



UNIVERSIDAD DE CUENCA
Fundada en 1867

Facultad de Ingeniería
Carrera de Ingeniería Civil

**“Análisis de la Dinámica Hidrológica en
Cuencas de Páramo Húmedo: Estudio de
Caso a Escala de Ladera”**

Tesis previa a la obtención
del Título de Ingeniero Civil

Autor: **Carlos Santiago Rivera Ochoa**

Director: *Ing. Patricio Javier Crespo Sánchez, Ph.D.*

Tutor: *Ing. Ryan Padrón Flasher*

Cuenca-Ecuador

Junio-2014



RESUMEN

El componente más importante del ecosistema de Páramo es el suelo. El Andosol, ubicado en las laderas de pajonal, es el de mayor cobertura. Este consta de dos horizontes: Ah, presenta composición orgánica y el C, de composición mineral. Sin embargo, se desconoce la dinámica hidrológica de las laderas de Páramo relacionado a su variabilidad temporal y espacial. El estudio se desarrolló en una ladera de 22m de largo y 20% de pendiente (promedio de la microcuenca), localizada en la microcuenca del río Zhurucay, en la Provincia del Azuay, Ecuador, usando una red de sensores de humedad y tensión matricial. Los sensores se encuentran distribuidos a través de los horizontes (Ah-C) en 5 posiciones a lo largo de la ladera (C1-C5). Respecto a la variabilidad temporal se encontró que el volumen de lluvia por evento es la principal variable. Valores menores a 1.11 mm se interceptan en el pajonal. La mayoría de eventos registrados ingresan a través de todo el horizonte Ah. Eventos superiores a 10mm ingresan hasta el horizonte mineral. En cuanto a la variabilidad espacial, C4 tiene la mayor capacidad de almacenamiento y también regula los ingresos laterales de la parte alta (C1-C3); mientras C5 evacúa agua hacia el cauce. Se concluye que la ladera con cobertura de pajonal cumple con el rol de regulador de caudal. En eventos de gran magnitud, los 3 horizontes evacúan a una baja tasa el agua que ha ingresado al perfil del Andosol, mientras que en sequías solo el horizonte Ah.

Palabras clave: Páramo, Zhurucay, pajonal, ladera, WCR, TDR, tensiómetro, Andosol, dinámica hidrológica,



ABSTRACT

The main component of the “Páramo” ecosystem is the soil. The Andosol, located on the hillslopes with tussock grass is the broadest coverage in such basins, under the Andosol is the mineral horizon (C). However, there is a gap in the knowledge of hydrological dynamics in “Páramo” hillslopes related to its temporal and spatial variability. The study was conducted on a 22m length and 20% slope located in the upper part of the Zhurucay river basin, located in Azuay Province in southern Ecuador using a network of soil moisture and matrix soil tension sensors. The sensors are distributed across the different horizons (Ah-C) along the slope at 5 positions (C1-C5). The temporal variability was found to be influenced predominantly by the volume of the rain event. Values lower than 1.11 mm are intercepted in the tussock grass. Most registered events enter across the horizon *Ah*. Events with a higher rainfall amount than 10 mm enter the mineral horizon. In terms of spatial variability, the volume stored in each position shows that C4 has the greater volume storage capacity and also regulates the side flow of the upper positions (C1-C3); while C5, in despite of receiving high income of side flow evacuates water into the channel. It was concluded that the hillslope grassland coverage plays the role of water flow regulator. For high amount rainfall events, the three horizons evacuate low rates of water that have entered the profile soil, whereas in droughts only the horizon *Ah*.

Key words: Páramo, Zhurucay, tussock grass, hillslope, WCR, TDR, tensiometer, andosol, hydrological dynamics



TABLA DE CONTENIDOS

RESUMEN	2
ABSTRACT	3
AGRADECIMIENTO.....	8
1 INTRODUCCIÓN	10
2 MARCO TEÓRICO	12
2.1 Movimiento de agua en el suelo (medios poroso).....	12
2.2 La succión en el suelo.....	13
2.3 Equipos utilizados en el estudio	13
2.3.1 Humedad	13
2.3.2 Potencial matricial del suelo	14
3 MATERIALES Y MÉTODOS.....	15
3.1 Sitio de Estudio	15
3.1.1 Descripción estratigráfica de los suelos de ladera.....	16
3.2 Establecimiento del sistema de monitoreo de la ladera	18
3.2.1 Dispositivos para medición de lluvia.....	18
3.2.2 Dispositivos para Control de la Respuesta Hidrológica de Ladera.	19
3.3 Metodología de Análisis de la Variabilidad Temporal.....	20
3.3.1 Determinación del volumen interceptado.....	20
3.3.2 Identificación del Flujo entre Horizontes	21
3.3.2.1 Flujo a través del suelo mediante la Ley de Darcy	22
3.4 Metodología de Análisis de la Variabilidad Espacial	23
3.4.1 Aproximación Teórica	23
3.4.2 Ecuación de Almacenamiento	25
3.5 Análisis estadístico.....	25
4 RESULTADOS.....	26
4.1 Calibración de los sensores de humedad WCR.....	26
4.2 Variabilidad Temporal	27
4.2.1 Intercepción	27
4.2.2 Movimiento de agua en el suelo	28
4.2.2.1 Dinámica H10-H25	28
4.2.2.2 Dinámica H25-H35	30
4.2.2.3 Dinámica H35-Mineral.....	31
4.2.3 Sequías	34



4.2.3.1	Agua disponible en la zona de raíces (H10).....	34
4.2.3.2	Aporte al Caudal Base por el Drenaje del Agua Almacenada en la Ladera 35	
4.2.3.3	Potencial Matricial en Eventos Extremos de Sequía.	37
4.3	Variabilidad Espacial.....	38
4.3.1	Lluvia a intensidad constante baja.....	39
4.3.2	Lluvia de volumen alto.....	41
4.3.2.1	Análisis de la Dinámica por Horizonte.....	41
4.3.2.2	Análisis Carga-Descarga a Escala de Ladera.....	46
5	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	50
5.1	Conclusiones.....	50
5.2	Recomendaciones	51
6	BIBLIOGRAFÍA	53
	ANEXO A	57



Cláusula de Derechos de Autor

Yo, *Carlos Santiago Rivera Ochoa*, autor de la tesis “Análisis de la dinámica Hidrológica en Cuencas de Páramo Húmedo: Estudio a Escala de Ladera”, reconozco y acepto el derecho de la Universidad de Cuenca, en base al Art. 5 literal c) de su Reglamento de Propiedad Intelectual, de publicar este trabajo por cualquier medio conocido o por conocer, al ser este requisito para la obtención de mi título de (título que obtiene). El uso que la Universidad de Cuenca hiciere de este trabajo, no implicará afección alguna de mis derechos morales o patrimoniales como autor.

Cuenca, 20 de Junio de 2014



Carlos Santiago Rivera Ochoa
C.I: 0301627998



Cláusula de Propiedad Intelectual

Yo, *Carlos Santiago Rivera Ochoa*, autor de la tesis “Análisis de la dinámica Hidrológica en Cuencas de Páramo Húmedo: Estudio a Escala de Ladera ”, certifico que todas las ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son de exclusiva responsabilidad de su autor.

Cuenca, 20 de Junio de 2014.



Carlos Santiago Rivera Ochoa
C.I: 0301627998



AGRADECIMIENTO

Los grandes objetivos planteados en la vida no se los consigue fácilmente, la perseverancia y sobre todo el apoyo incondicional de ciertas personas es fundamental. Con gran estimación, agradezco al Ing. Patricio Crespo Ph.D. por su tan acertada dirección y consejo durante el desarrollo de este documento. Al Ing. Ryan Padrón, por ayudar como tutor en el cumplimiento de los objetivos planteados. Al Centro de Hidrología y Clima de la Universidad de Cuenca, por la disponibilidad al acceso de información necesaria para este estudio. Gracias todos mis amigos y futuros colegas, quienes con sus ideas, sugerencias y motivación ayudaron directa o indirectamente en la consecución de esta meta.

Santiago Rivera Ochoa

Cuenca, junio 2014



*A mamá, papá, y mis hermanos.
¡Sin ustedes nada sería posible!*



1 INTRODUCCIÓN

Los ecosistemas de humedales presentes en las regiones montañosas de los Andes sobre los 3000m.s.n.m. (Buytaert, et al., 2006b), se denominan páramos. Estos ecosistemas cubren las zonas altas del norte de los Andes, aproximadamente entre la latitud 11°N y 8°S (Buytaert, et al., 2006a). Grandes ciudades como Quito, Bogotá y Cuenca dependen del páramo para su suministro de agua potable, ya que comúnmente las aguas de los ríos que descienden de ellos es de gran calidad (Buytaert, et al., 2006b). En el 2002 la Unión Internacional para la Conservación de la Naturaleza, reporta que más de 100 millones de personas son beneficiadas por los servicios ambientales brindados por los páramos (IUCN, 2002), tales como agua confiable para uso urbano, agricultura, industria y generación hidroeléctrica (Buytaert, et al., 2006b).

Los ríos que descienden de los ecosistemas de páramos mantienen un flujo base en cantidades considerables en todo el año (Luteyn, 2002). Existen varios factores que intervienen en la regulación: altos volúmenes de lluvia distribuidos durante todo el año, baja tasa de evapotranspiración, elevada capacidad de infiltración de los suelos y la alta capacidad de almacenamiento de los suelos (Buytaert, et al., 2006a; Sarmiento, 2000; Buytaert, 2004), siendo este último el más importante (Llambí, et al., 2012).

Los suelos más comunes que se encuentran los páramos son de origen volcánico y se clasifican como Andosoles e Histosoles (Buytaert, 2004). Una descripción completa de estos suelos puede encontrarse en FAO (2007). La gran capacidad de almacenamiento de agua en estos suelos es debido contenido de materia orgánica que poseen (Buytaert, et al., 2006c). El gran volumen de mesoporos y microporos favorecen también la retención de agua (Llambí, et al., 2012).

Mosquera, et al. (2012) identifican las fuentes de agua que contribuyen a la generación de escorrentía total en cuencas de páramo. La principal fuente son los Histosoles, ubicados junto a los cauces; mientras que los Andosoles, ubicados en las laderas, son los encargados de regular el caudal y recargar los Histosoles.

A pesar de la importancia de los Andosoles en el proceso de regulación de caudales, aún es escaso el conocimiento de la dinámica de ellos, en laderas. Es



decir, el proceso de ingreso del agua en el perfil de suelo y su posterior salida hacia al cauce o a los Histosoles. La dinámica en laderas cobra mayor importancia, cuando se considera la topografía accidentada de las cuencas (Buytaert, et al., 2006b), y la predominancia de los Andosoles en estas (e.g. Cisneros, et al., 2010; Poulenard, et al., 2003).

Un análisis de la variación espacial y temporal de la dinámica de una ladera permiten una mejor comprensión de los modelos de procesos hidrológicos y de erosión de suelos (Ambroise, 2004). Los estudios de ladera son importantes también para análisis de evapotranspiración, transporte de solutos y la dinámica del ecosistema (Georgakakos, 1996).

Importantes estudios permiten identificar los flujos dominantes en las laderas de páramo (Íñiguez, et al., 2008) y la reacción del suelo ante un período prolongado de secado bajo condiciones controladas (Hincapié Gómez & Tobón Marín, 2012). Sin embargo, en el primero no se presenta un análisis de la variabilidad espacial detallado a lo largo de ella, mientras que en el segundo no se tiene una precepción real de la influencia de otras variables que intervienen en el proceso de secado.

Por lo tanto, en esta investigación se abordará el estudio de la dinámica hidrológica en una cuenca de páramo húmedo a escala de ladera. De manera más específica los objetivos de este estudio son el análisis de la variabilidad espacial y temporal en la ladera.



2 MARCO TEÓRICO

Antes de iniciar con el estudio de la dinámica de la ladera es necesario abordar algunos temas importantes relacionados con el movimiento de agua en el suelo, hidrología de ladera y los equipos utilizados para la medición de humedad y tensión matricial. Estos conceptos son importantes para una mejor comprensión del documento.

2.1 Movimiento de agua en el suelo (medios poroso)

Chow, et al., (1994) realiza una descripción sobre el flujo en medios porosos basado en la Ley de Darcy. Define a un medio poroso como una estructura de pequeños conductos, de varias formas y tamaños interconectados. Es decir, parte del área de circulación (A) de un caudal Q, está ocupada por estratos de suelo y roca lo que hace que no se cumple el teorema de la continuidad ($v=Q/A$), pero define el flujo volumétrico “q” llamado campo de flujo de Darcy.

Darcy realizó su experimento en un permeámetro de carga constante. Este es un recipiente de sección constante por el que se hace circular el agua conectando a uno de sus extremos un depósito elevado a nivel constante. En el otro extremo se regula el caudal de salida mediante un grifo que en cada experimento mantiene el caudal también constante. Finalmente, se mide la diferencia de altura de la columna de agua entre dos puntos Δh , separados una distancia Δl . Se define así un gradiente hidráulico $S_f = \Delta h / \Delta l$. Siendo K la conductividad hidráulica de los suelos, la ley de Darcy se escribe en la Ec.1 como:

$$\frac{Q}{A} = q = K S_f \quad \text{Ec.1}$$

Si se considera al flujo como vertical y a la cabeza total de flujo por h y a z como la ubicación de cada punto. El gradiente hidráulico es entonces, $S_f = -\delta h / \delta z$ donde el signo negativo indica que la cabeza está disminuyendo en dirección de la fricción. La ley de Darcy se reescribe como

$$q = -K \frac{\delta h}{\delta z} \quad \text{Ec.2}$$



2.2 La succión en el suelo

La succión está relacionada con la capacidad de extraer o movilizar el agua presente en el suelo. En estado de saturación la succión desaparece. Entre la matriz de suelo y el agua el agua presente en ella, existen varias fuerzas que actúan en conjunto y generan un potencial total Ψ_T Ec. 3 (Zamora & Cristancho, 2008).

$$\Psi_T = \Psi_m + \Psi_s + \Psi_z \quad \text{Ec.3}$$

En donde: Ψ_m es el potencial matricial, asociado con las fuerzas capilares entre la matriz del suelo y el agua; Ψ_s es el potencial osmótico, es debido a la difusión de solutos en el suelo y es importante solo en la interfase entre el suelo y las raíces de la planta y Ψ_z es el potencial gravitacional, relacionado con el movimiento bajo el efecto de la fuerza gravitacional.

Para el movimiento del agua en el suelo y la aplicación de la Ley de Darcy de desestima el valor Ψ_s y la cabeza total de flujo h se presenta en la Ec.4.

$$h = \Psi_m + \Psi_z \quad \text{Ec.4}$$

2.3 Equipos utilizados en el estudio

En el estudio de la dinámica de ladera son necesarias la medición de humedad y tensión matricial in situ, con el objetivo de poder dar una interpretación adecuada de los procesos.

2.3.1 Humedad

Las mediciones de contenido volumétrico de agua (CVA o θ) durante varias décadas han sido tomadas mediante el uso de dispositivos basados en mediciones de la permitividad dieléctrica del suelo. Este método fue propuesto por Topp et al. (1980), quienes mediante mediciones en diferentes suelos minerales estableció una relación entre la constante dieléctrica del medio con el CVA. El dispositivo para este propósito se denomina TDR (Time Domain Reflectometer), el cual consta de dos varillas de longitud L , que sirven como guía para la onda electromagnética generada por él. El tiempo de recorrido de la onda (Tiempo del recorrido hasta la punta y viceversa) es registrado por el sensor y almacenado en un datalogger, lo cual



permite determinar la velocidad de propagación de la onda electromagnética v ($v=2L/t$).

La relación entre la velocidad de la luz c y la de la onda electromagnética v , elevada al cuadrado se denomina constante dieléctrica ϵ_b como se muestra en la Ec. 5

$$\epsilon_b = \left(\frac{c}{v} \right)^2 = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2 \quad \text{Ec. 5}$$

Una descripción completa sobre el dispositivo es realizada por (Jones, et al., 2002) y (Tarantino, et al., 2008). Se dispone además de diversos métodos de calibración entre ϵ_b y θ . Uno de los más ampliamente utilizados es el modelo de aproximación mixto de la constante dieléctrica propuesto por (Looyenga, 1965) y una futura calibración por (Roth, et al., 1990) en el cual se considera un sistema trifásico (sólido, agua y aire) y las fracciones volumétricas de cada uno de ellos.

Para la medición de la humedad se utiliza otros dispositivos con el mismo principio de funcionamiento que un TDR, denominados Water Content Reflectometer (WCR). Su diferencia se encuentra en la frecuencia de funcionamiento ya que el WCR trabaja en un rango de 15 a 45 MHz, mucho menor al de un TDR que opera alrededor de 1 y 1.5 GHz (Chandler, et al., 2004), (Tarantino, et al., 2008). Esta diferencia provoca que el tiempo de recorrido a lo largo de la varilla cambie alterando el valor de la velocidad de propagación y por ende de ϵ_b . La referencia (Chandler, et al., 2004), propone un método de calibración de los WCR mediante el uso de un TDR.

2.3.2 Potencial matricial del suelo

Los tensiómetros son los encargados de medir el potencial matricial del suelo ψ_m . Estos equipos constan de un sensor de presión piezoeléctrico conectado por un tubo a una punta de cerámica porosa. El tubo se llena con agua la misma que satura a la punta de cerámica que es permeable. La punta se coloca en el punto de monitoreo que por lo general permanece no saturado. El agua se extrae de la punta hacia el suelo por la variación de la tensión matricial, creando un vacío en el tubo. Estas variaciones de nivel son medidas por el sensor y registradas en un datalogger. Una descripción del principio de funcionamiento puede encontrarse en (Young & Sisson, 2002).

3 MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 Sitio de Estudio

La ladera de estudio se encuentra ubicada en la microcuenca del río Zhurucay en el sur del Ecuador, Provincia del Azuay (Figura 3.1). La ladera seleccionada tiene una longitud de 22m y una pendiente constante del 20% que representa el promedio de general de la cuenca. Se encuentra contigua a una estación hidrometeorológica, implementada por el Centro de Hidrología y Clima de la Universidad de Cuenca.

El río Zhurucay es afluente del Rircay, el mismo que aporta al río Jubones el cual desemboca en el océano Pacífico. Este sitio se encuentra ubicado a 85 km al sudoeste de la ciudad de Cuenca. El sitio fue escogido por la facilidad de acceso gracias a un camino de tercer orden que llega hasta el sector. Además es una zona en donde la intervención humana es casi nula.

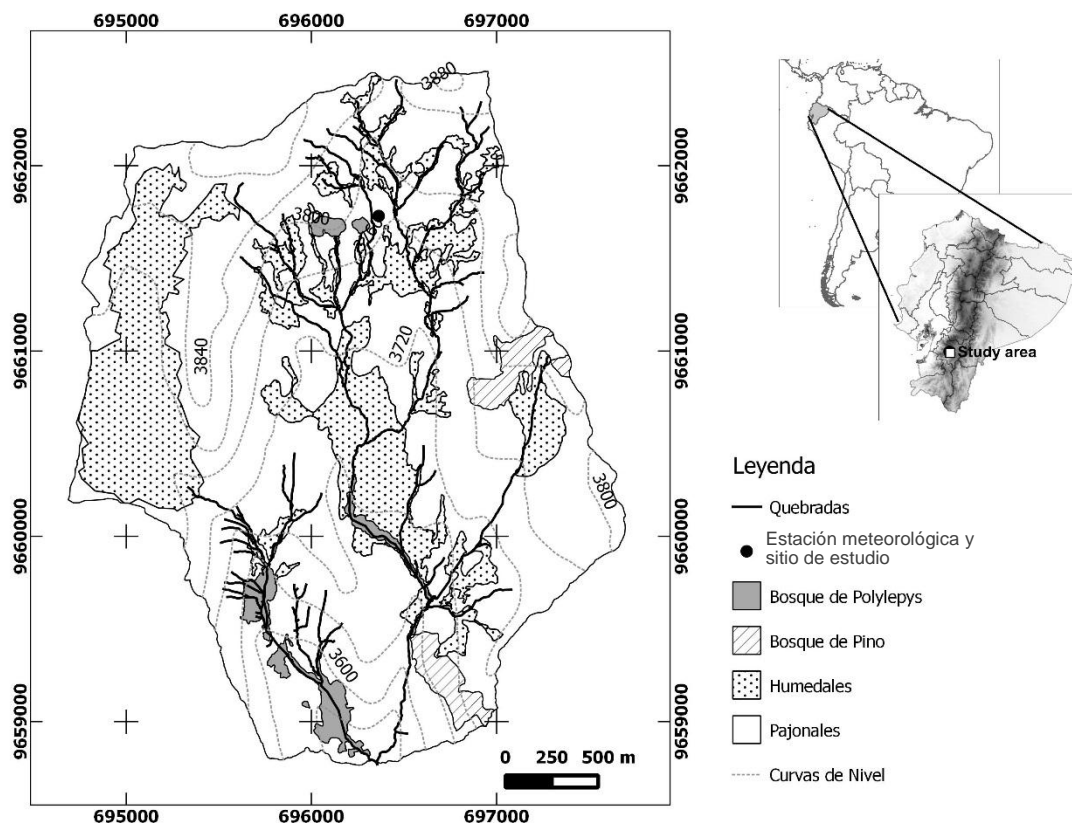


Figura 3.1 Ubicación del sitio de estudio

La precipitación en el lugar es de baja intensidad, según Padrón (2013) y Mosquera et al. (2012). El volumen anual de lluvia tiene una variación entre 1144mm y 1600mm, en los años 2011 y 2012. El índice de estacionalidad (Walsh & Lawler,



1981) es de 0.29, es decir, que la precipitación se encuentra repartida en cantidades similares para todos los meses del año, pero con una estación lluviosa definida siendo los meses de enero y febrero los más lluviosos.

Los datos presentados a continuación corresponden a las diferentes variables meteorológicas de la zona, presentadas por Padrón (2013). La temperatura diaria promedio es de 5.9°C, con valores mínimos menores a 1°C. La humedad relativa promedio diaria es de 91%. La radiación solar es elevada debido a su ubicación llegando a valores instantáneos de 1.4 kWm⁻². La velocidad del viento tiene un comportamiento estacional, de mayo a septiembre su promedio es de 4.4 ms⁻¹, mientras que en el resto del año es de 2.74 ms⁻¹.

La formación geológica en la cual se encuentra la ladera de estudio es Quimsacocha, caracterizada por lavas y tobas (Pratt et al., 1997). Los suelos encontrados en la ladera constan de Andosoles. Sus características físicas dependen del estado de meteorización y las condiciones climáticas (Buytaert, 2004). Presentan un marcado color negro debido a la presencia de materia orgánica humificada la cual se encuentra mezclada con las cenizas volcánicas. El elevado contenido de materia orgánica y la estructura granular, migajosa suelta son los factores que permiten la alta capacidad de retención de agua (Crespo, et al., 2011; Borja et al., 2009)

La cobertura vegetal consta básicamente de pajonales de 40 cm de altura aproximadamente. Los pajonales son pastizales naturales donde una especie con forma de grandes matas domina fisonómicamente dado su densidad y altura, sobre los otros componentes de la estructura del pastizal. Estos últimos conforman la llamada “intermata”, que normalmente la componen especies forrajeras (Luisoni, 2010). El dosel del pajonal consta de acículas largas y muy delgadas dispuestas en capas.

3.1.1 Descripción estratigráfica de los suelos de ladera.

El perfil de la ladera es muy uniforme en cuanto a su composición como al espesor de los horizontes Ah – C, como se puede observar en la Figura 3.2. De acuerdo a las observaciones realizadas se ha dividido en tres secciones que se las ha denominado: zona de raíces, horizonte intermedio y horizonte mineral.

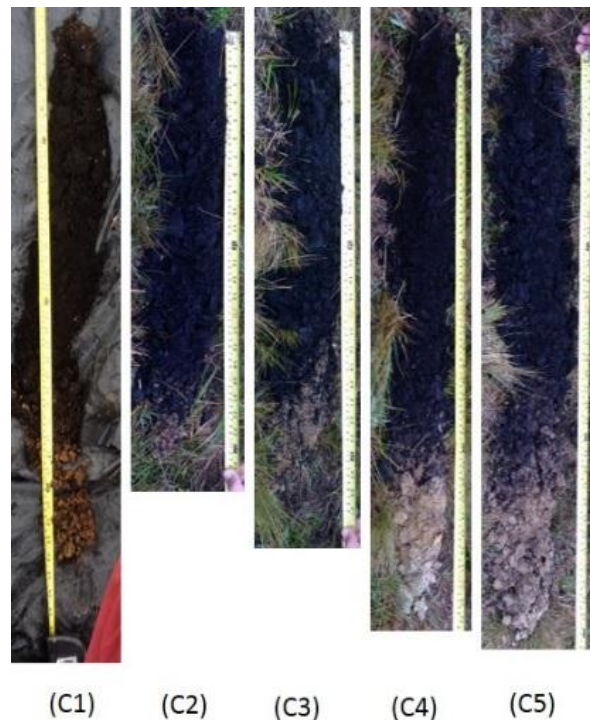


Figura 3.2 Perfil del suelo en la ladera de estudio

Zona de raíces

La zona de raíces se encuentra desde la superficie hasta los 10cm de profundidad. Consta de un horizonte Ah con alto contenido de materia orgánica (Buytaert, 2004). Tiene gran importancia desde el punto de vista ecológico e hidrológico. Ecológico porque casi toda la actividad vegetal del sitio depende de este horizonte, debido a la gran cantidad de raíces presentes. Hidrológico, ya que después de la intercepción, es el segundo receptor de precipitación.

Horizonte Medio

Va desde 10 cm hasta 60 cm de profundidad en la zona baja de ladera; en la parte superior es menos profundo (45cm). Está formado en su totalidad por un horizonte Ah. El contenido de raíces es muy escaso, máximo hasta 25cm de profundidad desde la superficie. Marín & Aucapiña (2014) presentan las propiedades hidrofísicas de los suelos de la zona. Los valores de pF promedios del horizonte Ah se presentan en la Tabla 3.1. La conductividad hidráulica saturada es en promedio de 0.92cm h^{-1}



Tabla 3.1 Valores promedio de pF para Andosoles de la zona

Descripción	pF.	Humedad Promedio (cm ³ cm ⁻³)
Saturación	0	0.76
Capacidad de Campo (CC)	2.3	0.69
	3.4	0.56
Punto de Marchitez	4.2	0.53

Fuente: Modificado de Marín & Aucapiña (2014)

Horizonte Mineral

Se encuentra bajo toda la capa de suelo orgánico. Su profundidad varía llegando hasta la roca madre. En la parte superior de la ladera se observa una textura muy arenosa mientras que en la parte baja es más bien un suelo limo arcilloso.

3.2 Establecimiento del sistema de monitoreo de la ladera

La investigación de hidrología de ladera requiere la determinación de los siguientes grupos de información: (i) ingresos de lluvia en la ladera y (ii) respuesta hidrológica de ladera antes los eventos de lluvia (Dykes & Thornes, 2000).

3.2.1 Dispositivos para medición de lluvia

Para la medición de lluvia se utilizó un pluviógrafo Texas y un disdrómetro Láser Thies

Figura 3.3 a y b), en una escala de agregación de 5min. El disdrómetro permite una mejor medición de la lluvia a baja intensidad, mientras que los del pluviógrafo ayuda en la medición de eventos de gran magnitud (Padrón Flasher, 2013).



(a) Pluviógrafo Texas

(b) Disdrómetro Láser Thies

Figura 3.3 Dispositivos para medición de lluvia

3.2.2 Dispositivos para Control de la Respuesta Hidrológica de la Ladera.

El estudio de la ladera se realizó en 5 puntos, denominados C1, C2, C3, C4 y C5 según su posición en la ladera como se muestra en la Figura 3.4. Cada posición consta de 4 puntos de monitoreo. El primer punto se ubica en la zona de raíces a la cual se le denominará H10¹. Los dos siguientes puntos se localizaron en el horizonte intermedio a una profundidad de 25 y 35 cm denominados H25 y H35. El último punto en el horizonte mineral que se encuentra a una profundidad entre los 65 y 75 cm, denominado HM.

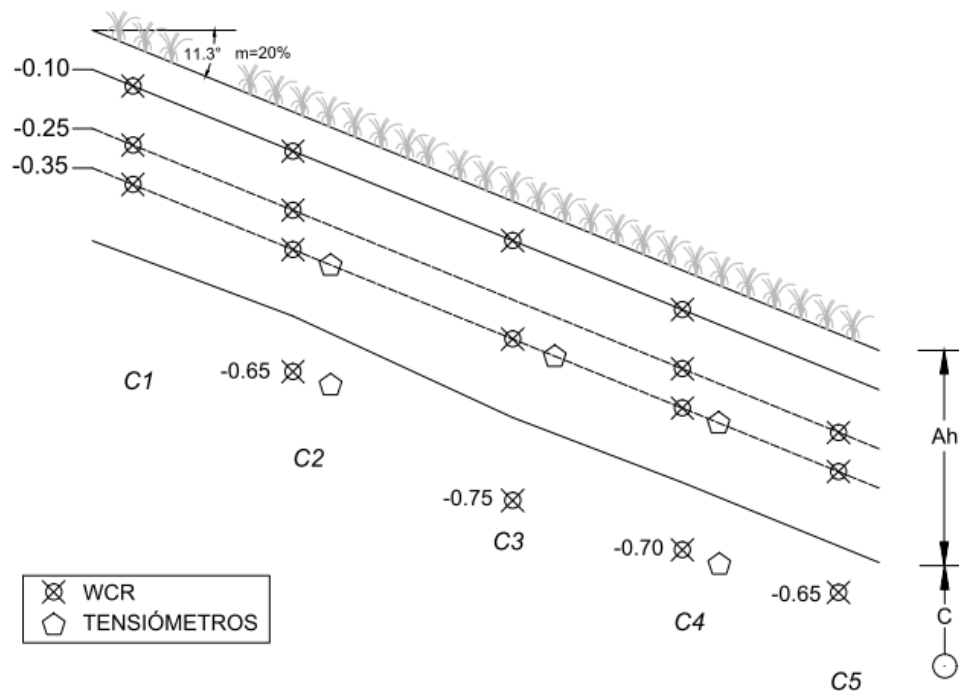


Figura 3.4 Ubicación de los equipos de monitoreo hidrológico en ladera

¹ La letra H es una simple denominación.

Para la medición de la humedad del suelo se han colocado 17 sensores WCR CS616 Campbell Scientific Inc. (Figura 3.5a), que se distribuyen en los puntos mencionados anteriormente, con algunas excepciones por dificultades en la instalación o falta de equipos. Para la medición de la tensión matricial del suelo se han implementado 5 tensiómetros T8 UMS (Figura 3.5b) en la zona media de la ladera; en C2 y C4 se han colocado en H35 y HM, mientras que en C3, uno en H35. La distribución de los sensores en la ladera se observa en la Figura 3.4.

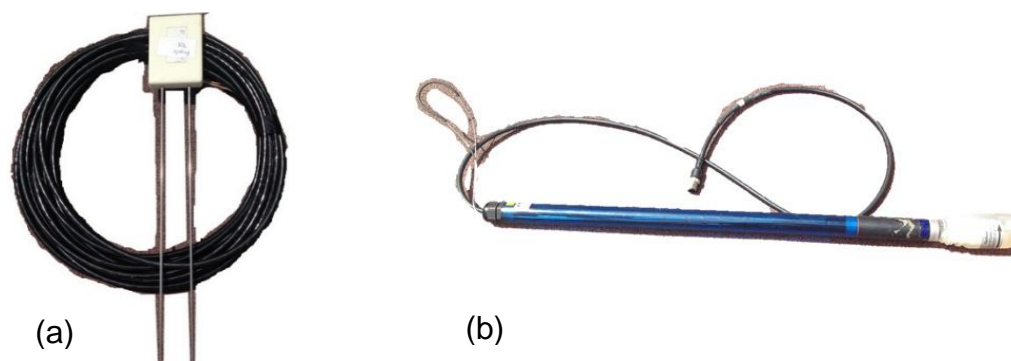


Figura 3.5 Equipos para la medición de humedad y tensión matricial de los suelos: (a) Water Content Reflectometer CS616, Campbell Scientific Inc. (b) Tensiómetro T8 UMS

3.3 Metodología de Análisis de la Variabilidad Temporal

3.3.1 Determinación del volumen interceptado

Es difícil poder usar uno de las técnicas disponibles para medición de la interceptación como las de propuestas por Gerrits et al. (2007), Pathak et al. (1985) o Schaap (1997), que se basan en diferencias de peso entre el agua infiltrada y la precipitación efectiva. En este caso se usó el método de balance, con el uso combinado de dos instrumentos instalados en la ladera de estudio (i) un disdrómetro para la medición precisa de lluvia a baja intensidad (mínima, 0.5mm/h) con una resolución de 0.01mm y (ii) un WCR, ubicado en H10 en la posición C1 (para evitar ingresos por flujo lateral).

Los criterios para la selección de eventos se describen a continuación. Los eventos van precedidos por períodos secos, aproximadamente de un día que garanticen ausencia de agua en las acículas del pajonal. Para evitar la acción de la evapotranspiración (ET) se tomó eventos durante la noche. Se verificó además que no exista reacción inmediata del sensor en H25, aunque esta puede suceder luego



por infiltración. La intensidad debe ser muy baja para prescindir de encharcamiento en la superficie, que impida que el agua se infiltre hasta llegar al sensor.

En el análisis de la curva de contenido volumétrico de agua (θ) del WCR, se observó que previa y posteriormente al evento, θ se estabiliza a consecuencia del cese de la transpiración. A continuación, la precipitación provoca un incremento de θ que continúa hasta cuando cesa la infiltración y se estabiliza el CVA, aquí se registra θ_{final} . Para expresar la variación de humedad en mm se multiplica esta razón por 100mm que es a la profundidad a la que se encuentra el sensor. La diferencia entre el volumen de la precipitación y la ganancia de humedad en el suelo, se considera entonces como la interceptación del pajonal.

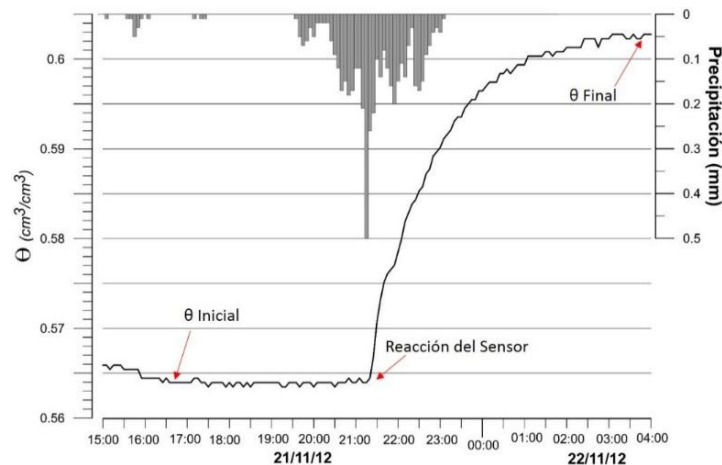


Figura 3.6 Identificación de puntos de interés para la determinación de la interceptación en el pajonal.

3.3.2 Identificación del Flujo entre Horizontes

La generación de flujo hacia horizontes profundos está basada en la disponibilidad de un gradiente hidráulico producto de la variación de humedad entre los distintos puntos del suelo. Mientras mayor sea el volumen de agua ingresado tendrá mayor facilidad de fluir ésta verticalmente. Es por ello que se realizó una selección de eventos de lluvia con volúmenes que van incrementando de acuerdo a la profundidad de flujo que se desea analizar. La condición básica de estos eventos fue que no estén precedidos de un evento inmediato que aporte humedad superficial alterando los volúmenes de lluvia.



El procedimiento se usó para todos los patrones de flujo entre horizontes (H10-H25, H25-H35 y H35-HM²). Se refirió al horizonte inferior como el receptor de humedad producto del paso previo por el horizonte superior. Por ejemplo, para el flujo “H10-H25”, H10 es el horizonte superior y H25 es el inferior. Una vez identificado el evento, se registró la humedad previa, tanto del horizonte superior como del inferior. Cuando el horizonte inferior experimentó un incremento de humedad, se registró la humedad de ambos. El volumen de lluvia previa al incremento también se cuantificará.

Se consideró que existe variación de humedad cuando el sensor registró un incremento superior a $0.002 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ y continuó con la ganancia de humedad. Las especificaciones técnicas del sensor WCR indican que la precisión es superior a 0.1%, entonces el valor seleccionado dio un margen de confianza que garantizó la variación de θ .

3.3.2.1 Flujo a través del suelo mediante la Ley de Darcy

Para el análisis de flujo entre los horizontes H35 y HM, se ha propuesto el uso de tensiómetros instalados en ellos. Estos equipos registran los valores de tensión matricial necesarios para determinar el gradiente hidráulico ($\delta h \delta z^{-1}$) entre estos puntos. Sin embargo, no se dispone de los valores de conductividad hidráulica para flujo no saturado de ningún horizonte que permitan realizar una completa caracterización de la dinámica.

Para determinar el gradiente hidráulico, el valor h se calcula sumando la cabeza total de succión medida por el tensiómetro Ψ y la profundidad z (Figura 3.7). Estas son negativas: ya que z es positiva hacia arriba con 0 en la superficie y Ψ es una fuerza de succión que se opone al flujo de humedad. El signo negativo de Ec.6, indica que la cabeza total está disminuyendo en la dirección del flujo debido a la fricción. El gradiente promedio entre estos puntos se presenta de manera simplificada en la Ec. 7.

$$\frac{\delta h}{\delta z} = - \frac{h_1 - h_2}{z_1 - z_2} \quad \text{Ec. 6}$$

² También se usarán los tensiómetros instalados en estos puntos.



$$\begin{aligned}
 &= - \frac{(\psi_1 + z_1) - (\psi_2 + z_2)}{z_1 - z_2} \\
 &= - \frac{\psi_1 - \psi_2}{z_1 - z_2} - 1 \\
 &= - \frac{\psi_1 - \psi_2}{-0.35 - (-0.65)} - 1
 \end{aligned}$$

$$\frac{\delta h}{\delta z} = - \frac{\psi_1 - \psi_2}{0.30} - 1$$

Ec.7

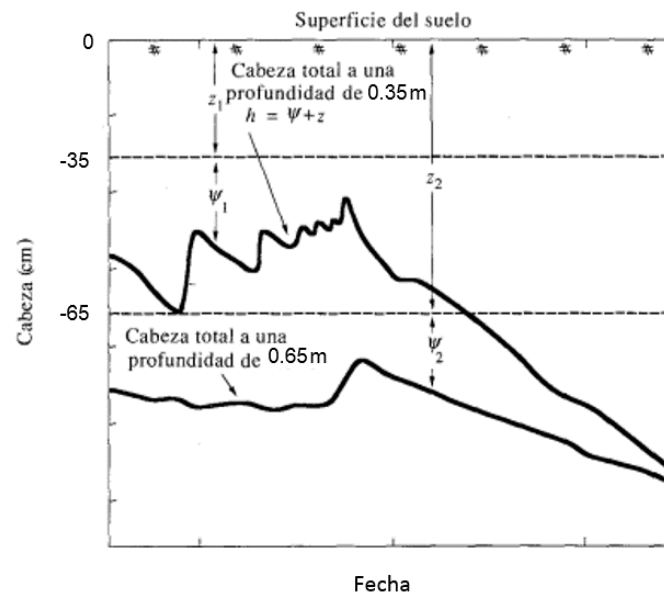


Figura 3.7 Perfiles de cabeza total de humedad a través de tiempo.

Fuente: Modificado de Ven Te Chow, *Hidrología Aplicada* (1994)

3.4 Metodología de Análisis de la Variabilidad Espacial

3.4.1 Aproximación Teórica

Perfil de Humedad o Perfil Hídrico

Representa el contenido volumétrico de agua de un perfil de suelo en un momento dado (Ratto, 2011). Estas figuras permiten visualizar de manera muy clara la dinámica en la ladera. Se utilizó un arreglo de figuras en donde cada una representa una posición. Dentro de ellas existen dos subfiguras, izquierda y derecha, las cuales representan los procesos carga y descarga respectivamente. Estos procesos están representados por un perfil de humedad en diferentes momentos de tiempo, señalizados por letras del alfabeto. Se incluye además la humedad de saturación y



capacidad de campo calculado en laboratorio. Un ejemplo de ellos se muestra en la Figura 3.8.

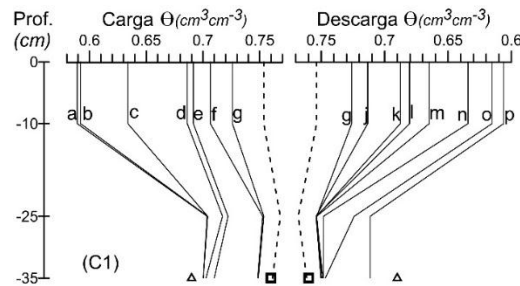


Figura 3.8 Perfiles de Humedad de un suelo durante un proceso carga-descarga.

Tipos de Eventos de Lluvia

Varios estudios de Íñiguez (2008), López (2005) y Niessen (2004), realizan su análisis partiendo de un proceso de desecación, desde la saturación de un perfil de suelo en laboratorio o in situ (Hincapié Gómez & Tobón Marín, 2012). En todos estos no se tiene en consideración la respuesta del suelo bajo condiciones naturales en donde influyen las variables de salida como ET y de entrada como la precipitación. Estas son muy importantes ya que dan una respuesta real en campo de los procesos en ladera.

Padrón (2013), realiza una caracterización de la estructura de la lluvia en el páramo. Sin embargo, no existe un análisis de los eventos en la cual la variable predominante es el volumen de lluvia. Para esto se ha cuantificado la precipitación desde el 14/02/2011 al 27/07/2012 con un valor de 2035.5 mm. En la Figura A-1 del Anexo A se presenta la distribución en porcentaje de los volúmenes de los eventos, cuya separación entre tips es de 30 minutos.

Se realiza una clasificación de la lluvia de acuerdo a como se espera que sea su comportamiento en el suelo. *Lluvia de volumen bajo*, evento de lluvia de volumen estimado menor a 2mm aproximadamente que es interceptado completamente en el pajonal y no se registra en el sensor. *Lluvia de volumen medio*, evento entre 5 y 10 mm que se registra en todo el perfil de suelo y no lo satura. *Lluvia de volumen alto*, evento extraordinario de gran volumen, aproximadamente 20mm, que logra saturar o llegar a un punto muy cercano a la saturación a toda la ladera. *Sequía*, largo período de tiempo en el cual el volumen es menor a 1mm por día (Padrón, 2013) y no recarga los horizontes intermedios.



3.4.2 Ecuación de Almacenamiento

El almacenamiento de agua es una de las características fundamentales en los suelos de páramo, como en los Andosoles (Llambí, et al., 2012). La sumatoria de los productos entre la humedad y el espesor de la sección de suelo representado por ella, permite obtener el historial de almacenamiento de toda la ladera y cada una de las posiciones (Kim, et al., 2007). El volumen almacenado en cada posición cada 5 minutos se calcula mediante al Ec 8.

$$V_i = \sum_{j=1}^n \theta_{(i,j)} e_{(j)} \quad \text{Ec.8}$$

En donde, n es el número de horizontes de cada posición. $\theta_{(i,j)}$ es el contenido volumétrico de agua del horizonte j, de la posición i y $e_{(j)}$ es el espesor de cada horizonte j en mm. El volumen se expresa en mm en cada metro cuadrado. Para representar a toda la ladera, se realiza la sumatoria de los volúmenes de las 5 posiciones, dando el resultado en mm en 5m² (Ec. 9).

$$V_T = \sum_{i=1}^5 V_i$$
$$V_T = \sum_{i=1}^5 \sum_{j=1}^n \theta_{(i,j)} e_{(j)} \quad \text{Ec.9}$$

3.5 Análisis estadístico.

El análisis de linealidad simple para la determinación de la intercepción se realiza mediante un ajuste por mínimos cuadrados. De igual manera el cálculo del índice de bondad tanto de la recta de intercepción como de la correlación entre pérdida de humedad y ET, se realiza mediante el coeficiente de Pearson R². El cálculo de estos valores se realizó mediante el uso de las funciones disponibles en el Software Excel de Microsoft Office, por lo cual no se describe su procedimiento ni sus fórmulas en este documento



4 RESULTADOS

4.1 Calibración de los sensores de humedad WCR

Para la determinación de la relación entre el tiempo de tránsito medido por el WCR y el contenido volumétrico de agua para Andosoles, se usó la ecuación propuesta por Íñiguez (2008), encontrada para estos suelos de una zona muy cercana a la ladera de estudio. Esta ecuación fue hallada por calibración directa entre el tiempo registrado por el sensor y el θ calculado mediante la extracción de anillos Kopecky de 100 cm³. En cuanto a la ecuación para el horizonte mineral se opta por la sugerida en el manual de calibración (Campbell Scientific, INC., 2012).

Para confirmar los resultados obtenidos con las ecuaciones descritas anteriormente, se realizó un muestreo semanal de la humedad del suelo. Para este muestreo se recolectó muestras con anillos Kopecky de 100 cm³ en línea paralela a la ubicación C5 en los horizontes H35 y HM. Se calculó el contenido volumétrico de agua por secado de las muestras de suelo en un horno a 105°C. En la Figuras A-1 del Anexo A se muestra el proceso de extracción de muestras en campo.

De lo anterior se encontró que las ecuaciones originales sobrestimaban la humedad. Con respecto a la ecuación del horizonte Ah (Figura 4.1a) la pendiente de la nueva recta es muy cercana la original y se ha optado por mantener esta última. No obstante, hay una diferencia en el término independiente, por lo cual se realiza un promedio de las diferencias entre la ecuación original y los valores calculados. En cuanto a la ecuación del horizonte mineral (Figura 4.1b), los valores encontrados son muy dispersos y no muestran una tendencia confiable. Sin embargo, se realiza el mismo procedimiento anterior para corregir el término independiente y se mantiene la pendiente. Las ecuaciones calibradas para el horizonte Ah como para el C son Ec.10 y Ec.11 respectivamente.

$$y = 0.0485x - 1.1457 \quad \text{Ec.10}$$

$$y = 0.0283x - 0.5309 \quad \text{Ec. 11}$$

Muchos autores realizan la calibración con ajustes a ecuaciones no lineales para suelos orgánicos y de origen volcánico como (Pumpanen & Ilevsniemi, 2005) (Ponizovsky, et al., 1999) y (Regalado, et al., s.f.). A pesar de esto se toma como



aceptable el ajuste lineal ya que el rango de variación de humedad es muy pequeño como se muestra en la Figura A-2 del Anexo A.

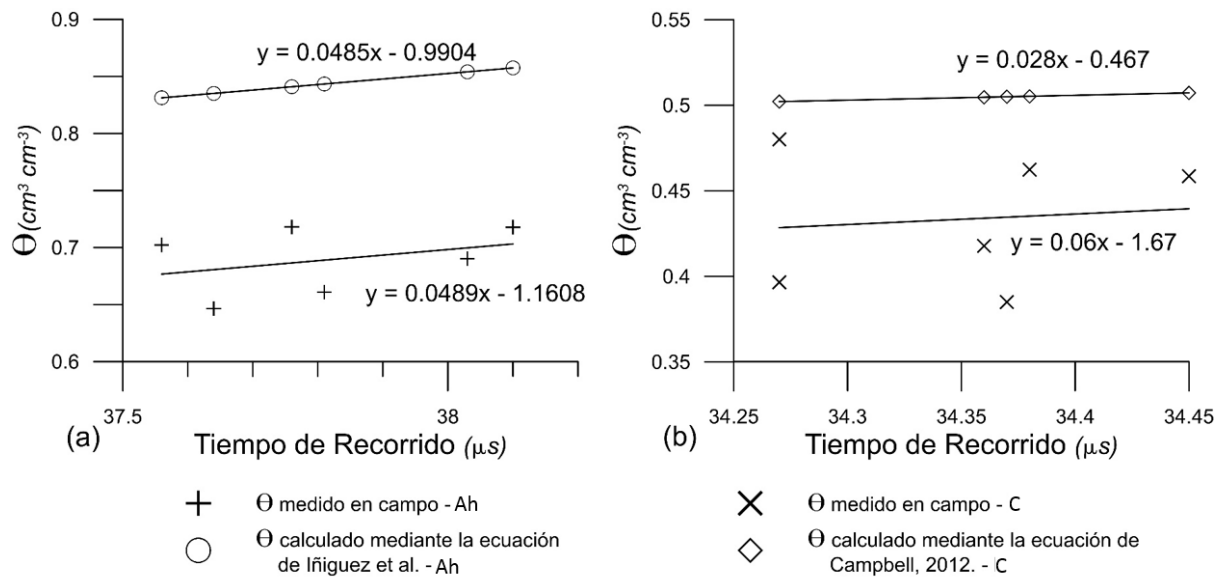


Figura 4.1 Ajuste de la ecuación de calibración del WCR: (a) Horizonte Ah; (b) Horizonte C

4.2 Variabilidad Temporal

4.2.1 Intercepción

En la Figura 4.2 se observa la relación entre la precipitación total del evento y la variación de humedad del suelo traducida como precipitación efectiva. Se distinguen dos grupos de datos i) marcador rombo y ii) marcador cruz. Los puntos pertenecientes al grupo (i) no han registrado variación de humedad o esta fue muy pequeña, mientras que los del grupo (ii) han presentado una variación significativa.

Es clara la relación lineal que muestran estos datos, por lo cual se realiza un ajuste por mínimos cuadrados. La pendiente de la ecuación ($m=0.946$) muestra que la línea es aproximadamente paralela a la línea 1:1, línea que en teoría debería formarse si no existiese ningún factor externo que impide que ingrese al suelo del total de precipitación. Sin embargo, esto no ocurre porque la línea calculada tiene un desplazamiento en el eje y dado por el término independiente de la ecuación. El valor de 1.11mm entonces se considera como un valor constante que no ingresa al suelo, sino queda almacenado en la superficie como intercepción.

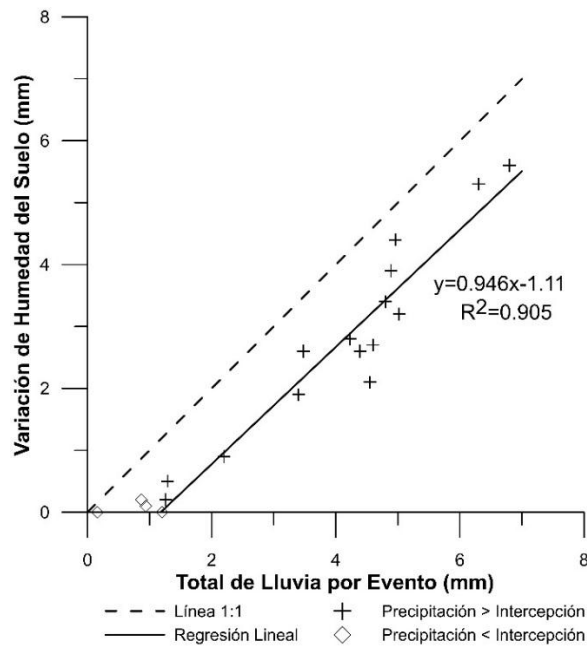


Figura 4.2 Determinación del volumen de precipitación por el pajonal

Los eventos cuyo volumen es menor al interceptado y no aportan agua al sistema hidrológico, son aproximadamente el 20.7% (Figura A-3 del Anexo A). Este valor incurre en un error debido que la separación entre tips de 30min puede ser muy corta y además que eventos pequeños ocurridos en la noche no evaporan esos volúmenes y pueden sumar al total del evento del día. Esto muestra la dificultad para determinar exactamente la pérdida por intercepción del total del ciclo pero un estudio más a profundidad podría dar un valor más confiable del mismo, sin embargo, se da una idea general de la importancia de este componente.

4.2.2 Movimiento de agua en el suelo

4.2.2.1 Dinámica H10-H25

La Figura 4.3 presenta los valores de humedad de H10 de eventos en los que se produce el flujo H10-H25 y la diferencia de humedad $\Delta\theta_{H25-H10}$ entre dichos puntos en ese momento. Además se presenta la precipitación acumulada desde el inicio del evento hasta el registro de variación de humedad. Cada punto representa un evento diferente, los cuales se resumen en la Tabla 2-A del Anexo A.

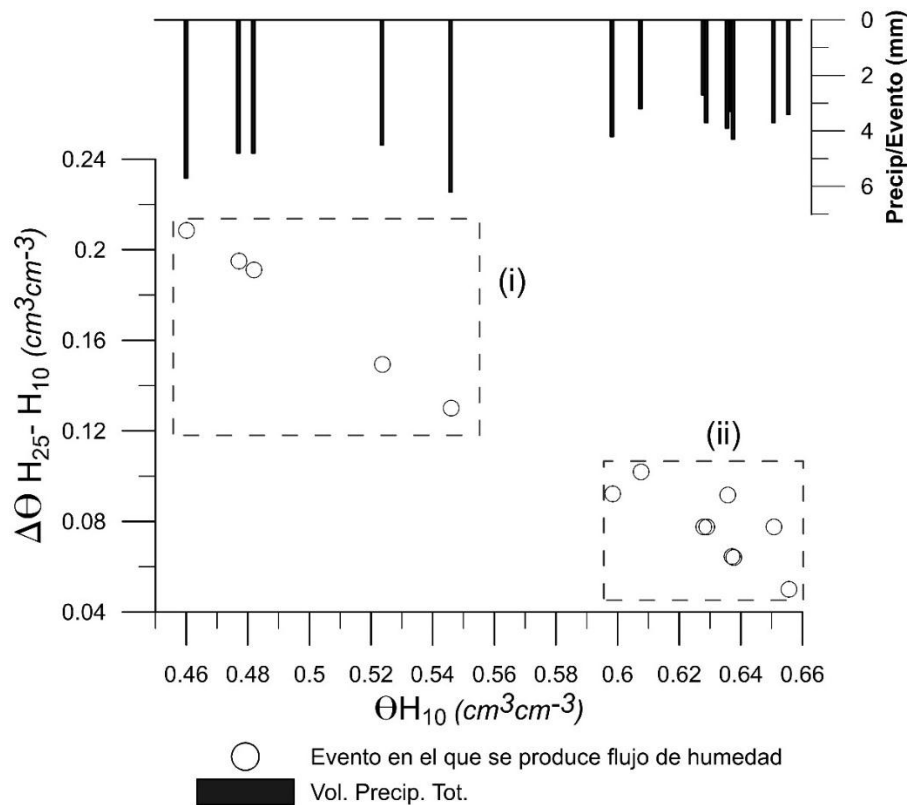


Figura 4.3. Identificación del flujo de Humedad H10-H25

El flujo entre estos puntos no se da a través de la matriz del suelo sino por flujos preferenciales. En todos los casos la humedad en H10 es mayor a H25. Si se considera la relación entre la humedad y la tensión matricial, el gradiente formado sería mayor a cero, entonces teóricamente no existiera flujo. Cuando θ en H10 es bajo, el agua que ingresa por los conductos se distribuye rápidamente en esta zona y no fluye verticalmente. Es por ello que en el grupo (i) se observa que los volúmenes que permiten el flujo son mayores a 4.5mm. Es necesario tal volumen para llenar los conductos y producir una carga suficiente para el paso de agua al siguiente horizonte.

La mayor densidad de puntos del grupo (ii) indica un rango en el cual se produce el flujo vertical H10-H25. Los valores sugieren que θH_{10} debe ser superior $0.6 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$ para permitir el flujo incluso ante eventos relativamente bajos de precipitación. Los eventos de precipitación que ocasionan el flujo deben tener un volumen superior a 2.7mm.



4.2.2.2 Dinámica H25-H35

La separación entre estos dos puntos de control es de apenas 10 cm. Las características del suelo en ambos puntos son muy similares y por tanto su comportamiento hidrofísico, también. Entre estos puntos no existe influencia de flujos preferenciales, ya que en las observaciones realizadas en campo no se ha encontrado raíces ni tubificaciones.

En la Tabla 4.1 se presentan varios eventos en los cuales se ha identificado el flujo desde H25 a H35, para la parte alta (C1) y baja (C4) de la ladera. En C1 los volúmenes de lluvia previa al flujo son mayores a 3.8 mm, mientras que para C4 son mayores a 4.8mm. En eventos cuyo volumen es menor a los indicados no existe flujo hasta H35. En ambas posiciones, θ_{H10} son mayores a 0.6 lo cual concuerda con lo encontrado en la sección 4.2.2.1.

Tabla 4.1 Características hidrológicas de eventos en los que se identifica flujo hasta H35.

Posición	Fecha Evento	Vol. Lluvia Previo	θ_{H10}	θ_{H25}
Ladera Alta Calicata 1	3/20/2011 17:00	9.5	0.662	0.682
	4/19/2012 6:20	4.5	0.612	0.688
	2/27/2011 21:15	7.5	0.643	0.689
	3/10/2012 18:55	4.0	0.628	0.697
	5/7/2011 8:05	5.5	0.630	0.698
	6/14/2011 7:05	9.1	0.693	0.705
	4/30/2011 18:15	7.3	0.686	0.706
	7/23/2011 4:50	5.2	0.684	0.707
	6/2/2012 6:45	6.7	0.709	0.713
	5/27/2011 4:45	3.8	0.638	0.715
Ladera Baja Calicata 4	12/24/2011 19:55	7.0	0.680	0.715
	10/16/2012 19:10	7.5	0.618	0.717
	8/27/2011 14:20	6.3	0.663	0.719
	10/29/2011 17:00	6.3	0.679	0.728
	3/20/2011 18:50	15.8	0.695	0.729
	6/25/2012 12:05	4.8	0.640	0.730
	5/26/2011 4:05	11.9	0.695	0.736
	11/7/2011 15:45	10.9	0.693	0.736
	6/14/2011 7:55	9.7	0.713	0.739

Los valores θ_{H25} que permiten el flujo en la parte alta tienen una media de 0.701, con una desviación estándar de 0.012 y, en la parte baja, la media es de 0.729 y la desviación estándar es de 0.01. En comparación con los valores de humedad de



H10 son 10% más altos debido a una estructura más uniforme con menor contenido de raíces, macroporos y materia orgánica.

4.2.2.3 Dinámica H35-Mineral

En la Tabla 4.2 se presentan los volúmenes de lluvia previa al paso desde H35 hasta el horizonte mineral. Se ha determinado que el volumen del evento que provoca un paso hasta HM debe ser superior a 9 mm, si θ_{H35} inicial es menor a la CC. Para eventos en los que θ_{H35} inicial bordea o es superior a la CC, la reacción puede ocurrir en volúmenes de lluvia menores, generalmente de 7 mm. Para eventos aislados cuyo volumen es menor a los indicados, no se encuentra reacción alguna variación de humedad del sensor ubicado del horizonte minera, es decir entre un 70 y 80% del volumen que ingresa por precipitación (Figura A-2, anexo A).

En la Tabla 4.2 se presenta adicionalmente los valores de humedad de H35 previa al evento de lluvia (θ_{H35} inicial) y en el momento de flujo hasta HM (θ_{H35} final). El promedio de la humedad de paso entre H35 y HM se lo ha obtenido de los valores presentados en la Tabla 4.2, exceptuando los dos primeros eventos. La humedad de paso de la posición alta y media (C2 y C3) es menor que en la baja. Las condiciones de humedad inicial podrían explicar esa diferencia. Además, las variaciones de humedad entre la inicial y final, son similares en todas las posiciones, explicando también la dependencia de la humedad inicial

Tabla 4.2 Identificación de la humedad de H35 y el volumen de lluvia que provocan el flujo de humedad H35-HM

Fecha	Precip. Acum. Previa	C2		C3		C4		C5	
		θ_{H35} inicial	θ_{H35} final	θ_{H35} inicial	θ_{H35} final	θ_{H35} inicial	θ_{H35} final	θ_{H35} inicial	θ_{H35} final
6/25/2012 14:45	12	0.659	0.662	0.672	0.676	0.698	0.743	0.686	0.706
12/26/2012 19:30	8.8	0.669	0.671	0.683	0.692	0.704	0.726	0.705	0.710
1/28/2012 4:45	9.4	0.693	0.709	0.678	0.695	0.706	0.712	0.709	0.722
3/19/2012 16:40	9.3	0.694	0.706	0.688	0.704			0.717	0.730
3/4/2012 0:05	7.7	0.696	0.706	0.684	0.697			0.719	0.729
4/9/2012 14:10	12.1	0.700	0.704	0.696	0.704			0.722	0.732
9/11/2011 9:45	7	0.705	0.712	0.682	0.692	0.709	0.714	0.708	
10/21/2012 13:15	11	0.706	0.715	0.696	0.702	0.723	0.765	0.717	0.726
12/21/2011 2:35	7.7	0.710	0.724	0.691	0.701			0.716	0.728
2/9/2012 0:25	6.7	0.711	0.720	0.697	0.708			0.724	0.732
9/26/2011 12:30	7.2	0.711	0.717	0.702	0.708			0.732	0.736
Promedio θ_f			0.713		0.701		0.730		0.730

Casilla blanca vacía, no se ha encontrado variación de humedad en HM





En la Figura 4.4 se presenta el gradiente hidráulico ($\delta h/\delta z$) y la variación de θ de los horizontes H35 y HM en la posición C2, de un evento que inicia el 16/02/2012. Durante las primeras horas del evento se observa que el gradiente es aproximadamente 0 y por lo tanto no existe flujo de humedad hasta HM. Desde aproximadamente las 13:00 el gradiente es positivo, lo cual muestra teóricamente un flujo ascendente, sin embargo la baja humedad del horizonte mineral hace que su conductividad hidráulica saturada sea casi nula, dando un flujo cero. El valor positivo del gradiente se debe a la disminución gradual de la tensión matricial de H35 por el incremento de humedad a este nivel.

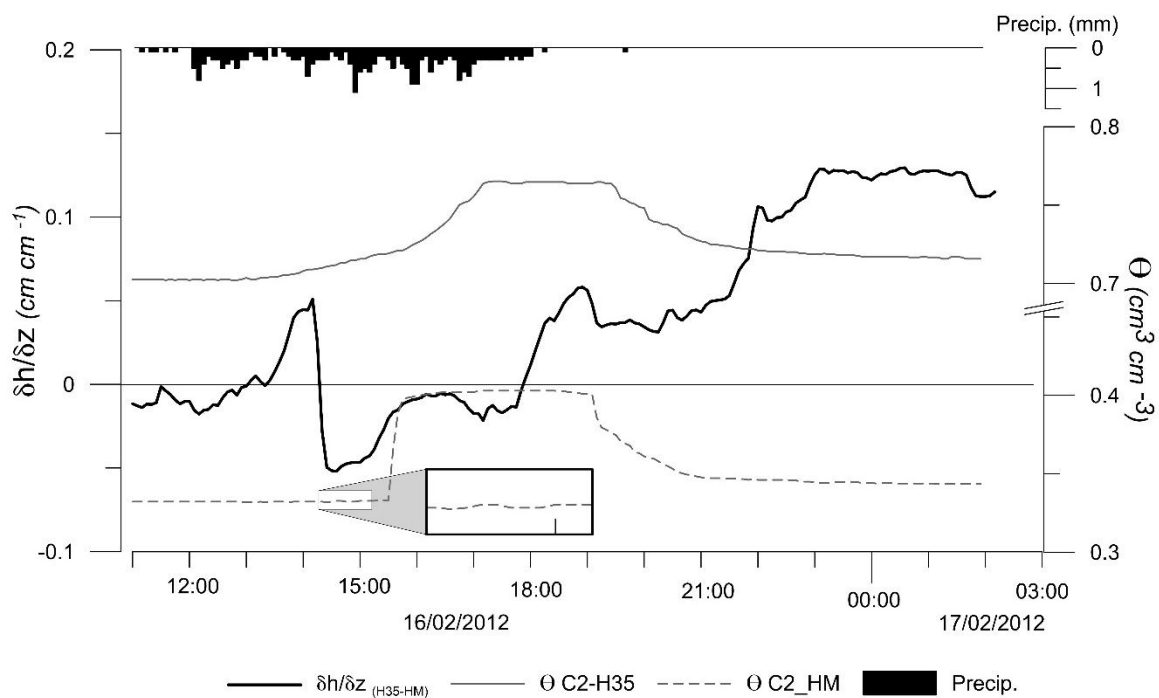


Figura 4.4 Gradiente Hidráulico entre H35 y HM durante un proceso de carga

El flujo de humedad hacia H35 se da por la presencia de un gradiente hidráulico negativo. Cerca de las 14:00 el gradiente hidráulico disminuye drásticamente, ya que la tensión matricial en HM también lo hace, producto de variaciones mínimas de humedad como se observa en el cuadro interno de la Figura 4.4. Durante este proceso hay un incremento de humedad en H35 que eleva la conductividad hidráulica permitiendo ya el flujo hasta HM. Efectivamente se observa un incremento rápido de humedad en HM desde las 15:30 cuando la humedad en H35 ha llegado a 0.71 como se estableció anteriormente.



4.2.3 Sequías

El objetivo de este análisis es identificar los efectos de una disminución drástica en la humedad de los horizontes. Padrón (2013) encuentra que los meses que presentan mayor periodo de días secos suceden de mayo a noviembre. En este caso se opta por el período que presentó el mayor número de días secos (Sin ningún tip registrado por el pluviógrafo) que es octubre 2011.

En la Figura A-5 del anexo A, se observa la variación de θ en cada uno de los horizontes monitoreados agrupados de acuerdo a su posición. En este periodo de monitoreo se presentan los valores más bajos registrados de humedad. El número de días secos es de 18, del 9 al 26 de octubre.

4.2.3.1 Agua disponible en la zona de raíces (H10)

En la Figura A-5, sub figura H10, se observa que existe un punto en donde la variación de humedad deja de ser continua y empiezan a formarse una especie de escalones. Estos inician en diferentes valores de humedad para cada posición, con la particularidad de que todos son más claros desde el 10/10/2011. La explicación a la formación de estos escalones es que el agua presente en la zona de raíces deja de moverse lateral y verticalmente. Si es que aún existieran esos tipos de flujo habría también variación de humedad en horas de la noche, lo cual no ocurre. La disminución de humedad se da solo durante el día cuando el pajonal extrae la humedad para su consumo (Figura 4.5). Esta pérdida se considera entonces solo como transpiración del pajonal ya que es muy poco probable la evaporación de humedad directo desde el suelo, por el hecho estar protegido por el pajonal.

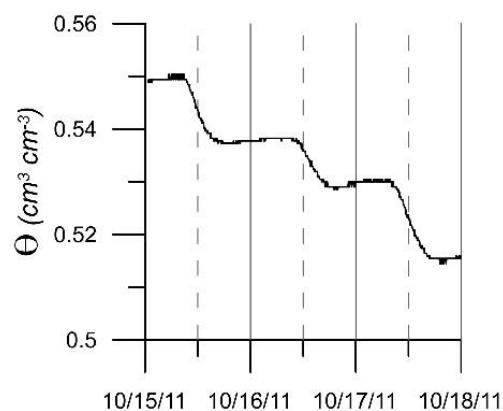


Figura 4.5 Formación de escalones en H10 de la posición C1



Se cuantifica la pérdida de humedad $\Delta\theta$, realizando una diferencia entre θ registrada a las 6am y θ a las 6pm, puntos en donde aproximadamente se observa el inicio y el final de la pérdida de humedad por transpiración. Para representar esta variación en volumen diario, se multiplica $\Delta\theta$ por el espesor del horizonte H10 (100 mm) obteniéndose así la Transpiración Actual.

Córdova, et al. (2013) determina el valor de evapotranspiración potencial (ETo) diario del mismo período de análisis mediante el método de Penman Monteith. Además junto con (García, 2004) establecen que es el método más adecuado en un ecosistema de páramo. Es así que se puede comparar la transpiración actual con la ETo. Se ha realizado la correlación con la posición C1 para evitar un posible efecto del flujo lateral, Figura 4.6. La ETo representa también evaporación, valor que no está incluido en el análisis.

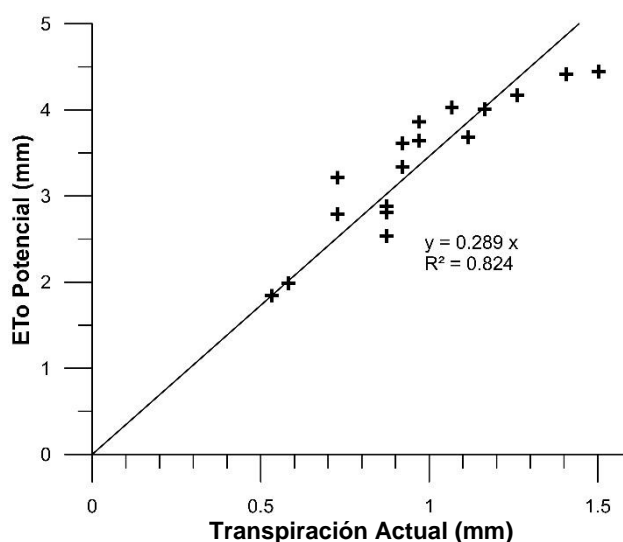


Figura 4.6 Correlación entre la transpiración actual en la zona de raíces y la ETo potencial diaria

El rango en el cual se encuentra la transpiración es de 0.5 y 1.5mm muy similar a lo encontrado por Buytaert (2004) y Hofstede (1995), un rango entre 0.8 y 1.5 mm/día, para Páramos de otras zonas.

4.2.3.2 Aporte al Caudal Base por el Drenaje del Agua Almacenada en la Ladera

Uno de los retos durante el tiempo de sequía es identificar de donde proviene el agua de aporte al flujo base de la cuenca. Es evidente según la Figura A-5 del anexo A, que H10 y HM desde el 10/10/2011 no presentan una variación



significativa de humedad. Han llegado a un estado en que el agua está inmóvil y no aporta caudal durante las épocas secas. Los que si presentan variación son los horizontes H25 y H35. Por lo cual se determinará cuál es su tasa de descarga durante este período.

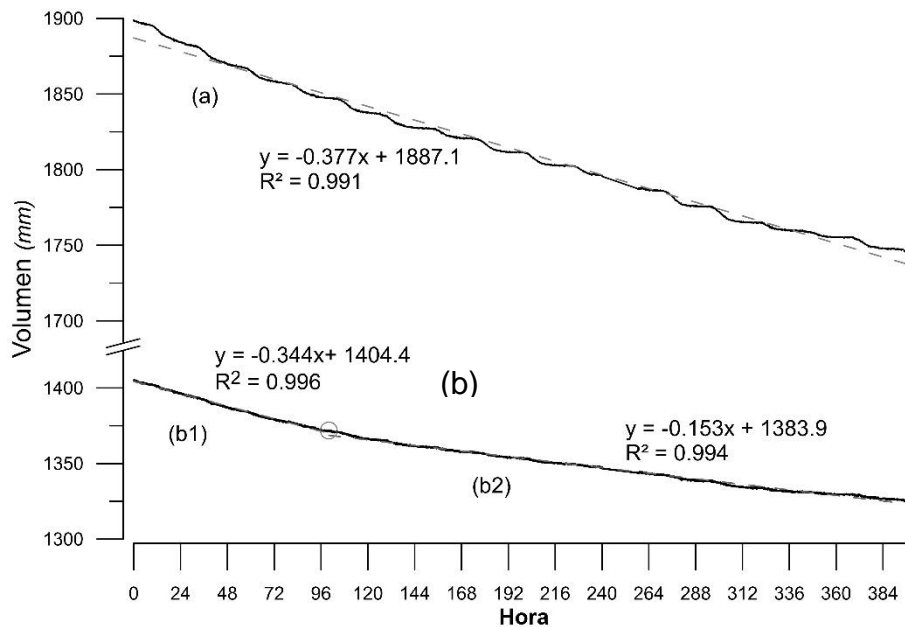


Figura 4.7 Curva de descarga de humedad en un período seco

En la Figura 4.7 (a), se presenta la curva de descarga de la ladera que incluye todos los horizontes. Se observa una clara influencia de la pérdida de humedad desde el horizonte H10, es por eso que se notan los escalones en la curva de descarga. Esta curva no representa el aporte de la ladera al caudal ya que incluye valores significativos perdidos por transpiración. Es por esto que se ha optado desarrollar una curva únicamente con los volúmenes presentes en los horizontes intermedios H25 y H35 ya que el volumen del resto de los horizontes es “muerto”. La curva (b) representa la variación de estos volúmenes. En ella se ha distinguido una variación muy clara en la tasa de descarga cuando ha llegado a un valor de 1370 mm. La tasa en (b1) es de 0.34 mm h^{-1} , luego en b2 se reduce a la mitad (0.153 mm h^{-1}). Los ajustes para las curvas *b* dan valores del coeficiente de Pearson muy cercanos a 1, mostrando una descarga constante de la ladera.



4.2.3.3 *Potencial Matricial en Eventos Extremos de Sequía.*

En las Figuras 4.8 y 4.9, se presenta la variación del potencial matricial en el horizonte H35 y HM respectivamente, durante el periodo de sequía (10/2011). En H35 se encuentran monitoreadas tres posiciones, C2, C3 y C4 y en HM C2 y C4.

En cuanto a H35, C2 y C3 tienen un comportamiento de Ψ muy similar. Ambos varían linealmente hasta -11KPa ($\theta=0.63 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$) y -13 KPa ($\theta=0.64 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$) respectivamente. En cuanto a C4 tiene una discontinuidad en los datos casi al final del periodo, pero el último registro máximo de tensión es -13KPa ($\theta=0.68$). En cualquiera de los puntos monitoreados no se ha encontrado registros que lleguen a -20KPa que es la equivalencia en tensión de la capacidad de campo ($pF=2.3$). Sin embargo, esto contrasta con las pruebas de realizadas en laboratorio las cuales establecen que en CC la humedad es $0.69 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Se observa entonces una sobrestimación de las pruebas realizadas en laboratorio. Un problema similar ha sido encontrado por (Iñiguez, 2008).

Si se supone que continúa la variación lineal de la tensión matricial, se calcula que en 26 días más sin una recarga de agua llegaría a CC. Este cálculo es realizado de un modo muy simple por extrapolación lo cual provoca incurrir en errores por no considerar la influencia de otros factores. Si esto se hace también para el punto de marchitez los resultados son muy poco confiables.

La tensión matricial del horizonte HM llega a un máximo de -5KPa y -3KPa para C2 y C4 respectivamente. Es menos de la mitad de la tensión matricial del andosol. El gradiente generado entonces no es el necesario para que exista aún, paso de H35 hasta HM. Reforzando entonces lo afirmado anteriormente que durante la sequía, el flujo más significativo es lateral en los horizontes intermedios.

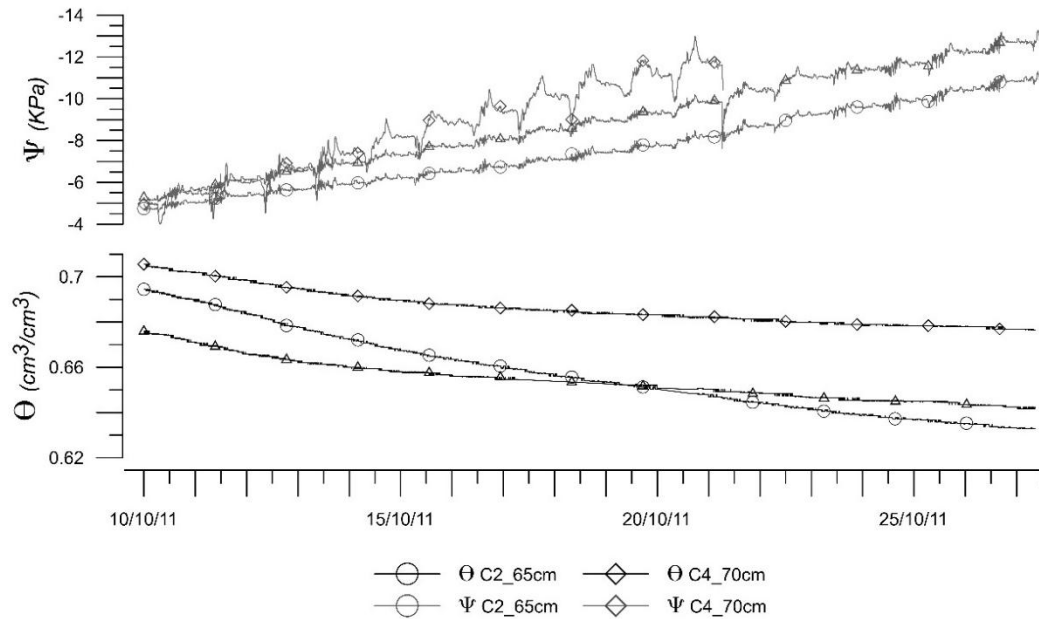


Figura 4.8 Variación del Potencial en el Horizonte Andosol en una sequía extrema registrada.

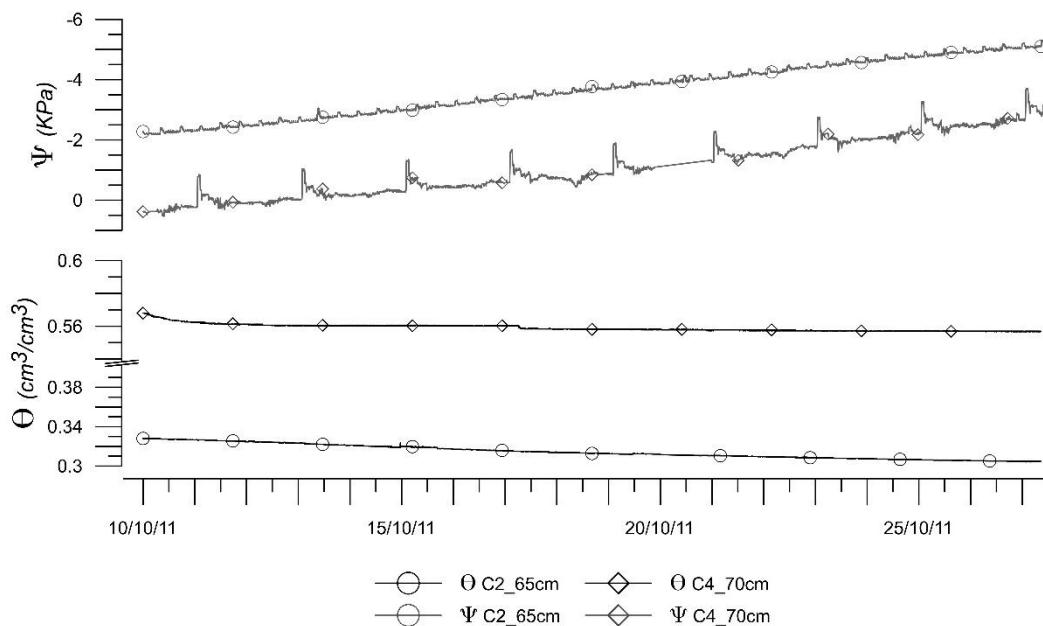


Figura 4.9 Variación del Potencial Matricial en el Horizonte Mineral en una sequía extrema registrada

4.3 Variabilidad Espacial

En la sección anterior se identificó que el factor fundamental para la dinámica hidrológica en el suelo es el volumen del evento de precipitación. A continuación se presentan tres eventos distintos en donde el volumen es la variable más influyente. (1) Lluvia a intensidad constante baja, (2) Lluvia de volumen alto. En estos se analizará la variabilidad en la respuesta de cada una de las posiciones de la ladera.



4.3.1 Lluvia a intensidad constante baja

Los eventos cuyo volumen es menor a 1.1mm no aportan agua al sistema. Por lo general la intensidad de estos eventos bordea 1mm h^{-1} . Pero, un evento de larga duración acumula el volumen suficiente para que pueda infiltrar y fluir hasta horizontes profundos. En la Figura 4.10, se analizan la dinámica de recarga del suelo por ingreso de lluvia a intensidad aproximadamente constante y baja, mediante el uso de perfiles de humedad. El evento inicia el 22/06/2012 y acumula un total de 9.9mm distribuidos en 10 h y 50min (Figura 4.10 P), dando una intensidad promedio de 0.9mm/h.

Las curvas (a) muestran el estado inicial de humedad en las distintas posiciones. Con respecto a H25 y H35 los valores en ladera alta y media oscilan la capacidad de campo, mientras que en la baja el CVA de H25 es muy superior a ella. En cuanto a HM no hay semejanza entre las distintas posiciones. Las curvas (b) muestran ya un incremento significativo de humedad en H10, mientras que aún no se registra variación en H25, a pesar de que el volumen precipitado ha llegado a 5mm sobrepasando lo establecido en la sección 4.2.2.1 de 4.5 mm para ($\theta < 0.6$), esto evidencia la importancia de la intensidad de la lluvia para llenar los macroporos de H10 y permitir el flujo hasta H25.

Las curvas (c), (d) y (e) representan el perfil de humedad por cada 2mm de ingreso de lluvia. Las variaciones de humedad son aproximadamente constantes en el horizonte H10, dando un incremento total del 5 al 8%. En cuanto a H25, la variación de humedad es mínima, el incremento total máximo es menor a 1.5%. Para H35, no se registran incrementos de humedad significativos de θ , mientras que para HM son nulos.

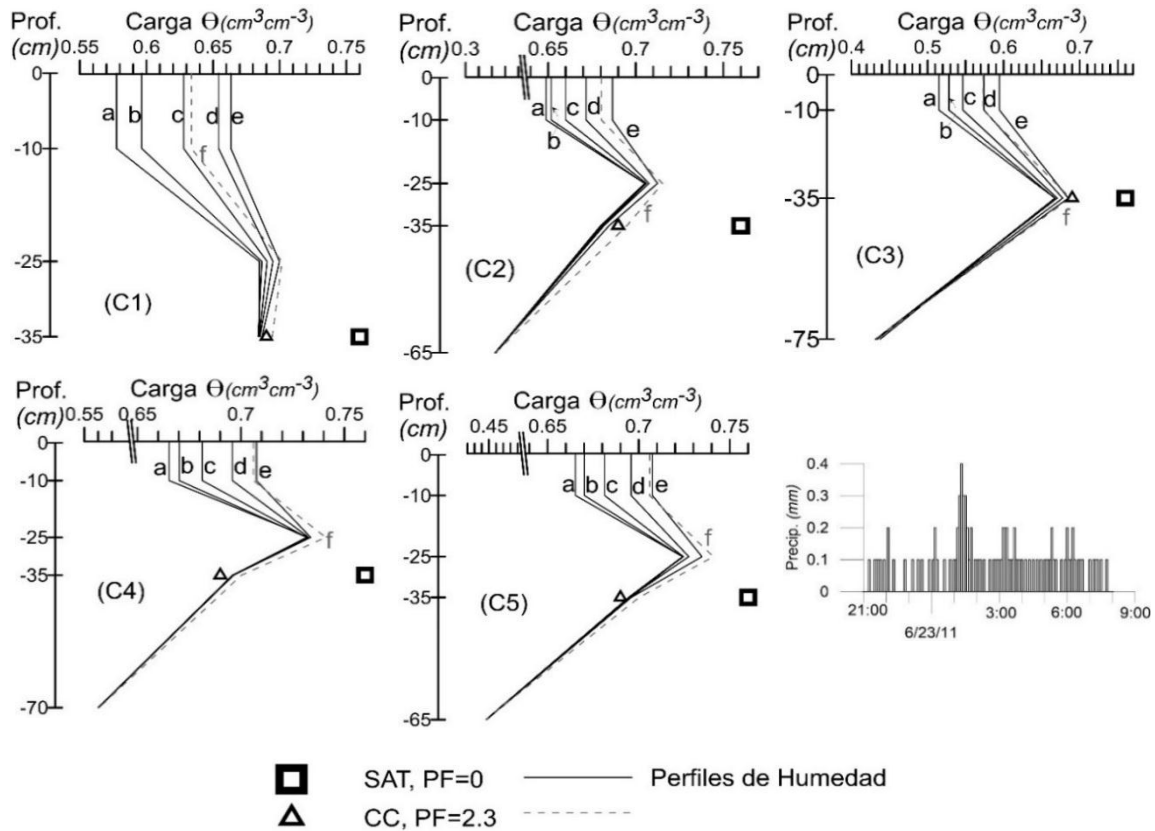


Figura 4.10 Perfiles de humedad del suelo (10,25 y 35, andosol; 65,70 y 75, mineral). Proceso de carga durante un evento de precipitación con intensidad aproximadamente constante.

(Ci): Posición en la ladera.

(P): Precipitación.

Fecha del inicio del evento 22/06/2011.

Detalle

perfiles

Curva	Hora	Volumen	Curva	Hora	Volumen
a	0	0	d	9:10	9
b	5:40	5	e	10:50	9.9
c	7:10	7	f	16:50	9.9

humedad

de los
de

La curva f, muestra el perfil de humedad 6 horas después del final del evento. Muestra una disminución considerable de la humedad en H10 en las posiciones superiores pero en las inferiores la diferencia es mínima, lo cual evidencia la presencia de flujo lateral a este nivel. H25 y H35, registran un incremento adicional por flujo vertical desde H10.



Ante eventos de precipitación de baja intensidad, la variación de humedad es menor conforme la profundidad aumenta. Esta característica de la precipitación permite acumulación de humedad y flujo sub superficial cerca de la superficie en H10, disminuyendo el volumen de agua que pasa hasta horizontes profundos. En eventos de volúmenes similares pero de mayor intensidad, la variación de θ es superior en H25 y H35, pudiendo llegar a recargar el horizonte mineral, lo cual no sucede a intensidades bajas.

4.3.2 Lluvia de volumen alto

Se denomina como lluvia de volumen alto a aquel evento que eleve la humedad de todos los horizontes hasta un punto muy cercano a la saturación a lo largo de la ladera de estudio, tomando como punto de partida que H25 y H35 bordeen la capacidad de campo ($\theta=0.69$). En la Tabla A-3 del anexo A, se muestran varios eventos que cumplen con las características definidas anteriormente. De esta tabla se obtiene que el volumen que define a los eventos de lluvia alta es mayor a 18mm a una intensidad superior a 1.2 mm/h.

Para el análisis de esta categoría de lluvia se realiza el análisis mediante perfiles de humedad y con las ecuaciones de almacenamiento. El primero para identificar la reacción de cada uno de los horizontes de todas las posiciones a lo largo del tiempo y el segundo para el análisis permite identificar el rol de cada una de las posiciones en toda su profundidad. El evento seleccionado es representativo del 7.32% de ingresos de lluvia a la cuenca; aunque no es un porcentaje significativo se debe considerar que con el análisis de este evento, se puede abarcar varios procesos que no se completan con volúmenes menores, como el ingreso hasta la saturación del horizonte C o la descarga desde la saturación de los horizontes.

4.3.2.1 Análisis de la Dinámica por Horizonte

Dinámica de los horizontes durante la carga

Zona de Raíces

En la Figura 4.11 se analiza la dinámica de la carga del suelo por lluvia de volumen alto. La estructura distinta de los primeros 10 centímetros de suelo hace que su comportamiento sea distinto al de los horizontes inferiores. La humedad también es distinta a la de los puntos profundos. Tras los primeros milímetros de lluvia (curva



b), no se registran incrementos en ninguna posición con excepción de C1 en donde es muy ligero. Ante un volumen superior a 5mm (curvas c y d) los incrementos son mayores en la posición alta y media, ya que la humedad inicial es menor en relación a la parte baja (C4 y C5). Las curvas (e) y (f) muestran incrementos menores de humedad en H10 debido a que la capacidad de infiltración se ve reducida dando lugar al flujo subsuperficial cerca de la superficie (FSSCS), entre raíces. Para la curva (g) ya no existe incremento de humedad significativo en la mayoría de las posiciones. En consecuencia inicia un posible flujo superficial en la zona baja de la ladera.

Horizontes Intermedios

El estado de humedad inicial de los horizontes H25 y H35 (curva a) es superior a la capacidad de campo lo cual indica poca capacidad disponible para almacenar agua nueva ($\theta_{sat}-\theta_{cc}=0.07$) menos del 7%³. Las variaciones de humedad son apreciables desde la curva (d) cuando el volumen ha llegado a 8.1mm, tres horas después del inicio de la precipitación. A continuación la tasa de ganancia de humedad es rápida y constante en todas las posiciones (curvas d y e). C4 y C5 muestran incrementos de humedad más acelerados en la curva f, pudiendo deberse a que ya no solo hay recarga por flujo vertical desde H10, sino por flujo sub superficial desde ladera arriba, además de un incremento de la conductividad hidráulica.

³ En las posiciones C4 y C5 la capacidad de almacenaje es mayor, ya que la humedad de saturación es mayor.

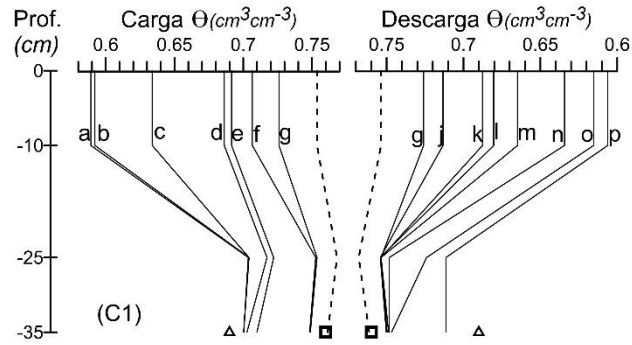
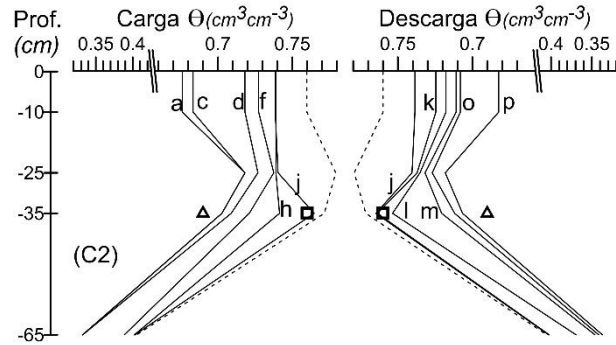


Figura 4.11 Perfiles de humedad del suelo (10,25 y 35, andosol; 65,70 y 75 mineral), durante la carga por precipitación a intensidad alta y posterior descarga.

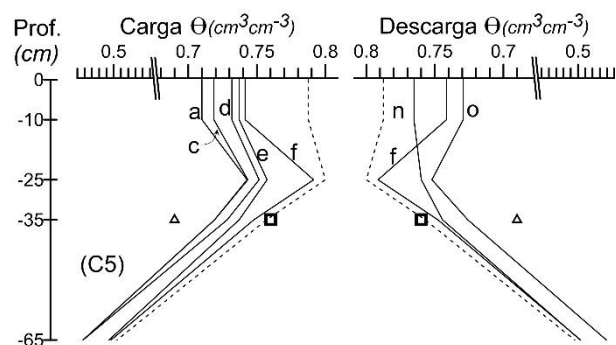
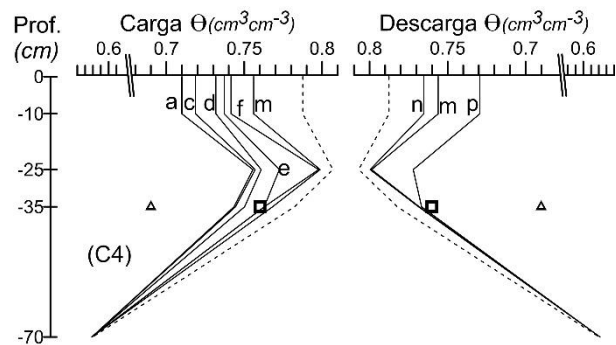
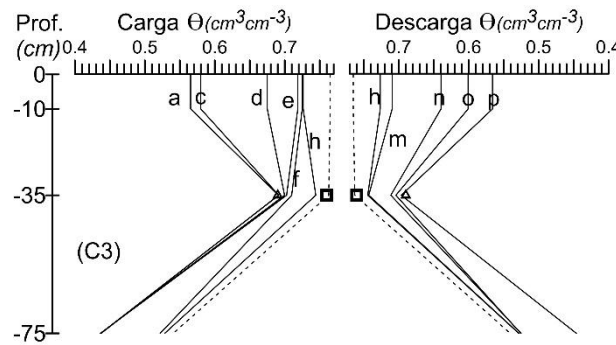
Fecha del inicio del evento 16/02/2012

(Ci): posición en la ladera.



Detalle de las curvas

Curva	Hora	Volumen
a	0:00	0
b	1:15	2.2
c	1:55	5
d	3:05	8.1
e	3:40	10
f	4:40	15.1
g	5:35	20.1
h	6:00	22.9
i	6:55	25.9
j	7:40	26.2
k	8:40	26.3
l	11:10	26.3
m	15:10	26.3
n	21:10	26.3
o	33:00	28
p	48:00	28



- (Ci) Perfiles de Humedad
- ▲ Capacidad de Campo Lab.
- Saturación Lab.
- Saturación según máximos valores registrados por WCR



En la Figura 4.12, se presenta la variación del potencial matricial de la posición C2, C3 y C4 del horizonte H35. La posición C2 no llega a saturarse ya que el drenaje ladera abajo es rápido y el flujo vertical desde la superficie y el lateral desde C1 tampoco es suficiente como para aportar el agua suficiente a C2. En la posición C3 en cambio ya se observa valores mayores a cero pero por un corto período de tiempo (3h30min). En C4 el tiempo de saturación es de más de 14 horas siendo aún más evidente la importancia del flujo lateral a este nivel.

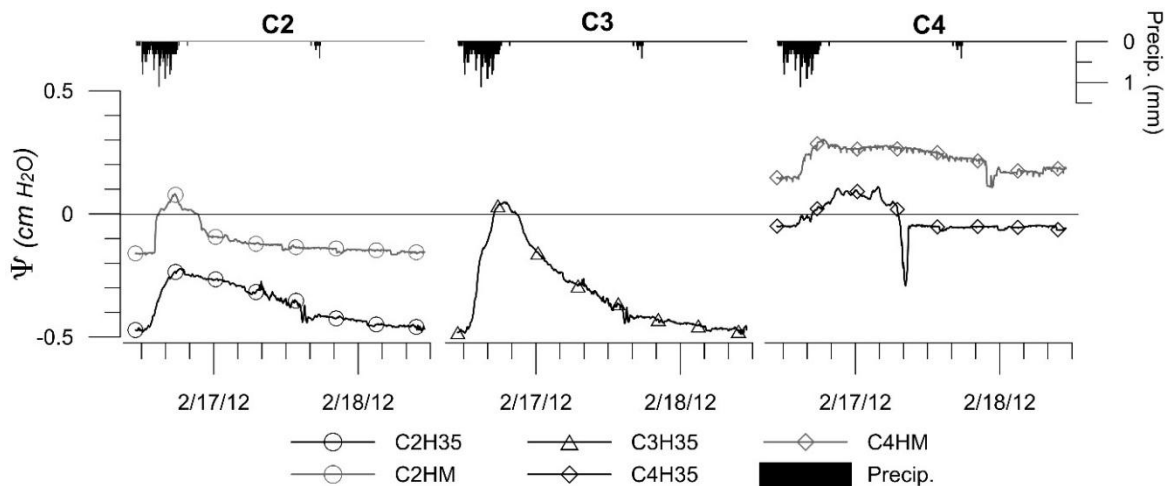


Figura 4.12 Variación del potencial matricial Ψ de H35 (Ah) y HM (C)

Horizonte Mineral

Una vez que el agua a ingresado hasta el horizonte mineral, la recarga es instantánea. En C2 la recarga hasta la saturación se da en menos de 2 horas (curvas *d* y *e*). En C3 y C5 la recarga se da en 35 minutos (curvas *e* y *f*), en la parte baja la recarga es más rápida por la influencia de flujos sub superficiales desde ladera arriba. La posición C4 no registra variación de humedad ya que se encuentra saturada por acción de un evento anterior.

Dinámica de los horizontes durante la descarga

La descarga de los horizontes se da tanto en sentido vertical como horizontal, es por eso que, mientras H10 empieza a drenar, los profundos aún siguen cargando. Este proceso se da desde la saturación o un punto muy cercano a ella en donde la conductividad hidráulica saturada y la tasa de drenaje son máximas. Conforme la humedad baja, la conductividad hidráulica baja súbitamente, disminuyendo ostensiblemente la tasa de descarga



Durante la descarga el tiempo es la variable más importante que caracteriza correctamente el proceso. Se ha tomado en consideración que desde la curva g que es hasta la cual se identifica el pico más alto de CVA en C1. Desde esta curva se ha tomado el perfil durante la primera media hora (curva h) y luego cada hora hasta la curva k . Las curvas l , m , n , o y p , representan tiempos más prolongados como se indica en la descripción de la Figura 4.11 ya que las variaciones de humedad son menores.

Zona de raíces

El flujo de descarga más importante en la ladera se da en la zona de raíces. La vía de evacuación en condiciones cercanas a saturación es el FSSCS. Buytaert (2004), indica un valor de conductividad hidráulica saturada para la zona de raíces (0-12cm) de 4.4 cm h^{-1} , el cual es muy alto en comparación con la conductividad hidráulica saturada en el horizonte intermedio (H25 y H35) de 0.92 cm h^{-1} en promedio. Suponiendo condiciones saturadas en toda la ladera ($\delta h \delta z^{-1}=1$), el caudal que transportaría el primer horizonte (10cm) por metro de ancho sería de 4.40 lts.h^{-1} . Para el horizonte intermedio, tomando un espesor promedio de 40cm y conductividad hidráulica saturada promedio de 0.92 cm h^{-1} el caudal transportado por metro de ancho sería de 3.68 lts.h^{-1} .

En la Figura 4.11, se observa que la primera posición en mostrar la disminución de humedad es C1, porque no tiene un ingreso adicional de agua por flujo lateral lo que sí sucede son las posiciones más bajas. En la curva h y j , la intensidad de lluvia disminuye y cesan los incrementos de θ ya que el ingreso de precipitación es menor al caudal transportado. Para las demás posiciones, la disminución inicia desde las curvas posteriores ya que aún ingresa agua por flujo lateral ladera arriba. En C4 incluso se observa un incremento de humedad 14 horas después que inició la descarga en C1 (curva n).

No es posible establecer la presencia de flujo superficial ya que no se han realizado pruebas para determinar la capacidad de infiltración, sin embargo existen eventos seguidos de lluvia alta (Ej.: 20/05/2013 Figura A-3 del Anexo A) que podrían haber generado este flujo por un exceso de saturación. De la experiencia de monitoreo en campo en el área de estudio, se ha confirmado visualmente la ocurrencia de este tipo de flujo (Padrón & Gualpa, 2013).



Horizontes Intermedios

La variación de humedad al inicio de la descarga es mínima debido al continuo ingreso de agua desde la zona de raíces. El que pierde primero agua es H35 posiblemente por flujo lateral y entonces aproximadamente a la misma tasa H25 lo recarga. Esto explica por qué H35 presenta una variación casi nula de θ mientras que H25 muestra pérdida de humedad antes (Ver la Figura 4.11, sub figuras C1, C3, C4 y C5, perfiles de descarga). Hay que notar además que H25 recibe agua a una tasa mínima desde H10 conforme avanza el tiempo. El proceso de descarga posterior a la humedad registrada al final de este evento se analiza en la sección 3.2.3.

Horizonte Mineral.

Es el último en registrar pérdida de humedad (C2, curva l; C3, curva p; C4, no varía; C5, curva o). Esto debido al ingreso de flujo lateral y vertical. Es evidente que existe un flujo en este horizonte ya que C4 y C5 casi no muestran variaciones de humedad. En la Figura 4.12, se observa también los registros del tensiómetro mayores a 0, que indican la saturación de este horizonte.

En la Figura 4.12, se aprecia la variación del potencial matricial de la posición C2 y C4 del horizonte mineral. Estos datos corroboran las lecturas de humedad de los WCR, garantizando un estado de saturación del horizonte mineral, desde la parte alta de la ladera hacia abajo en donde los valores son positivos mostrando un estado de saturación momentáneo.

4.3.2.2 Análisis Carga-Descarga a Escala de Ladera

En los puntos anteriores, se analizaron horizonte por horizonte los patrones de carga y descarga ante un evento de lluvia alta. Sin embargo, es necesario un análisis neto de la ladera. En la Figura 4.13 se presentan la curva de almacenamiento neto de la ladera (Total) y de cada una de las posiciones (Ci). Estos valores podrían incurrir en algún error por una sobrestimación de la humedad del suelo ya que se está considerando que θ de un punto representa a una sección considerable del perfil, lo cual no es completamente cierto. A pesar de aquello, los valores son bastante aceptables para el análisis.



En la sub figura (Total), se ve un ingreso constante de agua al sistema que dura alrededor de 7 horas. El proceso de carga de las posiciones C1, C2 y C3 dura el mismo tiempo y cesa cuando la lluvia ha disminuido su intensidad y está cerca de finalizar. Esta relación del proceso de carga entre la Total y las posiciones C1, C2 y C3, evidencia que estas tienen mayor capacidad para receptor ingresos de lluvia.

En C4 y C5 se notan dos fases durante la carga. La primera es durante las primeras 4.5 horas, aquí el proceso de carga es rápido, llegando a un punto muy cercano a la saturación. La segunda fase se identifica en el cambio de pendiente de las curvas, en estas la variación de humedad es mínima y se da por ingreso de agua a los poros pequeños que en la primera fase no alcanzaron a llenarse. En esta fase ya no hay ingreso de agua directa de la precipitación, sino que esta proviene de flujo subsuperficial.

Los volúmenes almacenados en cada posición son diferentes de acuerdo a la ubicación en la ladera. Durante la carga, los horizontes en C1 no llegan a saturarse, en consecuencia, el volumen almacenado es pequeño (375mm). C2 y C3 en cambio muestran altos valores de almacenamiento aproximadamente 420mm y, C4 y C5 alrededor de 450mm y 440 mm respectivamente.

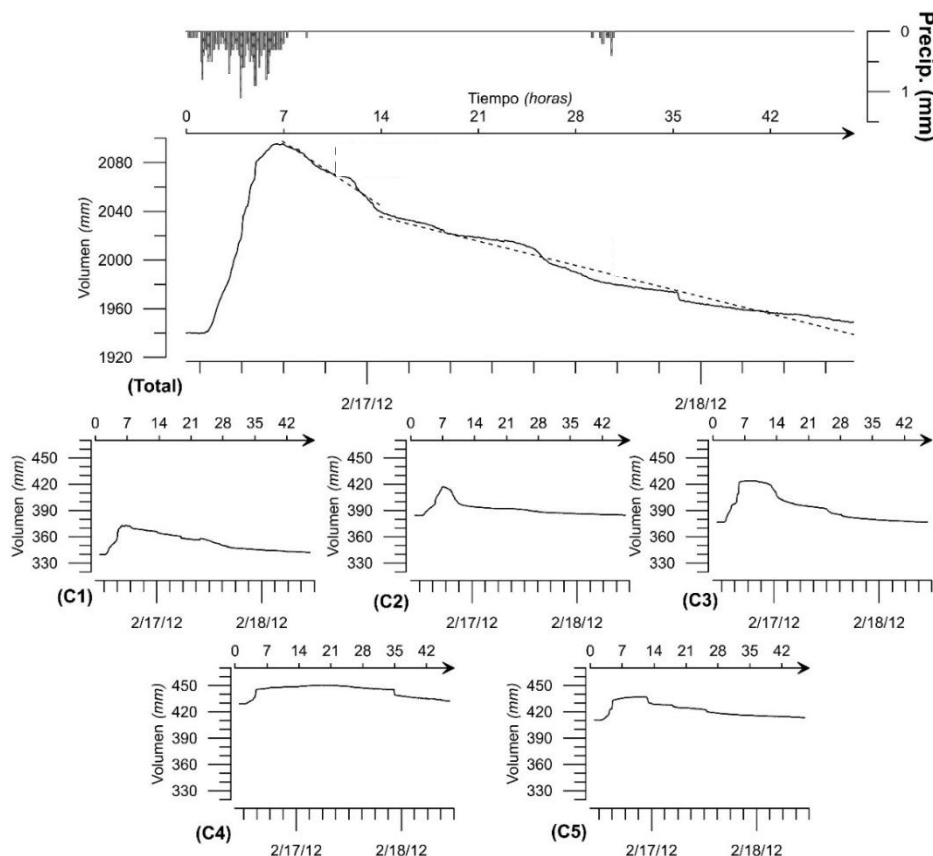




Figura 4.13 *Dinámica del volumen neto almacenado por la ladera y cada una de las posiciones a lo largo de ella.*

El flujo lateral sub superficial es el que predomina en ladera. Muestra de ello es el tiempo en que cada una de las posiciones mantiene sus puntos de almacenaje altos. La sub figura C1 (Figura 4.13) inicia inmediatamente la descarga pero con una pendiente muy baja puesto que, el bajo estado de humedad en relación a las otras posiciones hace que las Ks de todos los horizontes sea inferior.

Las sub figuras C2 y C3 presentan tres fases en la descarga definidas por el cambio en la tasa de variación. La primera tiene una duración de 01:40 y 06:00 respectivamente. La tasa es muy baja puesto que existe una acumulación de agua por flujo lateral procedente de la ubicación anterior. La segunda fase en donde la tasa de variación es alta ya que sigue manteniendo valores altos de humedad y de conductividad hidráulica, y el ingreso por flujo lateral disminuye. Finalmente, la tercera fase se caracteriza por una disminución de la pendiente ya que K disminuye y el flujo lateral es mínimo.

C4 funciona como una posición de almacenamiento en donde se pudo identificar claramente 4 fases. La primera no es un proceso de descarga propiamente, pero es consecuencia de los procesos en las posiciones superiores. Aquí se observa un proceso de carga a una tasa baja hasta 14 horas después del inicio de la descarga de los otros horizontes. La segunda fase, desde las 21 hasta las 35 horas, drena ligeramente la humedad a una tasa similar a la de la primera fase. La tercera fase es un período muy corto en donde la tasa de pérdida de humedad es alta, ya que el ingreso por flujo lateral disminuye. La última fase se trata de una estabilización en la tasa de pérdida, en consecuencia de la disminución de K.

C5 es la posición más baja de la ladera y es la que drena hacia el cauce el agua que ha ingresado al sistema. Al igual que C4, tiene una fase de acumulación a baja tasa, pero más corta. Esto debido a que la tasa de ingreso por flujo lateral es menor a la tasa de descarga hacia el cauce. El flujo lateral no cesa ya que como se ve en la Figura 4.13 la pendiente es muy baja al final.

Esta serie de procesos diferentes en cada una de las posiciones permite notar la importancia en la regulación hídrica toda la ladera. En la Figura 4.13 , subfigura (Total), se observa la curva de descarga de una área de 5m^2 (5 calicatas de 1m^2)



distribuidos a lo largo de la ladera. El tiempo transcurrido hasta llegar al volumen original es de 48 horas. Se observa dos etapas claras en la descarga, definidas por la variación de la pendiente de la curva. La primera es mayor a la segunda debido a la influencia de la rápida descarga de H10. Luego de ellos se regulariza con una pendiente menor. Esto da una muestra del rol regulador de las laderas.



5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Conclusiones

El componente más importante en el páramo es el suelo, siendo los Andosoles los que cubren la mayor área en la cuenca. Sin embargo, muchos estudios se han enfocado solo en el análisis de las características físico químicas de ellos. Por lo que se necesitan estudios más profundos acerca de la dinámica de agua en estos suelos.

El análisis previo de la información fue fundamental ya que permitió corregir los valores obtenidos mediante la ecuación de calibración planteada inicialmente. La misma sobrestima los valores de humedad para los suelos de la zona de estudio. Esta corrección fue validada por los resultados de saturación determinados en laboratorio.

El uso de las ecuaciones de almacenamiento permite una mejor comprensión de los procesos hidrológicos de la ladera. Estas ecuaciones asocian los valores de humedad de cada punto monitoreado a distintas profundidades en una sola variable. Esto posibilita la comparación entre las distintas posiciones de la ladera. Lo anterior resultó útil ya que permite identificar el diferente comportamiento de cada una, lo cual no fue evidente utilizando solamente los valores de humedad.

El uso de un disdrómetro, para la medición de lluvia, en conjunto con un WCR, para la medición de humedad, permite calcular el valor de la interceptación del pajonal. Los eventos menores a 1.11 mm son interceptados. Estos eventos de bajo volumen de lluvia son muy frecuentes y por lo tanto la interceptación es un factor importante en el balance hídrico.

Los flujos entre horizontes dependen del volumen del evento de lluvia. El agua que ingresa humedece paulatinamente los horizontes y fluye en sentido vertical. La intensidad de la lluvia también es un factor importante ya que las intensidades bajas, a pesar de que acumulen el volumen suficiente, no presentan respuestas en el horizonte mineral.

El horizonte más importante en la dinámica de la ladera es el intermedio. Este horizonte es el que acumula la mayor parte de los eventos de lluvia entre 3 y 10 mm. Posteriormente estos son trasladados horizontalmente hacia el cauce. Para



eventos de mayores proporciones, los tres horizontes intervienen en la evacuación de agua, sin embargo el intermedio es el que drena más lentamente.

Los Andosoles sí cumplen el rol de reguladores de caudal. Varios factores influyen en este rol. Uno de ellos es el área de cobertura del pajonal que predomina en la cuenca, aunque el volumen disponible en el suelo para nuevos ingresos de agua sea poco. Otro factor es el tiempo en la descarga que puede durar siete veces más que la carga y por último es que durante las sequías es el único horizonte que aporta agua al cauce.

Las pérdidas de humedad de los primeros 10cm de suelo oscilan entre 0.5 y 1.5mm/día. Estas se deben sólo a transpiración del pajonal ya que se descarta pérdidas por evaporación debido a que la cobertura vegetal genera sombra y no ingresa radiación hasta el suelo. Este factor es muy importante ya que de no existir esta capa, la desecación alcanzaría horizontes profundos y se perdería el agua almacenada en este horizonte.

5.2 Recomendaciones

La presente investigación abordó muchos aspectos relacionados a la ladera aunque quedan mucho vacíos por cubrir. Un ejemplo de esto es que no se ha realizado un estudio de infiltración con el cual se pueda determinar la presencia de escorrentía superficial por exceso de infiltración. Es necesario también la implementación de sensores que permitan identificar cuando se produce la escorrentía superficial.

Los valores de aporte de cada horizonte son estimados en base a la diferencia de humedad pero podrían ser comprobados con la implantación del método de borde de campo, que consiste en implementar recolectores de escorrentía al final de la ladera, uno por horizonte para poder cuantificar los volúmenes transportados por cada horizonte.

Para una completa modelación y el uso adecuado de la Ley de Darcy, es necesario establecer la relación de la conductividad hidráulica no saturada con los valores de tensión matricial.

Se puede implementar una nueva ladera de monitoreo con iguales dimensiones pero en una ladera de diferente con el objetivo de identificar la incidencia topográfica en la dinámica de humedad y almacenamiento de la ladera.





6 BIBLIOGRAFÍA

- Ambroise, B., 2004. Variable 'active' versus 'contributing' area or periods: a necessary distinction. *Hydrological Processes*, Issue 18, p. 1149–1155..
- Beven, K. J., 2002. Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system.. *Hydrological Processes*, Issue 16, p. 189–206.
- Borja P., Iñiguez V., Crespo P., Feyen J. y Cisneros P., 2009. Andosoles e Histosoles de la región de Páramo del Austro Ecuatoriano: propiedades físicas. II Congreso Mundial de Páramos. Loja, junio 21 al 27. (Ponencia)
- Buytaert, W., 2004. *The properties of the soils of the south Ecuadorian páramo and the impact of land use changes on their hydrology*. s.l.:Katholieke Universiteit Leuven.
- Buytaert W., 2004. The properties of the soils of the south Ecuadorian páramo and the impact of land use changes on their hydrology. Katholieke Universiteit Leuven. Tesis de Ph.D..
- Buytaert W., Céleri R., De Bièvre B., Cisneros F., Wyseure G., Deckers J. y Hofstede R. 2006a. Human impact on the hydrology of the Andean páramos. *Earth-Science Reviews*: 79, 53-72
- Buytaert, W., Céleri, R., De Bièvre, B. & Cisneros, F., 2006b. Hidrología del Páramo Andino: Propiedades, Importancia y Vulnerabilidad.
- Buytaert, W., Deckers, J. & Wyseure, G., 2006c. Description and classification of nonallophanic Andosols in south Ecuadorian alpine grasslands (páramo). *Geomorphology*, Issue 73, pp. 207-221.
- Campbell Scientific, INC., 2012. *CS616 and CS625 Water Content Reflectometers*, Logan: s.n.
- Céleri, R. & Feyen, J., 2009. The Hydrology of Tropical Andean Ecosystems: Importance, Knowledge Status, and Perspective. *Mountain Research Development*, 29(4), pp. 350-355.
- Chandler, D. G., Seyfried, M., Murdock, M. & McNamara, J. P., 2004. Field Calibration of Water Content Reflectometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Issue 68, pp. 1501-1507.
- Chow, V. T., Maidment, D. R. & Mays, L. M., 1994. *Hidrología Aplicada*. Bogotá: McGraw Hill.
- Cisneros, P., Cajamarca, J. & Pacheco, E., 2010. *Estudios para establecer la línea base de suelos inalterados en el páramo de Quimsacocha*. Santo Domingo, s.n.
- Córdova M., M., Carrillo R., G. & Céleri, R., 2013. Errores en la Estimación de la Evapotranspiración de Referencia de Una Zona de Páramo Andino debido al Uso de Datos Mensuales, Diarios y Horarios. *Aqua-LAC*, 5(2), pp. 14-22.



Crespo, P., Feyen, J., Buytaert, W., Bucker, A., Breuer, L., Frede, H.-G., & Ramírez, M., 2011. Identifying controls of the rainfall–runoff response of small catchments in the tropical Andes (Ecuador). *Journal of Hydrology*, Volume 407, pp. 164-174.

Dykes, A. P. & Thornes, J. B., 2000. Hillslope hydrology in tropical rainforest steeplands in Brunei. *Hydrological Processes*, Issue 14, p. 215–235.

García, M., D. Raes, R. Allen, & C. Herbas. 2004. Dynamics of reference evapotranspiration in the Bolivian highlands (Altiplano). *Agricultural and Forest Meteorology* 125(1-2): 67-82.

Georgakakos, K., 1996. Soil moisture theories and observations. *Journal of Hydrology*, Issue 184, pp. 1-2.

Gerrits, A. M. J., Savenije, H. & Hoffmann, L., 2007. New technique to measure forest floor interception – an application in a beech forest in Luxembourg. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Issue 11, pp. 695-701.

Hincapié Gómez, E. & Tobón Marín, C., 2012. Dinámica del Agua en Andisoles Bajo Condiciones de Ladera. *Revista Facultad Nacional de Agronomía - Universidad Nacional de Colombia*, 65(2), pp. 6771-6783.

Hofstede, R., 1995. Effects of livestock farming and recommendations for management and conservation of páramo grasslands (Colombia). *Land Degradation & Rehabilitation* 6, 133.

Hofstede R., 2003. Los Páramos del mundo: su diversidad y sus habitantes. En: Hofstede R., Segarra P. y Mena P., 2003. Los Páramos del mundo. Proyecto Atlas Mundial de los Páramos. Global Peatland Initiative/NC-IUCN/EcoCiencia. Quito. 299 pp.

Íñiguez, V., Borja, P., Crespo, P. & Cisneros, F., 2008. *Importancia de la Hidropedología en la Determinación de Procesos Hidrológicos a Escala de Ladera en Zonas de Páramo. XI Congreso Ecuatoriana de la Ciencia del Suelo*. Quito, octubre 29 al 31.(Ponencia)

Íñiguez, V., Crespo. P. & Borja. P., 2008. Analysis of the effect of landuse on the hydrology of hillslopes in the páramo. *Programa para el Manejo del Suelo y del Agua (PROMAS). (Informe Técnico)*

IUCN, 2002. High Andean Wetlands. Tech. rep., IUCN, Gland, Switzerland. Keating, P. L., 1998. Effects of anthropogenic disturbances on páramo vegetation in Podocarpus National Park, Ecuador.. *Physical Geography*, pp. 221-238.

IUSS Grupo de Trabajo WRB. 2007. Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Primera actualización 2007. Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103. FAO, Roma.

Jones, S. B., Wraith, J. M. & Or, D., 2002. Time domain reflectometry measurement principles and applications. *Hydrol. Process.*, Issue 16, pp. 141-153.



- Kim, S., Lee, H., Woo, N. C. & Kim, J., 2007. Soil moisture monitoring on a steep hillside. *Hydrological Processes*, Issue 21, pp. 2910-2922.
- Llambí, L. D., Soto-W., A., Céleri, R., De Bievre, B., Ochoa, B., & Borja, P., 2012. *Ecología, hidrología y suelos de páramos. Proyecto Páramo Andino*. Quito: CONDESAN
- Looyenga, H., 1965. Dielectric constant of heterogeneous mixtures. *Physica*, Issue 31, pp. 401-406.
- López, A., Crende, P. & Castelao, A., 2005. Uso del Tdr en Ensayos de Movimiento de Agua Sobre Columnas de Suelo Inalterado. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*, Volumen VII.
- Luisoni, L. H., 2010. Tecnología de utilización de pajonales para el mejoramiento de la cría y recría. Reconquista.
- Luteyn, J.L., 1992. Páramos: why study them? In: Balslev, H., Luteyn, J.L. (Eds.), *Páramo: an Andean ecosystem under human influence*. Academic Press, London, pp. 1 – 14.
- Marín, F. & Aucapiña G., 2014. Efectos de la Posición Fisográfica en las Propiedades Hidrofísicas de los Suelos de Páramo de la Microcuenca del Río Zhurucay. Tesis de Ing. Agrónomo, Universidad de Cuenca, Facultad de Ciencias Agropecuarias.
- Mosquera, G., Lazo, P., Cárdenas, I. & Crespo, P., 2012. Identificación de las principales fuentes de agua que aportan a la generación de escorrentía en zonas Andinas de páramo húmedo: mediante el uso de los isótopos estables deuterio (δ^2). *MASKANA*, 3(2), pp. 87-105.
- Nissen, J. y otros, 2004. Flujo Hídrico no Saturado en Andisoles. *Publicación Universidad Austral de Chile*, pp. 9-19.
- Padrón, R., 2013. Análisis de la estructura de lluvia de páramo. Tesis de Ing. Civil, Universidad de Cuenca, Facultad de Ingeniería.
- Padrón, R. & Gualpa, M., 2013. *Campaña de Monitoreo Hidrológico - Zhurucay* [Entrevista] 2013.
- Pathak, P., Pandey, A. N. & Singh, J. S., 1985. Apportionment of rainfall in central Himalayan forests (India). *Journal of Hydrology*, Volumen 76, pp. 319 - 322.
- Ponizovsky, A. A., Chudinova, S. M. & Pachepsky, Y. A., 1999. Performance of TDR calibration models affected by soil texture. *Journal of Hydrology*, Issue 218, pp. 35-43.
- Poulenard, J., Podwojewski, P. & Herbillon, A. J., 2003. Characteristics of non-allophanic Andisols with hydric properties from the Ecuadorian páramos. *Geoderma*, Issue 117, pp. 267-281.
- Pratt, W.T., Figueroa, J.F., Flores, B.G., 1997. Geology and Mineralization of the Area between 3 and 48S, Western Cordillera, Ecuador, British Geological Survey, Open File Report, WCr97r28.



- Pumpanen, J. & Ilvesniemi, H., 2005. Calibration of time domain reflectometry for soil humus layers. *Boreal Environment Research*, Issue 10, pp. 589-595.
- Ratto, S., 2011. *Agua del Suelo*. Buenos Aires, Universidad de Buenos Aires, pp. 202-233.
- Regalado, C. M., Muñoz Carpena, R. & Hernández Moreno, J., s.f. ¿Por qué los Suelos Volcánicos no Siguen la Ecuación de Topp?. *Zona no Saturada*.
- Roth, K., Schulin, R., Flüler, H. & Attinger, W., 1990. Calibration of Time Domain Reflectometry for Water Content Measurement Using a Composite Dielectric Approach. *Water Resources Reserach*, 26(10), pp. 2267-2273.
- Sarmiento, L., 2000. Water Balance and Soil Loss under Long Fallow Agriculture in the Venezuelan. *Mountain Research and Development*, 20(3), pp. 246-253.
- Schaap, M. G. B. W., 1997. Forest floor evaporation in a dense Douglas fir stand. *Journal of Hydrology*, Issue 193, p. 97–113.
- Tarantino, A., Ridley, A. M. & Toll, D. G., 2008. Field Measurement of Suction, Water Content and Water Permiability. *Springer Science+Business Media B. V.*, Issue 26, pp. 751-782.
- Topp, G. C., Davis, J. L. & Annan, A. P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines.. *Water Resour. Res.*, 16, pp. 574-582.
- UMS GmbH München, 2011. User Manual - T8, Long Term Monitoring Tensiometer. Issue 78.
- Walsh, P. D. & Lawler, D. M., 1981. Rainfall seasonality: description, spatial patterns and change through time. *Weather*, Issue 36, pp. 201-208.
- Young, M. Y. & Sisson, J. B., 2002. Tensiometry. *Methods of Soil Analysis: Part 4 Physical Methods*, pp. 575-678.
- Zamora Cardona, J. C. & Cristancho, F., 2008. *La Humedad en las Propiedades Físicas del Suelo*. Bogotá: Departamento de Física, Universidad Nacional de Colombia.

ANEXO A

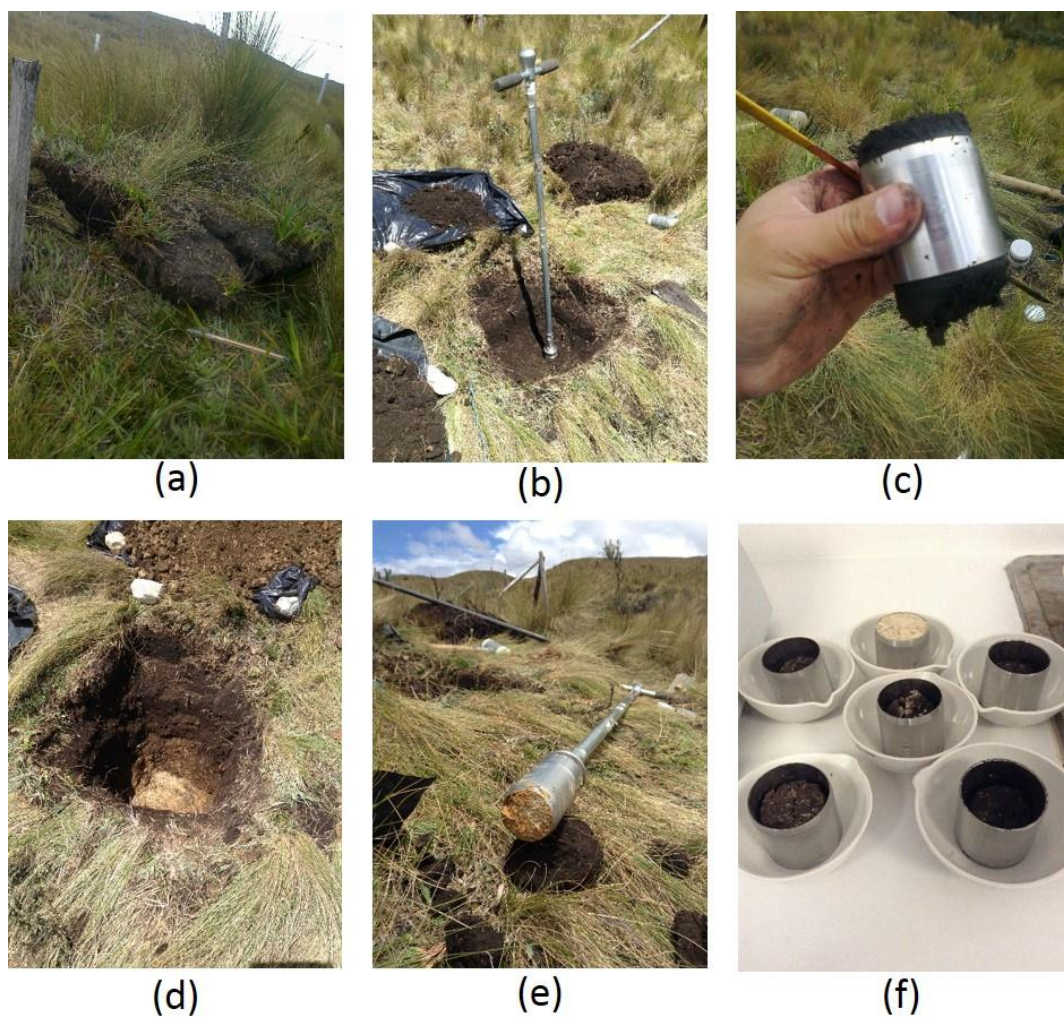


Figura A-1 Muestreo de suelo mediante anillos Kopecky para la determinación del contenido volumétrico de agua en los horizontes Ah y C de Andosoles: (a) Remoción de la capa vegetal; (b) y (c) Extracción de muestras del horizonte Ah; (d) Perfil del Andosol; (e) Muestreo del horizonte C; (f) Muestras luego del secado.

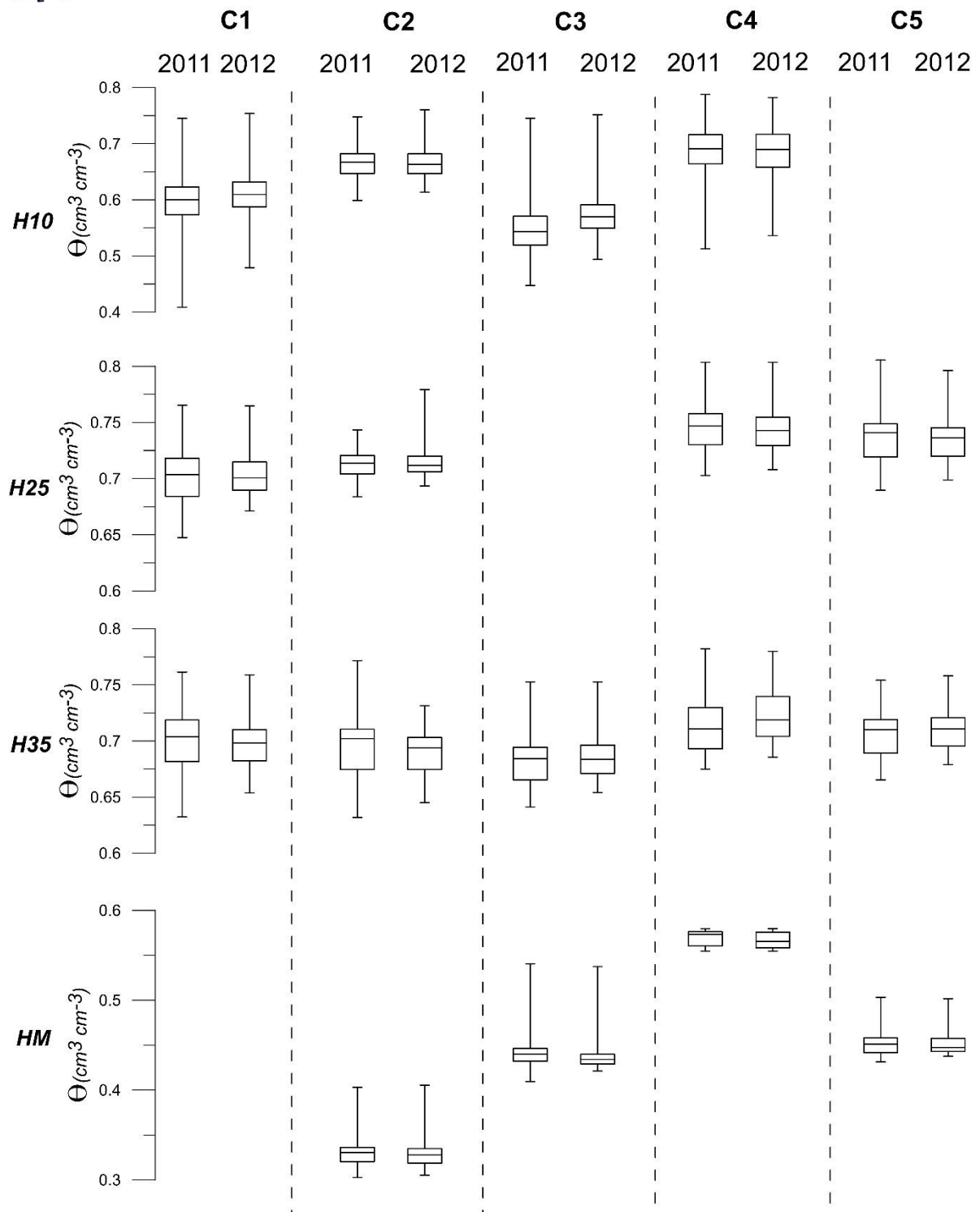


Figura A-2. Rango de variación de humedad de todos los puntos monitoreados durante los años 2011 y 2012

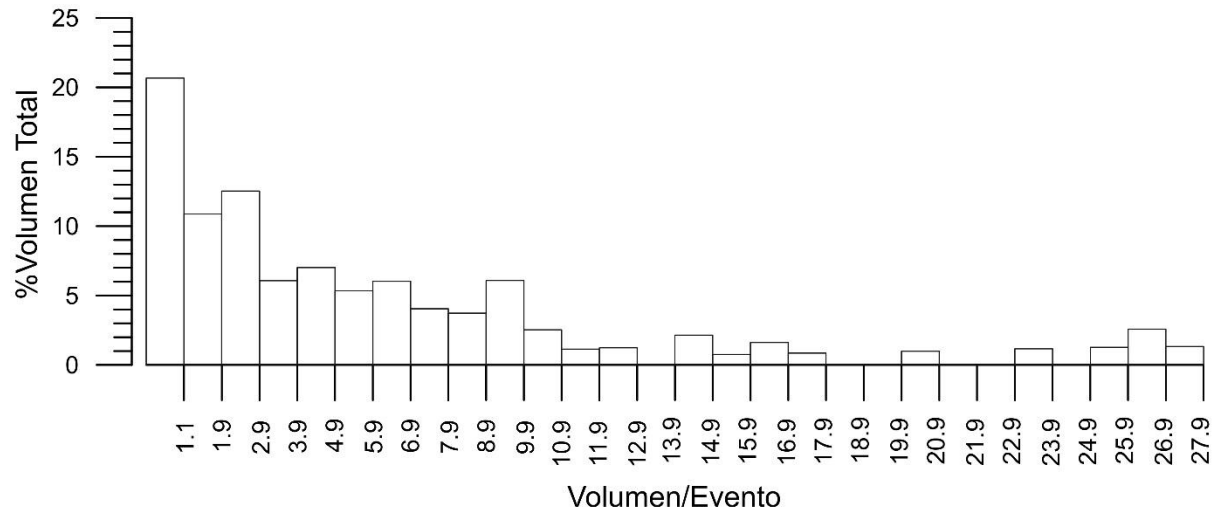


Figura A-3. Distribución de la precipitación en base al volumen acumulado por evento.

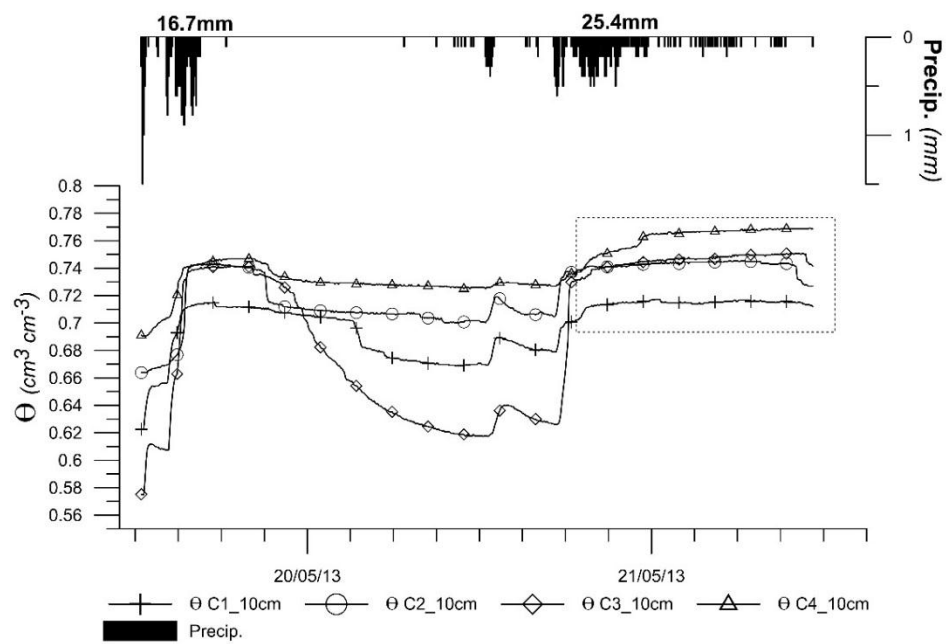


Figura A-4 Evento que registra escorrentía superficial por exceso de saturación

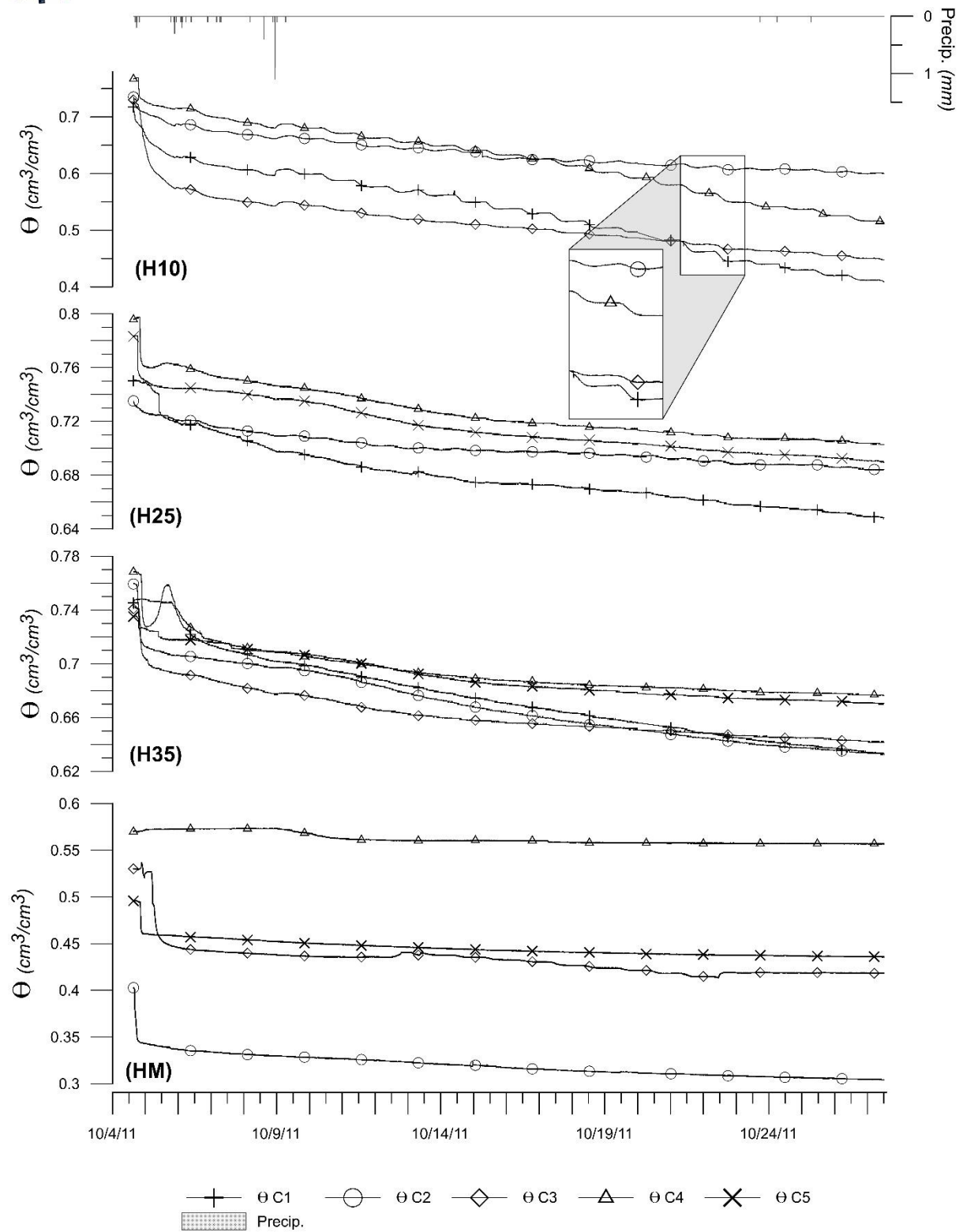


Figura A-5 Evento de descarga del agua almacenada en ladera ante una sequía prolongada



Tabla A-1. *Eventos utilizados para el análisis de Intercepción*

Fecha y Hora Inicio del Evento		Vol. acum. hasta la reacción del sensor	Vol. Total Lluvia (mm)	θ Inicial	θ Final	$\Delta\theta$	Precip. Efectiva	Vol. Interce ptado
20/12/2011	18h20	1.30	6.3	0.732	0.785	0.053	5.3	1
11/11/2012	11h55	1.72	3.4	0.735	0.754	0.019	1.9	1.5
21/11/2012	19h35	2.83	4.89	0.719	0.758	0.039	3.9	0.99
19/12/2012	16h25	2.20	4.55	0.634	0.655	0.021	2.1	2.45
28/06/2013	14h55	4.93	4.96	0.739	0.783	0.044	4.4	0.56
2/6/2013	12h20	1.82	2.2	0.804	0.813	0.009	0.9	1.3
5/6/2013	13h20	1.27	1.29	0.793	0.798	0.005	0.5	0.79
6/4/2013	12h20	3.36	4.39	0.776	0.802	0.026	2.6	1.79
11/4/2013	14h00	4.22	4.23	0.776	0.804	0.028	2.8	1.43
2/7/2013	18h00	1.46	3.48	0.794	0.82	0.026	2.6	0.88
7/7/2013	11h50	2.02	5.02	0.778	0.81	0.032	3.2	1.82
23/06/2013	19h00	0.00	1.26	0.775	0.777	0.002	0.2	1.06
17/03/2011	15h35	1.70	4.6	0.685	0.712	0.027	2.7	1.9
1/6/2011	17h15	1.60	6.8	0.778	0.806	0.056	5.6	1.2
24/11/2011	15h00	3.10	4.8	0.61	0.644	0.034	3.4	1.4
20/11/2012	17h15	0.00	0.16	0.741	0.741	0	0	0.16
22/06/2013	21h05	0.00	0.87	0.778	0.78	0.002	0.2	0.67
5/7/2013	22h00	0.00	0.94	0.784	0.785	0.001	0.1	0.84
28/02/2011	22h45	0.00	1.2	0.771	0.771	0	0	1.2



Tabla A-2 Eventos utilizados para el análisis de flujo H10-H25

Fecha	θ_{H10}	$\Delta\theta_{10-25}$	Volumen
23/11/11	0.615	0.209	5.7
24/11/12	0.632	0.195	4.8
02/05/2012	0.763	0.102	3.2
31/03/2011	0.763	0.103	2.4
13/12/2011	0.766	0.093	2.1
19/08/2012	0.770	0.081	2.3
04/07/2012	0.783	0.077	2.7
26/03/2012	0.784	0.077	3.7
27/03/2011	0.791	0.091	3.9
13/05/2012	0.792	0.064	3.3
16/07/2011	0.792	0.064	4.3
01/06/2012	0.806	0.077	3.7
18/02/2013	0.810	0.049	3.4

Tabla A-3 Eventos pertenecientes a la categoría Alta

Fecha	Volumen	Intensidad Promedio
14/06/2011	19	1.33
24/01/2013	19.5	3.54
27/11/2011	20.2	2.57
20/01/2012	22.5	4.15
16/02/2012	22.9	3.81
25/06/2012	23	1.21
15/06/2011	19.1	1.26