados fueron obtenidos en un estudio realizado por Roche (*et al.*, 1999), basado en el análisis de la composición isotópica de la precipitación entre los Andes y la Amazonía bolivianos, donde menciona que los valores de exceso de deuterio determinados en estaciones de muestreo ubicadas a elevaciones mayores a 1.000 msnm., son mayores a 15‰.

**Tabla 1**  
Valores máximos, mínimos, promedios y desviaciones estándar de las señales isotópicas en la cuenca del río Zhurucay

Estación de muestreo	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)				$\delta^2\text{H}$ (‰)			Desviación Estándar
	Max	Min	Media	Desviación Estándar	Max	Min	Media	
M1	-9.8	-16.2	-12.0	1.51	-63.7	-104.9	-82.5	11.39
M2	-9.6	-15.5	-11.8	1.25	-63.2	-101.3	-81.6	9.43
M3	-10.1	-15.6	-11.6	1.39	-67.8	-102.5	-80.4	10.24
M4	-9.9	-14.0	-11.7	1.31	-67.3	-101.0	-80.5	10.29
M5	-7.3	-15.0	-10.5	2.33	-46.4	-100.1	-72.6	17.82
M6	-8.8	-14.9	-10.9	1.52	-57.4	-99.9	-75.2	11.02
M7	-9.7	-14.9	-11.5	1.32	-63.9	-101.8	-79.8	10.23
M8	-9.8	-14.0	-11.7	1.44	-65.4	-99.1	-80.8	11.13
M9	-9.1	-13.5	-11.2	1.27	-60.6	-94.9	-77.4	10.04
M10	-10.2	-15.7	-11.9	1.38	-66.6	-102.6	-81.9	10.31
Prec. Alta	-3.7	-21.0	-12.1	4.60	-9.0	-148.5	-79.8	37.49
Prec. Media	-4.8	-21.3	-11.8	3.66	-16.9	-155.2	-78.1	29.11
Prec. Baja	-2.9	-17.2	-9.7	3.50	-7.0	-123.4	-63.9	29.22
Andosol 1.1	-6.8	-15.7	-10.9	3.11	-40.2	-110.7	-74.6	25.22
Andosol 1.2	-8.7	-13.6	-11.1	1.58	-55.4	-96.2	-75.5	13.01
Andosol 1.3	-9.0	-13.0	-11.4	1.08	-58.3	-91.7	-79.1	9.21
Andosol 2.1	-7.4	-15.5	-11.2	2.82	-45.7	-112.4	-76.6	22.91

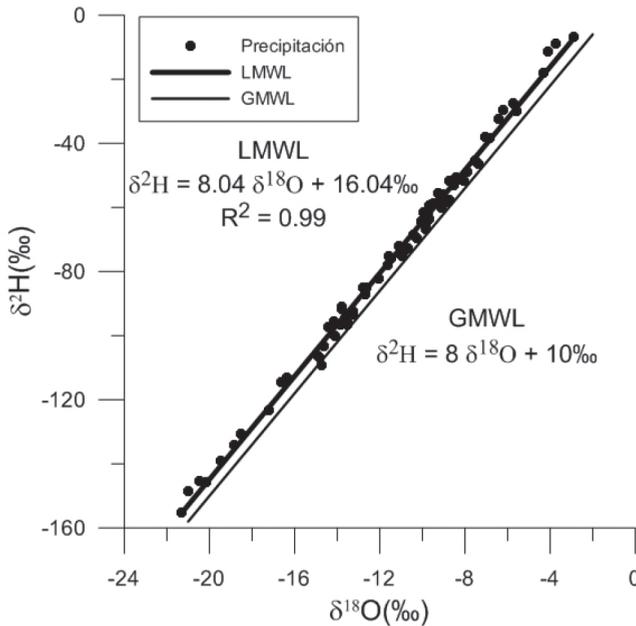
Estación de muestreo	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)				$\delta^2\text{H}$ (‰)			Desviación Estándar
	Max	Min	Media	Desviación Estándar	Max	Min	Media	
Andosol 2.2	-8.4	-15.3	-11.1	2.18	-53.9	-105.5	-75.6	17.46
Andosol 2.3	-7.7	-15.3	-11.0	2.31	-46.6	-108.3	-75.2	18.62
Histosol 1.1	-10.0	-13.3	-11.3	0.62	-67.5	-91.9	-77.4	4.96
Histosol 1.2	-10.3	-13.0	-11.2	0.54	-68.7	-89.1	-77.2	3.78
Histosol 1.3	-10.5	-12.4	-11.3	0.38	-73.4	-85.7	-77.2	2.62
Histosol 2.1	-6.6	-14.2	-9.9	2.52	-43.1	-103.4	-67.6	20.04
Histosol 2.2	-7.7	-9.0	-8.3	0.46	-49.7	-61.5	-56.1	4.08
Histosol 2.3	-7.3	-9.1	-8.6	0.57	-49.5	-61.8	-59.1	4.07
Ojo de Agua 1	-10.1	-10.6	-10.5	0.12	-70.7	-72.4	-71.7	0.41
Ojo de Agua 2	-8.2	-8.6	-8.5	0.10	-53.5	-55.0	-54.5	0.37

Con respecto a la abundancia de  $\delta^{18}\text{O}$  en la precipitación, los valores varían entre -3.7‰ y -21.0‰ en la parte alta (3.779 msnm.), -4.8‰ y -21.3‰ en la parte media (3.700 msnm.) y -2.9‰ y -18.2‰ en la parte baja (3.297msnm.) de la cuenca. Los valores promedios de  $\delta^{18}\text{O}$  para las partes alta, media y baja de la cuenca son de -12.1‰, -11.8‰ y -9.7‰, respectivamente. Estos valores reflejan un claro empobrecimiento en abundancia isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  al incrementarse la elevación del punto de muestro, lo que se denomina efecto altitudinal. Mediante el análisis de estos resultados, se ha determinado que para la cuenca monitoreada ubicada entre los 3.200 m y 3.800 msnm., la abundancia de isótopos decrece a una razón aproximada de 0.5‰ por cada 100 m de incremento de altitud. Esto concuerda con el estudio de Rozanski y Araguas-Araguas (1995), sobre la variabilidad espacial y temporal de la precipitación en Sudamérica, basado en el análisis de la composición de isótopos estables en la lluvia, que determinó una tendencia similar entre la relación del  $\delta^{18}\text{O}$  de la precipitación y el incremento de altitud (aproximadamente 0.5‰/100 m), en estaciones ubicadas sobre los 3.000 msnm. Al respecto, Vogel (*et al.*, 1975) determinaron la existencia del efecto de altitud en base al análisis de la abundancia de  $\delta^{18}\text{O}$  en aguas superficiales en los Andes de Argentina. En este estudio, se determinó un decremento aproximado de 0.2‰ en aguas superficiales, por cada 100 m de incremento de altitud en estaciones ubicadas a elevaciones entre 2.000 m y 4.000 msnm.

Adicionalmente, durante algunos periodos de monitoreo, se puede observar una tendencia de empobrecimiento en la abundancia isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  en la precipitación en diferentes partes de la cuenca, relacionada al ingreso localizado de altas cantidades de lluvia con bajas abundancias isotópicas al sistema hidrológico (efecto de cantidad). Este efecto se puede observar claramente en las señales isotópicas de las muestras de precipitación recolectadas entre finales de junio y mediados de septiembre de 2011 (figura 3), en las

cuales los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en la parte media de la cuenca se encuentran empobrecidos en relación a los de la parte alta de la misma. Lo que contrasta con el previamente mencionado efecto de altitud que se observa durante el resto del periodo de monitoreo en la cuenca. Esto concuerda con el estudio sobre la composición isotópica estable de la precipitación de Roche (*et al.*, 1999), a lo largo de dos transectos entre el altiplano boliviano y la cuenca del río Amazonas. En dicho estudio, se determinó la existencia de variaciones isotópicas relacionadas a la cantidad de precipitación (valores  $\delta$  más negativos en periodos lluviosos).

Figura 2  
Relación entre los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de precipitación obtenidas en la cuenca del río Zhurucay

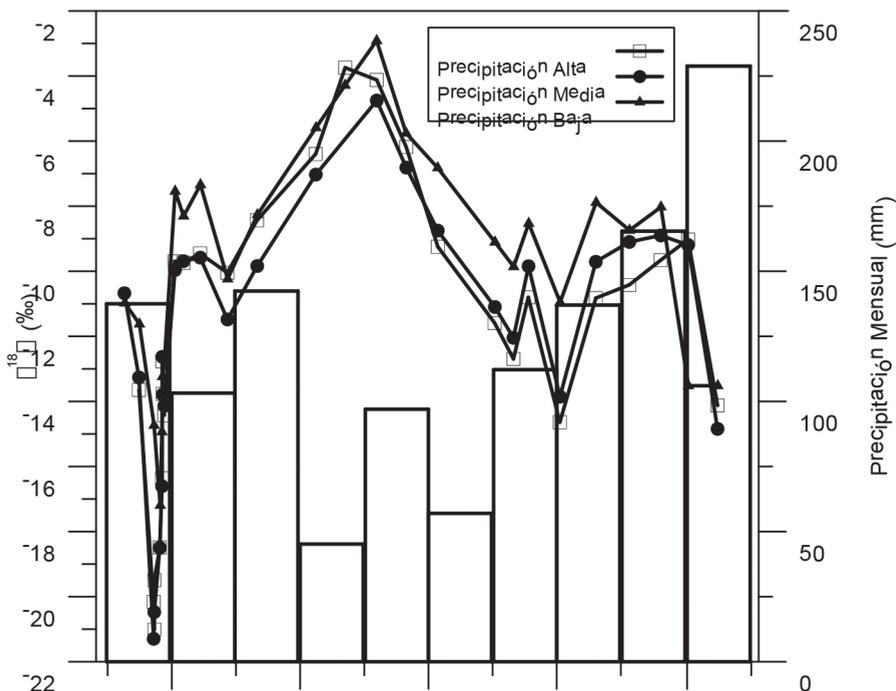


Así mismo, en la figura se observa una relación directa entre la señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  de la precipitación y la estacionalidad de la misma en el área de estudio. Durante épocas secas (agosto a octubre de 2011) existe una tendencia al enriquecimiento en abundancia isotópica de la lluvia. En dichos periodos, se produjeron los valores más enriquecidos en abundancia isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  de la precipitación de  $-3.7\text{‰}$ ,  $-4.8\text{‰}$  y  $-2.9\text{‰}$  para las partes alta, media y baja de la cuenca, respectivamente (figura 3). En contraste, durante periodos más húmedos (finales de mayo y diciembre de 2011, y mediados de febrero de 2012) existe una tendencia al empobrecimiento en la abundancia de isótopos en la precipitación en respuesta al incremento en la intensidad de la lluvia. De hecho, durante dichos periodos, se llegaron a producir los valores más empobrecidos en la abundancia isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  de  $-21.0\text{‰}$  en la parte alta,  $-21.3\text{‰}$  en la parte media y  $-17.2\text{‰}$  en la parte baja de la cuenca. Resultados en línea con el estudio de García (*et al.*, 1998) obtenidos del análisis de registros a largo

plazo de  $\delta^{18}\text{O}$  en la lluvia de la estación de Izobamba, Ecuador, ubicada a 3.058 msnm. que determinó la existencia de valores más empobrecidos en abundancia isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  en la lluvia durante temporadas de alta precipitación (años de ocurrencia de El Niño). Tendencias similares fueron encontradas en el estudio de Roche (*et al.*, 1999) sobre la composición isotópica de la lluvia en zonas andinas y amazónicas bolivianas.

Figura 3

Señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  de la precipitación en las partes alta (3.779 msnm.), media (3.700 msnm.) y baja (3.297 msnm.) de la cuenca en relación a la cantidad de precipitación mensual



### Relaciones entre el agua lluvia y el agua del suelo

Antes de analizar los resultados es necesario mencionar que el Andosol 1, se encuentra ubicado en la parte media de una ladera, mientras que, el Andosol 2 se ubica en la parte más baja de la ladera. En relación al análisis del agua que circula por los dos Histosoles monitoreados (figura 1), debemos mencionar que estos han sido clasificados en dos tipos en la cuenca de estudio. El Histosol 1 ha sido clasificado como Histosol de ladera, mientras que el Histosol 2, como Histosol procedente de una zona plana de retención de agua (humedal confinado). En la Tabla 1, se presentan los valores de las abundancias isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ , para el agua que circula en cada nivel de cada tipo de suelo.

Los valores promedio de la señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  del Andosol 1 son de -10.9‰ en el horizonte 1 (25 cm), -11.1‰ en el nivel 2 (35 cm) y -11.4‰ en el nivel 3 (65 cm). La

abundancia isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  del nivel 1 del Andosol 1 presenta una variación entre  $-6.8\%$  y  $-15.7\%$ . Mientras que, en los niveles más profundos las señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  se presentan más atenuadas a lo largo del periodo de monitoreo, con variaciones entre  $-8.7\%$  y  $-13.6\%$  en el nivel 2, y  $-9.0\%$  y  $-13.0\%$  en el horizonte 3. Al analizar estos valores y la figura 4a, se observa que en el Andosol 1, la señal isotópica del horizonte 1 se encuentra relacionada en mayor grado a la de la precipitación, los horizontes más profundos reciben menor influencia del agua proveniente de la precipitación. De hecho, el pico de enriquecimiento isotópico que se observa en la muestra de precipitación recolectada el 22 de agosto de 2011 (figura 4a), se ve reflejado en la señal isotópica del Andosol 1.1 de la muestra tomada el 6 de septiembre de 2011, es decir, con un desfase de alrededor de dos semanas. Esto sugiere, que debido a que la estación de muestreo se encuentra ubicada en la parte media de la ladera, el agua meteórica que se infiltra en el suelo, fluye lateralmente por el horizonte 1, y la infiltración vertical hacia los horizontes más profundos tiene una menor importancia, aunque se observa claramente una recarga de aguas empobrecidas hacia horizontes más profundos con un desfase de tiempo durante condiciones húmedas.

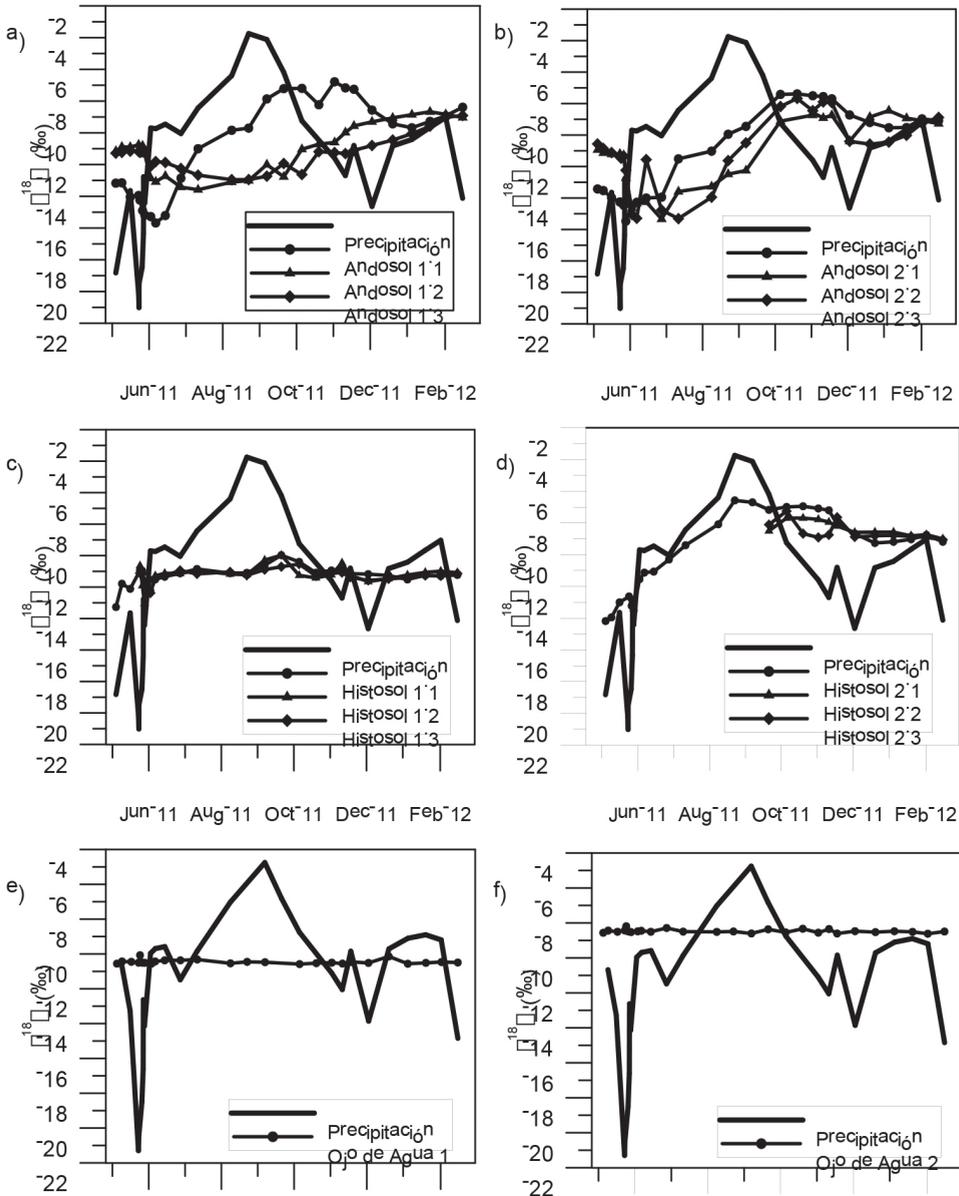
Por otro lado, las abundancias isotópicas en los tres horizontes del Andosol 2, guardan relación con la señal de la precipitación, pero con un desfase de tiempo en su respuesta. Esto se puede evidenciar en la figura 4b, en la cual se observa un desfase de alrededor de 6 semanas entre el pico de enriquecimiento en la abundancia isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  en la muestra de precipitación tomada el 22 de agosto de 2011, y el pico posterior en las muestras de los tres niveles del Andosol 2 tomadas el 5 de octubre del mismo año. Los valores promedios de las abundancias isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  en los niveles 1 (25 cm), 2 (35 cm) y 3 (65 cm) son de  $-11.2\%$ ,  $-11.1\%$  y  $-11.0\%$ , respectivamente. Así mismo, las variaciones máximas entre las señales isotópicas de los tres horizontes varían en rangos similares entre ellas, entre  $-7.4\%$  y  $-15.5\%$  en el nivel 1,  $-8.4\%$  y  $-15.5\%$  en el nivel 2, y  $-7.7\%$  y  $-15.3\%$  en el nivel 3 durante todos el periodo de monitoreo. Estos valores reflejan que el agua meteórica precipitada se infiltra en el nivel más superficial y progresivamente sigue fluyendo verticalmente hacia los niveles más profundos (figura 4b). Lo que puede tener relación con la posición de la estación de monitoreo sobre la ladera donde se ubica (parte baja).

En el caso de los Histosoles, en el Histosol 1 las abundancias isotópicas se mantienen mucho más estables a lo largo de todo el periodo de monitoreo. Los valores promedios de  $\delta^{18}\text{O}$  son de  $-11.3\%$  para los horizontes 1 y 3 ubicados a 25 cm y 65 cm de profundidad, respectivamente. En tanto que, en el horizonte 2 (35 cm), el valor promedio de  $\delta^{18}\text{O}$  es de  $-11.2\%$ . La señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  se encuentra mucho más atenuada en el Histosol 1 que en los Andosoles, con rangos de variación entre  $-10.0\%$  y  $-13.3\%$  en el nivel 1,  $-10.3\%$  y  $-13.0\%$  en el nivel 2, y  $-10.5\%$  y  $-12.4\%$  en el nivel 3. Adicionalmente, su respuesta a la señal isotópica de la precipitación es baja, excepto durante el evento de lluvia a fines de mayo (figura 4c), donde se produce una mezcla rápida que empobrece su señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  en alrededor de  $2\%$ . Estos hechos reflejan que probablemente existe flujo lateral de agua que ha estado almacenada por un largo periodo de tiempo. Cuyo origen podría ser un humedal de gran extensión que se encuentra ubicado en la parte alta del punto de muestreo, que recibe agua que proviene de zonas de Andosoles localizadas en las laderas adyacentes.

Figura 4

Relación entre las señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  de la precipitación y los suelos:

a) Andosol 1, b) Andosol 2, c) Histosol 1, d) Histosol 2, e) Agua Roca 1, y f) Agua Roca 2



Por el contrario, el Histosol 2 (zona humedales confinados) exhibe una distribución de abundancia isotópica variable, muy relacionada a la de precipitación durante todo el periodo de muestreo. El valor promedio de  $\delta^{18}\text{O}$  del nivel 1 (25 cm de profundidad) es de  $-9.9\text{‰}$ ,

con una variación entre -6.6‰ y -14.2‰. Además, las distribuciones de la señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  son similares en el periodo donde se tienen muestras en los tres niveles del suelo (figura 4d). Los valores promedios de  $\delta^{18}\text{O}$  en los niveles 2 y 3 (a 35 cm y 65 cm de profundidad, respectivamente) son de -8.3‰ y -8.6‰. Con variaciones atenuadas en relación al nivel 1, debido a que los mismos no fueron monitoreados durante las temporadas más húmedas (finales de mayo de 2011, figura 3), las cuales producen mayor variabilidad en abundancia isotópica. Dichos valores varían entre -7.7‰ y -9.0‰ en el nivel 2, y -7.3‰ y -9.1‰ en el nivel 3.

En general, las tendencias de la señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  del agua que circula en el suelo son las siguientes: 1) La señal isotópica de los tres niveles del Histosol 2 se encuentran directamente relacionadas a la señal de la precipitación (figura 4d); 2) en el Andosol 1, solamente el nivel 1 (más superficial) guarda relación con la señal isotópica de la precipitación (figura 4a); 3) en el caso del Andosol 2, la señales de sus tres niveles se relacionan con la de la precipitación, pero con una respuesta retrasada (alrededor de 6 semanas) como se evidencia en la figura 4b; y 4) en relación al Histosol 1, en la figura 4c se observa que su señal isotópica no se relaciona con la de la precipitación, excepto ligeramente en respuesta al evento de lluvia a finales del mes de mayo de 2011.

En resumen, el Histosol 1 (de ladera) no reacciona a la señal isotópica de la precipitación, mientras que, el Histosol 2 (zona de retención de agua) exhibe una relación directa a la señal de la misma. Esto sugiere, que el tiempo de residencia del agua que circula sub-superficialmente por el Histosol 2 es menor al del Histosol 1.

### ***Relaciones entre el agua lluvia y los ojos de agua***

Los ojos de agua (figura 4e y figura 4f) presentan señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  muy estables durante todo el periodo de monitoreo. Cuyos valores promedios son de -10.5‰ y -8.5‰, con desviaciones estándar de 0.12‰ y 0.10‰ para los ojos de agua 1 y 2, respectivamente (tabla 1), lo cual sugiere que estos tienen diferente procedencia de diferentes alturas. Adicionalmente se aprecia que el tiempo de residencia del agua que fluye por la roca es mayor al del agua de los suelos, lo cual sugiere que el agua que se filtra desde los horizontes minerales hacia la roca tiene un proceso de almacenamiento mayor al de los suelos.

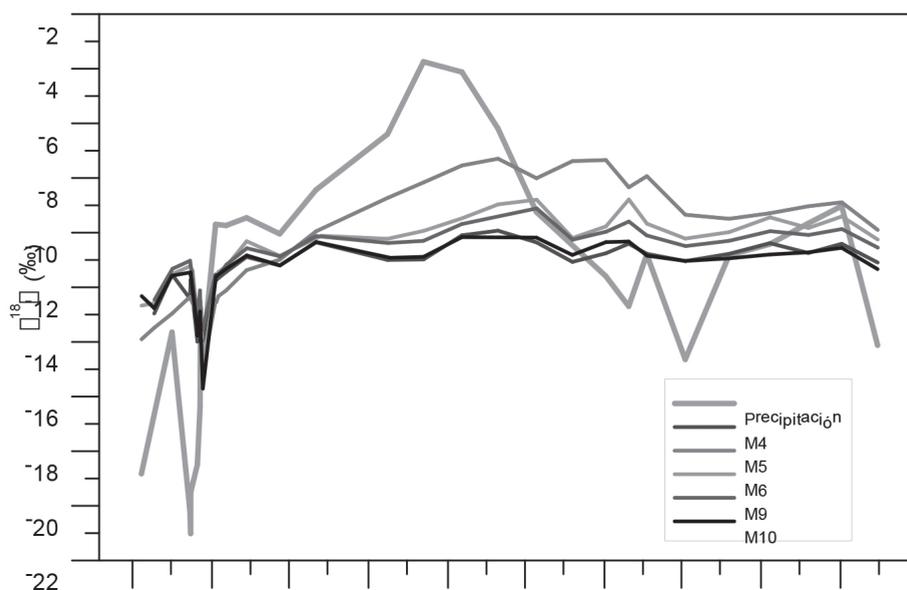
### ***Relaciones entre el agua lluvia y el agua de los ríos***

Las abundancias isotópicas promedio de  $\delta^{18}\text{O}$  en los caudales son de -12.0‰ en la microcuenca 1 (M1), -11.8‰ en la M2, -11.6‰ en la M3, -11.7‰ en la M4, -10.5‰ en la M5, -10.9‰ en la M6, -11.5‰ en la M7, -11.7‰ en la M8, -11.2‰ en la M9, y -11.9‰ en la M10. Las variaciones en las señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  se encuentran atenuadas en relación a las de la precipitación (tabla 1), con una variación máxima de 7.7‰ en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de la microcuenca 5, durante todo el periodo de monitoreo.

Basado en estos valores, en la ubicación geográfica (figura 1), y en las distribuciones de las señales isotópicas de las diez microcuencas monitoreadas, se observa que tanto para  $\delta^{18}\text{O}$  como para  $\delta^2\text{H}$ , los datos pueden ser reagrupados para su análisis. Las microcuencas 1, 2, 3, 4 y 10 poseen similares distribuciones de señal isotópica durante todo el periodo de mo-

nitreo. Por lo que pueden ser agrupadas en el subgrupo 1, representado por la microcuenca 10 (M10). El subgrupo 1 exhibe variaciones máximas de 5‰ para  $\delta^2\text{H}$  y 1‰ para  $\delta^{18}\text{O}$ , a lo largo de todo el periodo de monitoreo. Las distribuciones isotópicas de las microcuencas 7 y 8 son similares, y pueden reagruparse en el subgrupo 2, el cual será representado por la distribución de señal isotópica de la microcuenca 7 (M7). El subgrupo 2 posee variaciones máximas de 3‰ para  $\delta^2\text{H}$  y 0.5‰ para  $\delta^{18}\text{O}$ , y sus valores se encuentran ligeramente enriquecidos en relación a los del subgrupo 1 (aproximadamente 0.8‰) durante todo el periodo de monitoreo. La distribución de señal isotópica de la microcuenca 6 (M6) se encuentra enriquecida en relación a las de los subgrupos 1 y 2, y ha sido considerada individualmente en el subgrupo 3. De igual forma, la distribución de señal isotópica de la microcuenca 9 (M9) difiere de las demás, tendiendo a valores isotópicamente enriquecidos en relación a los de los subgrupos 1 y 2, y empobrecidos respecto a los del subgrupo 3, por lo que también será analizada individualmente en el subgrupo 4. Finalmente, la distribución de los valores de señal isotópica de la microcuenca 5 (M5) difiere de las demás (figura 5), por lo que será considerada individualmente en el subgrupo 5. Los valores de señal isotópica del subgrupo 5 son los más enriquecidos en abundancia isotópica tanto en  $\delta^{18}\text{O}$  como en  $\delta^2\text{H}$  durante todo el periodo de monitoreo.

Figura 5  
Señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  en caudales tipo comparadas con la señal isotópica de precipitación



En general, las señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  de los caudales no tienen una relación directa con la señal de la precipitación a lo largo del periodo de monitoreo (figura 5). Esto, excepto para el subgrupo 5 (M5), cuya señal enriquecida en abundancia isotópica, guarda relación con la de la precipitación, incluso manteniendo la misma estacionalidad a lo largo

de todo el periodo de monitoreo. Así como también, inmediatamente después del intenso evento de lluvia (finales de mayo de 2011) en todos los subgrupos. Tendencias similares fueron encontradas por Goller (*et al.*, 2005) en su estudio realizado en un bosque montano tropical al sur del Ecuador, entre las señales isotópicas de la precipitación y los caudales luego de intensos eventos de lluvia. Lo cual sugiere un aporte más directo del agua de evento en la generación de escorrentía la cual proviene presumiblemente del primer horizonte del suelo.

Las señales isotópicas promedio de  $\delta^{18}\text{O}$  varían en un rango muy pequeño entre -11.5‰ y -12.0‰ (tabla 1) para las microcuencas de la zona oriental de la cuenca de estudio (subgrupos 1 y 2, figura 5). Esto debido a que las mismas no reciben aporte del agua enriquecida en abundancia isotópica del Histosol 2 (zona de retención de agua), que se ubica en la parte alta de la zona oeste del área de estudio. Por otro lado, los valores promedios de  $\delta^{18}\text{O}$  en el subgrupo 4 (M9, confluencia de las todas las microcuencas), subgrupo 3 (M6) y subgrupo 5 (M5) son de -11.2‰, -10.9‰ y -10.5‰, respectivamente, los cuales se encuentran ubicadas en zonas centro-occidentales del área de estudio. Estos valores reflejan que las abundancias isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  en dichos subgrupos, exhiben un patrón de enriquecimiento a medida que los puntos monitoreados se ubican más cerca de la zona del Histosol 2 (figura 1). Lo cual sugiere una mayor infiltración del agua del humedal en mención.

### ***Identificación de las principales fuentes de agua que generan escorrentía***

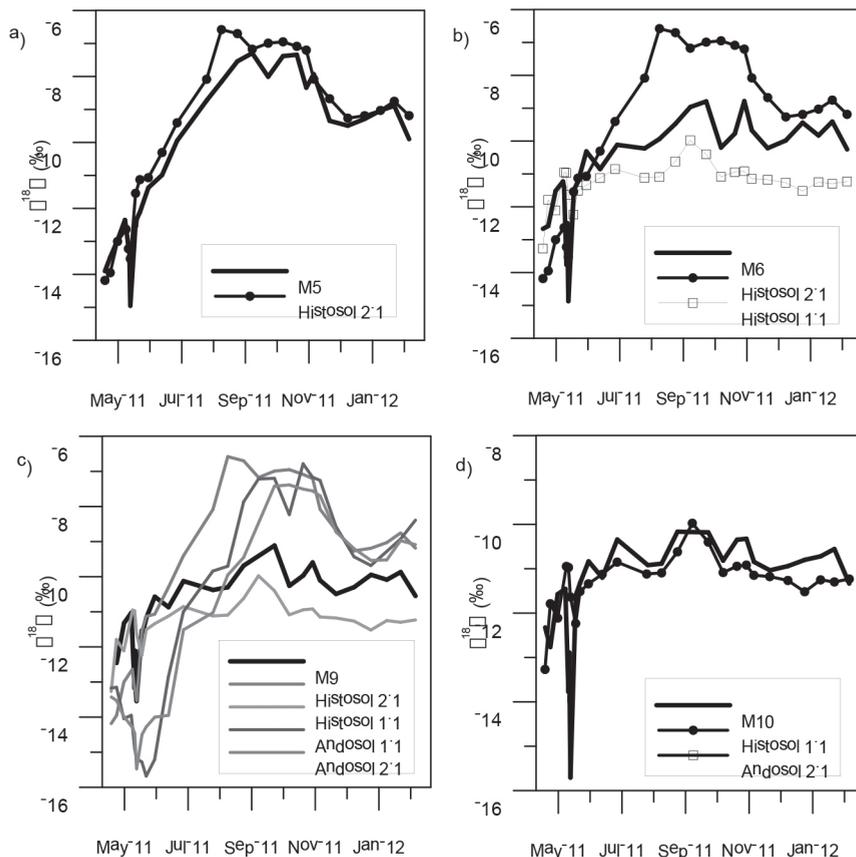
En las figura 4 y figura 5, y en la tabla 1 se puede observar que las variaciones de  $\delta^{18}\text{O}$  en los caudales y el agua del suelo son menores a las generadas en las muestras de precipitación, efecto que se conoce como atenuación. Lo último sugiere que el agua lluvia no influye de manera directa en la generación de caudal, sino más bien como fuente de agua que recarga los suelos con excepción de los eventos de alta intensidad. Tendencias similares fueron encontrados en los estudios realizados por Crespo (*et al.*, 2011a) y Goller (*et al.*, 2005) al sur del Ecuador.

En la figura 6a, se observa que existe una relación directa entre las señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  del agua del subgrupo 5 (M5) y la del Histosol 2 (zona de retención de agua). Lo que sugiere que dicho Histosol es la principal fuente de aporte de dicho subgrupo durante todo el periodo de monitoreo. Además, tanto la señal isotópica del agua del Histosol 2 (figura 4d) como la del subgrupo 5 (figura 5), responden a la señal del agua de precipitación durante todo el periodo de monitoreo, sobretodo en épocas lluviosas. Lo cual muestra que en este grupo de cuencas la influencia de la precipitación es mayor que en el resto de la cuenca de estudio.

En las figura 6b y figura 6c, se observa que las señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  del agua que regula la escorrentía de los subgrupos 3 (M6) y 4 (M9) (confluencia de todas las microcuencas en el área de estudio), respectivamente, poseen distribuciones similares a la del Histosol 1 (de ladera) a lo largo del periodo de monitoreo. Aunque, sus valores se encuentran ligeramente más enriquecidos (entre 0.5‰ y 2.5‰ para el subgrupo 3 y 0.5‰ y 1.5‰ para el subgrupo 4), debido a la mezcla con agua proveniente del Histosol de retención (Histosol 2), que tiene mayor abundancia isotópica. En contraste, en la figura 6c, se puede notar que el agua que circula por los Andosoles no produce variaciones en la señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  de

M9. Esto sugiere que el agua que circula por este tipo de suelo no aporta de manera directa a la regulación de la escorrentía en la cuenca, sino que más bien, dichos suelos aportan agua a las zonas de los Histosoles en el fondo del valle. Estos hechos reflejan que ambos Histosoles son una importante fuente para la regulación de la escorrentía.

Figura 6  
Comparación de las señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  entre caudales y suelos;  
a) M5 vs. Histosol 2.1, b) M6 vs. Histosol 2.1, c) M9 vs. Andosoles e Histosoles  
d) M10 y M7 vs. Histosol 1.1



Por otro lado, en la Figura d, se puede notar que a lo largo de todo el periodo de muestreo, el agua del Histosol 1 tiene una influencia determinante como fuente de aporte a los caudales de los subgrupos 1 (M10) y 2 (M7).

## Conclusiones

Mediante el estudio del fraccionamiento isotópico de deuterio y oxígeno-18 en la cuenca de páramo andino del río Zhuruca y se ha determinado que el fraccionamiento isotópico en la cuenca se realiza en equilibrio (no existe fraccionamiento por evaporación)

y que la precipitación en la cuenca es influenciada por la reevaporación de lluvias localizadas en la zona de estudio y/o por lluvias provenientes de otras fuentes de vapor de agua, como del océano Pacífico predominantemente. También esta señal refleja la existencia del efecto altitudinal (mayor altitud = empobrecimiento en señal isotópica) y de cantidad en algunas épocas en las diferentes partes de la cuenca.

En el caso de los suelos, la señal isotópica del nivel 1 del Andosol 1 y de los tres niveles del Andosol 2, se encuentran relacionadas a la señal de la precipitación. En tanto que las de los niveles más profundos del Andosol 1 (nivel 2 y 3) no reaccionan a la señal de la misma. Mientras que para los Histosoles, las señales isotópicas del Histosol 1 (el de origen de ladera) evidencian que no existe relación con la precipitación, en contraste a la señal isotópica del Histosol 2 (zona de retención de agua) que refleja una relación directa con la precipitación en sus tres niveles, lo que sugiere que el tiempo de residencia del agua que circula sub-superficialmente por el Histosol de ladera es mayor que el del agua que circula por el Histosol procedente de la zona de retención de agua. La señal isotópica de los ojos de agua sugiere que el agua proviene de la roca, que ha estado almacenada por un largo período de tiempo, y que los mismos tienen diferente procedencia o que sus tiempos de residencia bajo la superficie son distintos.

La señal isotópica del caudal se presenta muy estable en las microcuencas de la zona oriental de la cuenca de estudio (subgrupos 1 y 2). En la zona centro-occidental (subgrupos 3.4 y 5) las señales isotópicas se van enriqueciendo a medida que las microcuencas se acercan más al Histosol 2 (zona oeste).

Los resultados muestran que la principal fuente de agua durante épocas muy húmedas es la lluvia, mientras que durante el resto del año la escorrentía es generada principalmente desde los Histosoles. Los Andosoles tienen como función principal la de regular el caudal y recargar los Histosoles durante condiciones normales. Por otra parte durante condiciones secas los resultados sugieren que los Histosoles son la principal fuente de caudal. De la misma manera no existen evidencias de aportes de aguas subterráneas significativas a la generación de caudal en la zona, debido principalmente al tipo de geología encontrado.

## **Agradecimientos**

Esta investigación fue posible gracias a los siguientes colaboradores: DIUC (Dirección de Investigación de la Universidad de Cuenca) proyecto “Estudio bio-hidrológico de un ecosistema de páramo húmedo Andino”, IAMGOLD Ecuador S.A. (Proyecto Quimsacocha), la SENESCYT proyecto PIC-11-715 y la DFG (German Research Foundation, Research Unit 816: Biodiversity and Sustainable Management of a Megadiverse Mountain Ecosystem in South Ecuador, subproject B3.2, BR2238/4-1). Sin esta ayuda financiera no hubiese sido posible el monitoreo y la recolección de la gran cantidad de datos de estas cuencas de estudio.

## **Referencias**

Bacuilima, F.L., Bacuilima, J.C. y Bermeo, W.A.

1999 “Caracterización de clima por microcuencas en el Austro ecuatoriano”. Tesis de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Cuenca.

- Buytaert, W.  
2004 "The properties of the soils of the south Ecuadorian páramo and the impact of land use changes on their hydrology". Faculty of Agricultural and Applied Biological Sciences, Katholieke Universiteit Leuven.
- Buytaert, W., De Bièvre, B., Wyseure, G. y Deckers, J.  
2005a "The effect of land use changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in south Ecuador". *Hydrological Processes*, 19(20): 3985-3997.
- Buytaert, W., Célleri, R., Willems, P., De Bièvre, B. y Wyseure, G.  
2006a "Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes". *Journal of Hydrology*, 329: 413-421.
- Buytaert, W., Célleri, R., De Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J. y otros.  
2006b "Human impact on the hydrology of the Andean Paramus". *Earth-Science Reviews*, 79: 53-72.
- Castañó, C.  
2002 "Páramos y ecosistemas alto andinos de Colombia en condición hotspot y global climatic tensor". *Open file Reports*, IDEAM, Bogotá.
- Crespo, P., Búcker, A., Feyen, J., Vaché, K. B., Frede, H. G. y Breuer, L.  
2011a "Preliminary evaluation of the runoff processes in a remote montane cloud forest basin using Mixing Model Analysis and Mean Transit Time". *Hydrological Processes In Press*.
- Crespo, P., Feyen, J., Buytaert, W., Búcker, A., Breuer, L., Frede, H. y otros  
2011b "Identifying controls of the hydrological response of small catchments in the tropical Andes (Ecuador)". *Journal of Hydrology*, (407): 164-174.
- Dansgaard, W.  
1964 "Stable isotopes in precipitation". *Tellus*, (16): 436-468.
- Díaz-Granados Ortiz, M. A., Navarrete Gonzalez, J. D. y Suárez López, T.  
2005 "Páramos". *Sensitive Hydrosystems*, (22): 64-75.
- FAO/ISRIC/ISSS  
1998 "World Reference Base for Soil Resources". *World Soil Resources*, Report 84, FAO, Rome.
- García, M., Villalba, F., Araguás Araguás, L. y Rozanski, K.  
1998 "The role of atmospheric circulation patterns in controlling the regional distribution of stable isotope contents in precipitation. Preliminary results from two transects in the Ecuadorian Andes". *Isotope Techniques in the Study of Environmental Changes*, (127-140). Vienna: IAEA.
- Goller, R., Wilcke, W., Leng, M., H.J., T., Wagner, K., Valarezo, C. y otros  
2005 "Tracing water paths through small catchments under a tropical montane rain forest in south Ecuador by an oxygen isotope approach". *Journal of Hydrology*, 308: 67-80.
- Jaramillo, V.  
2011 "Análisis y evaluación del régimen de escurrimiento superficial y su uso actual en la microcuenca del río Zhurucay. Cantones Girón, San Fernando-provincia del Azuay". Tesis de la Universidad Politécnica del Ejército. Ecuador.
- Kendal, C. y McDonnell, J.  
1998 *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Amsterdam: Elsevier.
- Kendall, C. y Coplen, T. B.  
2001 "Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States". *Hydrological Processes*, (15): 1363-1393.
- Mena, P. y Hofstede, R.  
2006 "Los páramos ecuatorianos. Botánica económica de los Andes Centrales". M. Moraes R., B. Øllgaard, L. P. Kvist, F. Borchsenius, y H. Balslev (eds.) La Paz.

- Mook, W.  
2006 *Introduction to isotope Hydrology: Stable and Radioactive Isotopes of Hydrogen, Oxygen and Carbon*. Viena, Austria.
- Roche, M., Gonfiantini, R., Fontes, J., Abasto, N. y Noriega, L.  
1999 *The isotopic composition of precipitation on the Andes and Amazon of Bolivia. Isotope Techniques in Water Resources Development and Management*. Viena: IAEA.
- Rozanski, K. y Araguás Araguás, L.  
1995 "Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the south american continent". *Bulletin de l'IEA*, 379-390.
- Van der Hammen, T. y Hooghiemstra, H.  
2000 "Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia". *Quaternary Science Reviews*, 19: 725-742.
- Vuille, M., Bradley, R.S. y Keimig, F.  
2000 "Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies". *Journal of Climatology*, 13(2): 2520-535.
- Vogel, J., Lerman, J. y Mook, W.  
1975 "Natural Isotopes in Surface and Groundwater from Argentina". *Hydrological Sciences Bulletin*, XX, 203-221.
- Wagner, K.  
2002 "Fractionation of oxygen and hydrogen isotopes in waters of microcatchments in a tropical mountain rain forest of Southern Ecuador". *Diplomarbeit* (Teil I).
- Wilcox, B.  
2011 "La investigación Hidrológica en los altos andes: La ruta por delante". CONDESAN. <http://www.condesan.org/e-foros/paramos2/lainvestigacionhidrologicaMay24.htm>
- Yurtsever, Y.  
2000 "Isotopos Ambientales en el ciclo hidrológico, principios y aplicaciones". Viena.