

HIDROLOGÍA DEL PÁRAMO ANDINO: PROPIEDADES, IMPORTANCIA Y VULNERABILIDAD

W. Buytaert^{a,b,*}, R.Célleri^{b,c}, B. De Bièvre^{b,d}, F. Cisneros^b.¹

Resumen

El ecosistema de humedales alpino neotropical que está cubriendo la región más alta de los Andes del Norte es conocido como “páramo”. Está ubicado entre el límite superior del bosque (aproximadamente 3500 m de altitud) y las nieves perpetuas (aproximadamente 5000 m). Aunque es una zona bastante remota y desolada con poca actividad humana, este ecosistema ha proporcionado una importante función socio-económica a la comunidad Andina como su principal fuente de agua. Debido a las circunstancias climáticas especiales, los suelos volcánicos poco profundos y porosos con alto contenido de materia orgánica, y su topografía formada por la acción de los glaciales, la hidrología superficial del páramo tiene características extraordinarias. Comparado con cuencas montañosas en otras regiones, los ríos que descienden desde los páramos tienen un flujo base sostenido como un resultado de la elevada capacidad de regulación del agua del páramo. Sin embargo, esta función está amenazada por un incremento de la actividad humana durante los últimos años. Cada vez más, el páramo es usado para pastoreo intensivo de ganado, cultivos de papas y fréjoles y plantaciones de pinos entre otros. Este artículo revisa el estado actual del conocimiento de la hidrología del páramo, sus propiedades y vulnerabilidades. En una primera parte, se presenta una visión general del ecosistema, así como el estado del conocimiento científico de los más importantes factores en la hidrología superficial, es decir: el clima y el suelo y su impacto sobre el comportamiento hidrológico del páramo. La siguiente sección es dedicada a la importancia socio-económica de la hidrología de páramo. Finalmente, se tratan los impactos de la interferencia humana sobre los diferentes aspectos del ecosistema del páramo, tanto los observados como los supuestos, relevantes para la hidrología.

1. Introducción

Muchas veces a las regiones montañosas se les describe como “las torres de agua del mundo” (Mountain Agenda, 1998). Esta frase está sujeta a debate, pero para los ecosistemas de humedales que se encuentran en las montañas de los Andes altos sobre los 3000 m de altitud, existe poca duda. Directa o indirectamente, proporcionan servicios ambientales a más de 100 millones de personas (UICN, 2002). Sin duda, el más importante de estos servicios es suministrar agua confiable para uso urbano, para la agricultura y la industria.

El páramo es un ecosistema de humedales alpino neotropical, que cubre aproximadamente la región alto andina de Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú (Hofstede et al., 2003). El páramo consiste de planicies y valles accidentados de origen glacial con una gran variedad de lagunas, pantanos y praderas húmedas. Como resultado

¹ * Corresponding author: wouter.buytaert@agr.kuleuven.ac.be

a. Laboratory for Soil and Water Management. Katholieke Universiteit Leuven. Vital Decosterstraat 102. 3000 Leuven. Belgium.

b. Programa para el manejo del agua y del suelo, Universidad de Cuenca, Ecuador

c. Hydraulics laboratory. Katholieke Universiteit Leuven. Belgium

d. Laboratory for Experimental geomorphology. Katholieke Universiteit Leuven. Belgium

de la poca presencia humana, la calidad del agua es excelente, y los ríos que descienden desde el páramo tienen un alto y sostenido flujo base. Por lo tanto, y porque el agua subterránea es escasa y difícil de explotar, la mayoría de grandes ciudades en el norte de los Andes (p.e.: Bogotá, Quito) dependen del páramo para suministro de agua. A pesar de su importancia como un suministrador de agua, la hidrología del páramo es muy poco entendida. Datos meteorológicos e hidrológicos son casi inexistentes, y la literatura científica es extremadamente escasa. Hasta hoy, esto no ha causado problemas graves para el aprovechamiento del agua debido a la abundancia de páramos cercanos a estas ciudades y la alta producción de agua.

En el futuro, los problemas podrían surgir. Un incremento en la población, en el estándar de vida, y en las actividades agrícolas y económicas resultarán en una creciente demanda por agua. El páramo en sí también es caracterizado por crecientes actividades humanas, tales como, avance de la frontera agrícola, una intensificación del pastoreo de ganado, plantaciones de pino, y turismo. Estas actividades podrían alterar significativamente el comportamiento hidrológico del páramo, y de este modo limitar la función de suministro de agua. Otra amenaza importante, en el cual el páramo no difiere significativamente de otros ecosistemas de montaña, es el cambio climático global.

En una primera parte de este artículo damos una visión del estado actual del conocimiento científico sobre la hidrología del ecosistema páramo, identificando contradicciones, así como los principales vacíos científicos en nuestro entendimiento del sistema hidrológico. En una segunda parte revisamos el impacto de las actividades humanas sobre la hidrología del páramo basado en observaciones directas, así como en el impacto sobre sistemas hidrológicos similares, sin perder de vista el riesgo de esta extrapolación.



Figura 1. *Vista típica del ecosistema páramo en el parque Nacional El Cajas cerca de Cuenca, sur del Ecuador.*

2. El ecosistema páramo

El ecosistema páramo se extiende en forma discontinua entre las latitudes de 11° norte y 8° sur, principalmente en Venezuela, Colombia y Ecuador, con pocos afloramientos más hacia el norte en Costa Rica y Panamá y hacia el sur en el norte del Perú (Luteyn, 1992; Hofstede, 1995). La figura 1 da una vista típica del páramo.

El páramo alberga muchas especies de plantas endémicas, adaptadas a las condiciones físico-químicas y climáticas específicas, tales como la baja presión atmosférica, radiación ultravioleta intensa, y los efectos de secado por el viento (Luteyn, 1992). La vegetación consiste principalmente en pajonales, rosetas, arbustos pequeños y musgos (Hofstede, 1995; Luteyn et al., 1992; Hedberg, 1992; Vargas y Zuluaga, 1986). Existe un claro gradiente altitudinal. En el subpáramo, 3000-3500 m de altitud, mosaicos con arbustos y pequeños árboles alternan con tierras de pastoreo. En los pajonales propios del páramo (3500-4100 m), las tierras de pastoreo dominan y parches de especies arbustivas tales como *Polylepis* se encuentran únicamente en sitios protegidos y a lo largo de los cursos de agua. El páramo superior es una franja angosta con escasa vegetación entre los pajonales del páramo y la línea de nieve. Si el ecosistema páramo en su estado actual es natural, no está realmente claro. Los bosques naturales han sido registrados hasta 4100 m. Por otro lado, la presencia humana en las regiones más altas de los Andes sobre los 3000 m data de los tiempos precolombinos (Schjellerup, 1992). Por lo tanto, el pastoreo extensivo y la quema regular de la vegetación son prácticas comunes desde hace mucho tiempo y podrían haber favorecido la vegetación actual de montecillos de hierbas (ó pajonales) sobre los originales bosques naturales (Laegaard, 1992; Verwij y Beukema, 1992).

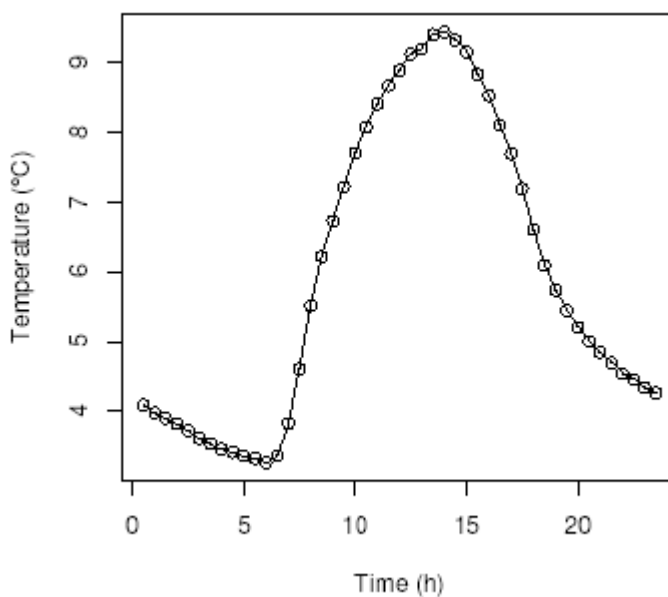


Figure 2. Variación promedio durante el día de la temperatura en el páramo de Chanlud, al sur del Ecuador (3800 m).

3. El clima del páramo

La precipitación es moderada, variando desde los 700 mm hasta los 3000 mm (Luteyn, 1992). Sin embargo, la lluvia es extremadamente variable en espacio y tiempo. Generalmente, las intensidades de lluvia son bajas (como lloviznas). El viento puede ser muy fuerte y altamente variable en dirección, debido a las pendientes fuertes y la topografía accidentada. Por debajo de los 4000 m de altitud, no son frecuentes las heladas

y cuando estas se dan, están restringidas a unas pocas horas antes del amanecer. La temperatura media a 3500 m está alrededor de 7° C (Buytaert, 2004).

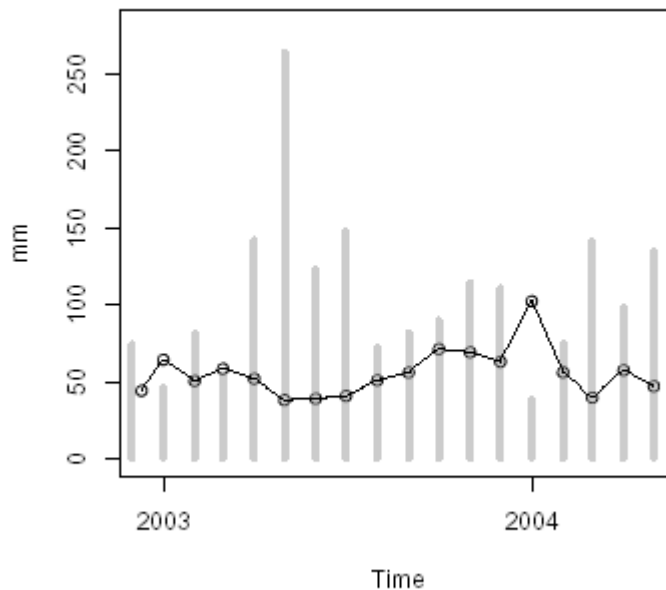


Figure 3. Precipitación mensual (barras) y evapotranspiración potencial (líneas) en el páramo del Chanlud cerca de Cuenca (3800 m)

El páramo tiene el típico clima tropical de alta montaña. Debido a su localización cercana a la línea equinoccial, la radiación solar diaria es casi constante todo el año. Esta constancia resulta en una baja variabilidad estacional en temperatura media del aire, en contraste con el ciclo diario, el cual es totalmente marcado. Variaciones de temperatura durante el día de más de 20 ° C son comunes (“cada día verano y cada noche invierno”) (Buytaert, 2004). Sarmiento (1986) da un resumen de los datos meteorológicos de varias estaciones en el páramo de Venezuela, Colombia y Ecuador. Figura 2 y figura 3 presentan datos del páramo de Machángara, al sur del Ecuador (Buytaert, 2004). Estas variaciones típicas de temperatura tienen un importante impacto sobre el rol de las heladas y la nieve en la hidrología. Bajo los 4000 m de altitud, las heladas no ocurren regularmente y cuando estas se presentan, están restringidas a unas pocas horas antes de amanecer. En la cota de la estación meteorológica de Machángara (3510 m), menos de 1 noche en 20 tienen una temperatura mínima baja cero (4.4 %). La precipitación de nieve es casi inexistente, y por lo tanto no se da acumulación de nieve o hielo. A mayores alturas, la frecuencia de heladas es más alta, pero la acumulación también es baja, como resultado de la alta temperatura máxima de día. Debido a la ausencia de estacionalidad, no hay acumulación estacional de nieve o hielo, y el borde entre las nieves perpetuas y el área sin nieve es muy brusco.

El gradiente altitudinal representa el eje más obvio de variabilidad de temperatura. La temperatura media a los 3500 m está alrededor de 7° C (Buytaert, 2004). La temperatura decrece en una tasa promedio de 0.5 a 0.6° C por cada 100 m (Bacuilima et. al., 1999; Rossenaar y Hofstede, 1992). La relación entre temperatura y precipitación constituye una segunda fuente de variación. Ya que una elevada nubosidad prevalece durante días lluviosos, el nivel de la radiación solar total en la superficie terrestre decrece, mientras que una elevada humedad relativa en la noche considerablemente reduce el frío debido a la emisión de radiación de onda larga desde la superficie de la tierra y desde la

vegetación. Estos efectos disminuyen la amplitud de la variación de la temperatura durante el día. Un efecto opuesto ocurre durante días secos.

La precipitación es moderada, variando desde los 700 mm hasta los 3000 m (Luteyn, 1992). Contrariamente a la temperatura, sin embargo, la lluvia es extremadamente variable en espacio y tiempo. Generalmente, las intensidades de precipitación son bajas (como lloviznas). La variabilidad de la lluvia a pequeña escala está principalmente determinada por variaciones en la velocidad y dirección del viento, el cual está determinado por las pendientes fuertes y la topografía accidentada. A gran escala, la precipitación está determinada por un efecto altitudinal y un efecto latitudinal.

El gradiente altitudinal en la precipitación difiere de una latitud a otra, y en cada cadena montañosa Andina. En el caso de las laderas al lado este de los Andes que descienden hacia la cuenca del Amazonas, la precipitación más alta podría encontrarse entre 400 y 800 m (Rossenaar y Hofstede, 1992), debido al efecto orográfico, gradualmente disminuyendo con el incremento altitudinal. Las laderas orientadas al oeste podrían más bien mostrar un pico en la precipitación entre los 2000 y 2500 m o aún más alto. Las laderas internas de los Andes están altamente influenciadas por efectos de sombra de lluvia, para las lluvias que llegan tanto desde la cuenca del Amazonas como de la costa del Pacífico.

El efecto latitudinal es más fuerte en la cordillera occidental que en la cordillera oriental. Esto es debido a la gran variación en el clima de la costa del Pacífico comparada con la cuenca del Amazonas, las cuales influyen ambas en el clima adyacente del páramo. En Colombia y al norte del Ecuador, las planicies costeras tienen un clima húmedo tropical, influenciado por la corriente del Niño. Las planicies costeras del sur del Ecuador, tanto como el norte del Perú están influenciados por la corriente fría de Humboldt, resultando en un ambiente árido desértico.

4. Propiedades del suelo

4.1 Génesis y clasificación del suelo

Los Andes están subdivididos en dos ramales separados por una depresión tectónica: la Cordillera Occidental y la Cordillera Central. Un tercer ramal, la Cordillera Oriental, alcanza su máximo desarrollo en Colombia. La orogénesis tuvo lugar durante el Mioceno, Plioceno y Pleistoceno, cuando las cordilleras fueron elevadas a más de 3000 m (Hungerbuhler et al., 2002). Después del levantamiento, la topografía del páramo fue dada forma por la actividad glacial, cuyos remanentes aún son abundantemente visibles en la estructura de muchos valles del páramo (Kehrer y der Kaaden, 1979). Como resultado, la topografía del páramo es accidentada, yendo desde valles profundos y empinados hasta llanuras casi planas.

A pesar de la compleja geología y topografía, los suelos del páramo son bastante homogéneos. El tipo de suelo y las propiedades son principalmente determinadas por dos factores: (1) el clima, y (2) la existencia de una capa homogénea de cenizas de erupciones volcánicas del cuaternario (Barberi et al., 1988; Sauer, 1957; Winckell et al., 1991; Buytaert et al., 2005b; Colmet-Daage et al., 1967). El clima frío y húmedo, y la baja presión atmosférica favorecen la acumulación de la materia orgánica en el suelo. Esta acumulación es además reforzada por la formación de complejos organometálicos fuertemente resistentes a la destrucción microbiana. Al y Fe para estos complejos es

suplido por la destrucción de la ceniza volcánica y de la roca (Colmet-Daage et al., 1967; Nanzyo et al., 1993; Poulénard, 2000). Los suelos resultantes son oscuros y húmicos y tienen una estructura porosa y abierta.

Los suelos son generalmente clasificados como Andosoles en la “World Reference Base for Soil Resources” (FAO/ISRIC/ISSS, 1998), o Andisoles en la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2003). En áreas más saturadas por agua o en zonas con menor influencia volcánica, se desarrollan Histosoles. (Buytaert, 2004). En zonas más empinadas o donde hay afloramientos de roca, son más los Regosoles (Dercon et al., 1998).

4.2 Retención de Agua

Desde una perspectiva física, los suelos del páramo tienen muchas propiedades en común con las turberas. Propiedades físicas básicas de los suelos del páramo disponibles en la literatura se dan en la Tabla 1.

Tabla 1. Rango de valores de propiedades hidrofísicas del suelo en los horizontes superficiales (H y/o A) en suelos de páramo descritos en la literatura

| Fuente | Localización | Altitud (m alt.) | Precipitación mm año-1 | Densidad aparente Mg m-3 | C orgánico kg m-3 | -33 kPa g g-1 | -1500 kPa g g-1 |
|---------------------------|-----------------------|---------------------|---------------------------|-----------------------------|----------------------|------------------|--------------------|
| Buytaert et al. (2005b) | rio Paute Basin | 3600 | 800-1300 | 0.23-0.95 | 0.14-0.44 | - | 0.29-2.26 |
| Buytaert (2004) | Machangara | 3700 | 1100 | 0.13-0.27 | 0.18-0.34 | - | 1.31-2.39 |
| | Ningar | 3400 | 950 | 0.15-0.93 | 0.04-0.27 | - | 0.26-1.78 |
| Buytaert et al. (2002) | Jima, Cuenca | 3100 | 1000 | 0.58-0.67 | 0.02-0.14 | - | 0.36-0.78 |
| Podwojewski et al. (2002) | Chimborazo (humid) | 3500 | >900 | 0,68 | 0.07-0.10 | 0.7-0.8 | - |
| | Chimborazo (dry) | 3500 | <600 | 0.74-0.93 | 0.05-0.07 | 0,3 | - |
| | Chimborazo (pantanal) | 3500 | >900 | 0.11-0.36 | 0.12-0.42 | 1.5-4.0 | - |
| Poulenard et al. (2003) | Azogues | 3250 | 1860 | 0.42-0.90 | 0.04-0.18 | - | 1.30-1.42 |
| | Cuenca | 3700 | 1270 | 0.35-0.40 | 0.19-0.23 | - | 1.15-2.20 |
| Poulenard et al. (2001) | Pichincha | 4000 | 1500-2000 | 0.7-0.9 | 0.03-0.13 | - | 0.27-0.52 |
| | El Angel | 3600 | 1150 | 0.4-0.6 | 0.09-0.21 | - | 0.59-0.97 |
| Zehetner et al. (2003) | Cotacachi | 3400-4050 | 1500 | - | 0.04-0.10 | - | - |

El carbón orgánico típicamente está alrededor de 0.1 g g^{-1} (Poulenard et al., 2003). En sitios húmedos ($>900 \text{ mm año}^{-1}$), contenidos de C orgánico por encima de 0.4 g g^{-1} no son nada raros (Buytaert et al., 2005b; Podwojewski et al., 2002). Sitios con depósitos de ceniza más frecuentes están caracterizados por suelos más jóvenes con contenidos de carbono de cerca de 0.04 a 0.1 g g^{-1} (Zehetner et al., 2003). En regiones más secas, la acumulación de materia orgánica es más lenta, y se encuentran contenidos similares de carbono, p.e. Podwojewski et al. (2002): 0.07 g g^{-1} en el páramo de Chimborazo ($<600 \text{ mm año}^{-1}$). Es común encontrar una correlación negativa entre la altitud y el contenido de carbón orgánico (Zehetner et al., 2003).

La densidad aparente seca está fuertemente correlacionada con el contenido de carbón orgánico, y sigue una tendencia similar. Puede tener valores tan bajos como 150 Kg m^{-3} en condiciones húmedas y suelos meteorizados hasta cerca de 900 Kg m^{-3} en suelos más jóvenes en regiones secas (Podwojewski et al., 2002; Buytaert et al., 2005b).

Como un resultado de la baja densidad aparente y de la estructura abierta y porosa, los suelos del páramo tienen una conductividad hidráulica alta y una capacidad de retención de agua muy alta. Cuando están saturados, los contenidos de agua pueden exceder 0.95 g cm^{-3} , disminuyendo hasta cerca de 0.3 g cm^{-3} a -1500 kPa , lo cual aún es más alto que 1 g g^{-1} en muchos suelos (Tabla 1). Esta retención de agua extremadamente alta de los Andosoles ha sido descrita por varios autores (Nanzyo et al., 1993; Rousseaux y Warkentin, 1976; Shoji and Fujiwara, 1984) y es mayormente atribuida a la presencia de minerales amorfos de arcilla tales como alofana e imogolita. Sin embargo, en muchos suelos del páramo, en particular en suelos altamente meteorizados en regiones húmedas, estos minerales de rango corto están ausentes, ya que el Al y Fe que son liberados por la destrucción de la ceniza volcánica están completamente ligados a la materia orgánica. (Poulenard, 2000; Buytaert, 2004). Aquí, la acumulación del carbón orgánica causa un comportamiento similar (Buytaert et al., 2005a). En particular, el contenido de agua a -1500 kPa y por consiguiente la cantidad de microporos, están altamente afectados por la cantidad de carbón orgánico. Como resultado, los coloides orgánicos son muy importantes en el desarrollo de la microporosidad. El aumento en volumen de microporos ($>2\mu\text{m}$) debido al carbón orgánico alcanza rangos desde 4.1 ml g^{-1} (Buytaert et al., 2005a) a 7.5 ml g^{-1} (Poulenard et al., 2001). Este valor es mucho más alto que los comúnmente encontrados en muchos tipos de suelos ($0 - 3 \text{ ml g}^{-1}$, Brady y Weil (1999)). La alta retención de agua a -1500 kPa indica un predominio de los microporos en el suelo y a la presencia de un gran reservorio de agua inactiva, que no contribuye significativamente al ciclo hidrológico en el páramo. No obstante, la capacidad de almacenamiento de agua entre el punto de saturación y -1500 kPa , está regularmente sobre $0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (Buytaert, 2004). Esto es mucho más que la fluctuación en el contenido de agua actual observada en el campo. Esto puede indicar que la capacidad de almacenamiento de agua de los suelos del páramo es mucho más alta que la actualmente usada en el ciclo hidrológico. Otra hipótesis probable es que los análisis de laboratorio de la retención de agua no generan resultados realistas. La estructura abierta y ligera, la densidad aparente baja y la consistencia untuosa son indicadores de que el suelo puede ser sensible a la degradación estructural y a la compactación incluso cuando son aplicadas presiones ligeras, por ejemplo cuando se toman muestras con anillos de Kopecky. Actualmente, no hay disponibles estudios detallados de estos problemas.

4.3 Conductividad hidráulica e infiltración

Información acerca de la conductividad hidráulica y la capacidad de infiltración de los suelos de páramo es escasa. Generalmente se acepta que, en vista de la baja intensidad de precipitación, la escorrentía superficial en el páramo natural es : limitada a no-existente (Hofstede, 1995; Sarmiento, 2000; Harden, 2001). Valores reportados de capacidad de infiltración están alrededor de 50 a 60 mm h⁻¹ (Poulenard et al., 2001) y 10 a 20 mm h⁻¹ (Buytaert et al., 2005a). Aplicando varias técnicas *in situ* y laboratorio (permeámetro de carga constante, método del pozo invertido y tensio-infiltrómetro) para la determinación de la conductividad hidráulica de los suelos dan resultados similares en el valor promedio y el rango de variación. En general, la variabilidad en la conductividad hidráulica es pequeña, a tal magnitud que el volumen elemental representativo de los suelos del páramo puede ser tan bajo como 100 cm³ (Buytaert et al. 2005a). La conclusión de una baja variabilidad espacial y de una alta conductividad hidráulica parece contradecir la importancia de las rutas de flujo preferencial y del predominio de microporos como ha sido observado por Podwojewski et al. (2002). Se recomienda por consiguiente investigaciones sobre la estructura de los suelos de los páramos y de la relación de la porosidad con la conductividad hidráulica.

Finalmente, la conductividad hidráulica en este caos no saturada cae abruptamente con la aplicación de succiones bajas. En experimentos de campo con el infiltrómetro de tensio-, Buytaert et al. (2005a) observó una reducción de la conductividad hidráulica desde 5.3 mm h⁻¹ a -3 cm de succión hasta 0.52 mm h⁻¹ a -15 cm.

4.3.1.1.1 Cantidad de agua y regulación

5.1 Producción de agua

Como se explicó en las secciones previas, la precipitación en el páramo es generalmente de moderada a alta. Sin embargo, la entrada real de agua en el sistema hidrológico es probablemente significativamente más alta. Como puede verse en la Fig. 4, los eventos de lluvia en el páramo son típicamente de frecuencia alta y de baja intensidad. La combinación entre vientos fuertes y una topografía accidentada (sombra de lluvia) puede resultar en una alta variabilidad espacial de la lluvia y de errores grandes en el registro de la precipitación (Buytaert, 2004). Adicionalmente, la “lluvia horizontal”, por ejemplo la precipitación debida a la niebla y al rocío y a la interceptación por la vegetación, puede añadir una cantidad desconocida de agua al sistema hidrológico, especialmente donde hay la presencia de bosquetes de especies arbustivas como *Polylepis*.

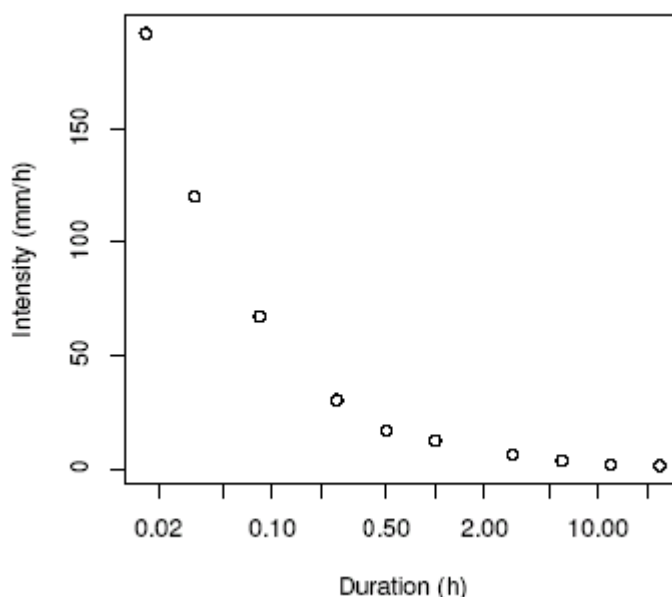


Figura 4. Curva de Intensidad máxima – duración de la cuenca experimental de Huagrauma (Machángara, Ecuador) para un período de 3 años.

Este mecanismo es similar a la precipitación oculta en el bosque nublado de montaña más bajo, donde esto típicamente añade de un 5 a 20 % de lluvia normal (Bruijnzeel y Proctor (1995); Ataroff y Rada (2000)). No obstante según nuestro conocimiento ningún esfuerzo se emprende todavía para cuantificar estos efectos en el páramo.

Por otro lado, el consumo natural de agua en el páramo es muy bajo, debido a la predominancia de pajonales y de hierbas xerofíticas con características de baja evaporación, a pesar de la radiación alta a estas altitudes y latitudes (fig. 3). Las pocas estimaciones existentes de la evapotranspiración actual en el páramo están en el rango de cerca de 1 mm (3716 mm en la Sierra Nevada del Cocuy,) hasta cerca de 1.5 mm día⁻¹ (Hofstede, 1995; Buytaert, 2004).

Estos datos son válidos para el pajonal. No se sabe de iniciativas para conocer las características de evapotranspiración de la vegetación arbustiva de *Polylepis*.

Como resultado de la baja evapotranspiración, hay un gran excedente de agua, alimentando los ríos que descienden hacia las regiones costeras y a la cuenca Amazónica. Basados en el monitoreo de descarga de pequeñas cuencas (Buytaert et al., 2004), la producción de agua de una cuenca típica de páramo en la cuenca del Paute está en promedios de cerca de 1000 mm año⁻¹, o alrededor del 75 % de la lluvia anual. Usando esta razón y datos de precipitación, la producción total anual de agua del páramo en la cuenca del río Paute puede ser estimada en 1.28 10⁹ m³ año⁻¹.

5.2 Regulación de agua

Junto a una alta producción de agua, la capacidad de regulación de agua del páramo es casi legendaria entre agricultores y científicos (Hofstede, 1995; Medina y Vásquez, 2001; Poulénard et al., 2001; Harden, 2001; Sarmiento, 2000; Poulénard et al., 2003; Podwojewski et al., 2002; Luteyn, 1992). De hecho muchos ríos de páramo proveen un flujo base sostenido a través del año (Buytaert et al., 2004). Es improbable que la

vegetación predominante, de pajonales y pequeños arbustos, tenga un mayor impacto en la regulación de agua. El flujo base sostenido es atribuido principalmente al clima, la topografía y los suelos.

En la literatura, se da el mayor crédito de la alta regulación de agua a los suelos del páramo (p.e. . Medina y Vásconez (2001); Poulenard et al. (2003); Luteyn (1992)). La estructura del suelo muy ligera y porosa y la extraordinaria capacidad de almacenamiento de agua (superior a $0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (Buytaert, 2004) bajo -1500 kPa) confirman la habilidad del suelo para una buena regulación de agua. Sin embargo, observaciones de campo revelan que solo una pequeña fracción de esta capacidad de almacenamiento es efectivamente usada, mientras que más agua es almacenada como volumen muerto, o al menos como un reservorio inactivo (Buytaert et al., 2005a). Estas observaciones motivan a algunos autores a cuestionar el rol de la retención de agua del suelo en el ciclo hidrológico (Sarmiento, 2000). La baja conductividad hidráulica no saturada (cfr. 4.3) añade incertidumbre. La existencia de una densa red natural de drenaje, resultando en una distancia de drenaje promedio pequeña puede compensar la baja conductividad hidráulica no saturada, pero otra hipótesis puede ser que la regulación del agua está dominada por el clima y la topografía, sin una mayor contribución del suelo.

Mientras no haya una regulación como tal, la pérdida de estacionalidad en el clima del páramo y la distribución equitativa de la lluvia durante el año. (Fig.3), podría ser de hecho una mayor fuente del flujo base sostenido en los ríos que vienen del páramo. Mientras la cantidad total de lluvia no es particularmente alta en muchos páramos, el ecosistema es conocido como muy húmedo y frío, por estar continuamente cubierto por niebla y llovizna (Medina y Vásconez, 2001). En los páramos ecuatorianos del Sur, por ejemplo, los días sin lluvia son menos que uno en cinco (Buytaert, 2004). Sin embargo, datos de lluvia diaria de la región del páramo y análisis detallados de la variabilidad temporal y auto correlación son casi inexistentes.

Finalmente, la topografía por si misma es la responsable de una elevada capacidad de regulación. El terreno accidentado, principalmente formado por actividad glacial, es el hogar de abundantes concavidades y depresiones locales donde pantanos y lagos pueden desarrollarse. Uno de los parques nacionales más conocidos del páramo, El Parque Nacional El Cajas, que se encuentra aproximadamente a 30 Km al Oeste de la ciudad de Cuenca, posee 235 lagunas permanentes que equivalen a una densidad de $1.4 \text{ lagunas. Km}^{-2}$. Estos lagos pueden contribuir al almacenamiento de agua y la capacidad reguladora del sistema, pero aún no se ha hecho su cuantificación.

Los esfuerzos para cuantificar la capacidad reguladora hidrológica total del páramo son escasos. Buytaert et al. (2004) analizaron volúmenes de descarga de microcuencas de páramo del Ecuador (cerca de 2 km^2) y encontraron una razón *flujo pico/flujo base* de 5.0 para cuencas naturales y 11.9 para cuencas cultivadas y drenadas.

6 Calidad de agua

Tenemos alguna información respecto a la calidad del agua?

7 La importancia socioeconómica de la hidrología del páramo

De acuerdo a la IUCN, el páramo provee servicios ambientales a más de 100 millones de personas (IUCN, 2002). El páramo es el mayor abastecedor de agua de la región de los Andes de Colombia y Ecuador y en menor medida de Venezuela y Perú. Debido a que la extracción de agua subterránea es escasa y difícil, el agua superficial del páramo es el más proveedor más importante para las ciudades mayores así como para la mayoría del área agrícola. El agua es destinada para uso urbano, industrial y agrícola, en el valle interandino conocido como *la sierra* y las planicies de la costa. En muchos lugares, la extracción de agua se combina con pequeñas plantas hidroeléctricas. La siguiente sección detalla los servicios ambientales más importantes directamente relacionados con la hidrología. La cuenca del río Paute será usada como un estudio de caso para estimar el grado de dependencia de agua del páramo.

7.1 Riego

El riego en las montañas del Ecuador es una práctica muy antigua. Ya en los tiempos precolombinos, la cultura Cañari, y otras fueron muy activas en la construcción de grandes esquemas de riego. Los Inkas mejoraron estas infraestructuras aplicando el conocimiento de otras culturas conquistadas en lo que hoy es Perú y Bolivia.

Durante el tiempo de la colonización española, los sistemas de riego fueron construidos y manejados en una forma privada por los propietarios de grandes haciendas. Desde 1950 en adelante, y especialmente durante los 70's, muchos proyectos de riego fueron construidos por el gobierno, consolidados por el boom de la explotación y exportación petrolera. Actualmente en el Ecuador, cerca de 50000 ha de tierra son regadas (De Bièvre, 2002), representando el 30 % del total del área agrícola.

El clima en la sierra tiene una alta variabilidad temporal y espacial. Debajo de los 3000 m de altitud, el mayor limitante meteorológico para la producción de cultivos es la lluvia, mientras que la temperatura es suficientemente alta todo el año. Un patrón típico de clima se da en la fig. 5, en la cual se da la variación de la evapotranspiración de referencia y la precipitación en la estación meteorológica de Cañar. Como resultado, los requerimientos de riego son bastante erráticos. En un año húmedo, considerando una lluvia con un 20 % de probabilidad de ocurrencia, el riego solamente es necesario desde Junio a Enero, mientras que durante un año seco, considerando una lluvia con una probabilidad de ocurrencia del 80 %, el riego es necesario a lo largo de todo el año. En un año seco, la agricultura de secano, la cual se asume que es posible cuando la precipitación es más alta que la mitad de la evapotranspiración de referencia, no es posible. En general, se puede decir que la lluvia contribuye significativamente a los requerimientos de agua de los cultivos a lo largo del año y que el riego es complementario.

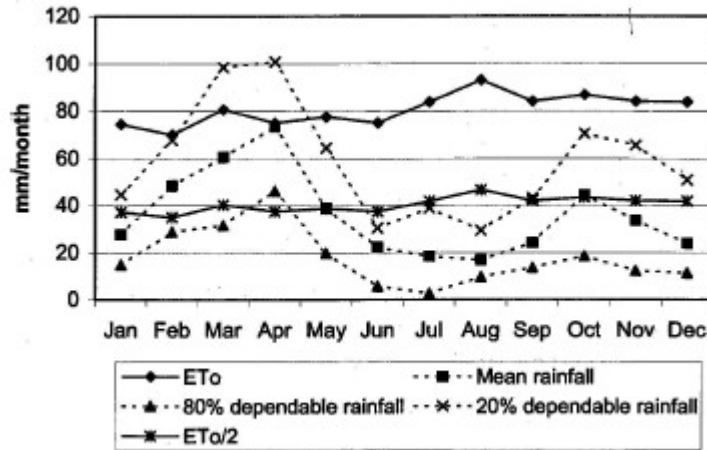


Figure 5. Patrón climático en la región del Cañar (3000m)

La tabla 2 resume las diferentes zonas agroecológicas en el Austro Ecuatoriano entre 600 y 3000 m de altitud, como ha sido definido por Dercon et al. (1998). Más del 75 % del área total tiene un período de crecimiento de máximo 10 meses y se beneficia con riego. En el 25 % del área, la estación natural de crecimiento puede ser de 6 meses o menos. En estas áreas el riego es económicamente indispensable.

Para el riego a gran escala de plantaciones de banano en las planicies del litoral y para los pequeños minifundios que caracterizan la agricultura de la sierra, se usa el agua de las montañas del páramo. La demanda de riego depende fuertemente de la ubicación, el clima y los cultivos. Los requerimientos de agua para un proyecto típico de riego en la región del Cañar (zona 8 en la Tabla 2) están por el orden de 1.5 mm día⁻¹ (esquema de riego Patococha), (De Bièvre, 2002)).

Tabla 2 Zonificación agroecológica

| zona | área km ² | Período de crecimiento (months year ⁻¹) | altitud (m) |
|------|-------------------------|---|----------------|
| 1 | 70 | 6-7 | 600-1500 |
| 2 | 231 | 6-8 | 1500-2400 |
| 3 | 214 | 2-5 | 1000-1800 |
| 4 | 124 | 6-8 | 1600-2200 |
| 5 | 599 | 8-10 | 2200-2600 |
| 6 | 148 | 12-12 | 2000-2500 |
| 7 | 287 | 7-10 | 2400-3200 |
| 8 | 309 | 8-9 | 2400-3200 |
| 9 | 251 | 6-8 | 2200-3000 |
| 10 | 166 | 10-10 | 2000-2800 |
| 11 | 278 | 8-10 | 2400-3000 |
| 14 | 226 | 9-10 | 2600-3000 |
| 15 | 196 | 9-10 | 2600-3000 |
| 16 | 274 | 11-12 | 2600-3000 |
| 18 | 171 | 11-12 | 2600-3000 |
| 19 | 88 | 11-12 | 2600-3200 |

7.2 Agua de uso doméstico

El uso doméstico del agua es difícil de cuantificar, debido a que muchas comunidades tienen sus propios sistemas de aprovisionamiento de agua y los datos son escasos. El agua urbana para la ciudad de Cuenca (420 000 habitantes) es suministrada por ETAPA. Solo agua superficial es usada, que proviene de dos ríos: Tomebamba (y su afluente Mazán), y Machángara. Las captaciones de agua se ubican alrededor de 3000 m de altura, en el límite inferior del páramo. El río Machángara desciende de la región de páramo del mismo nombre, una cuenca de cerca de 204 km². La captación de agua es 840 l s⁻¹, o 127 mm año⁻¹, el cual es cerca del 10 al 15 % de la descarga anual. El río Tomebamba desciende desde el páramo del Cajas. Su cuenca es aproximadamente del mismo tamaño que la del Machángara y se capta un caudal parecido (800 l s⁻¹).

Otras ciudades de los Andes presentan una dependencia parecida de agua de páramo. De todas las fuentes de agua que usa Quito para cubrir sus requerimientos, el 85 % son superficiales y provienen del páramo. Las mayores fuentes de agua son las captaciones de Papallacta a 3900 m en el río Cunuyacta en la reserva Coca-Cayambe y la captación de Micacocha a 3900 m en las estribaciones del Volcán Antisana.

Bogotá obtiene su agua de tres grandes infraestructuras: Chingaza, Tilitoc (10.4 m³ s⁻¹) y la Regadera. El agua para estos sistemas es suministrada respectivamente por la presa de San Rafael y Chuza, el río Bogotá y el río Tunjuelo.

7.3 Energía hidroeléctrica

El páramo tiene muy buena aptitud para generar energía hidroeléctrica. La topografía provee excelentes sitios para la construcción de presas pequeñas, y los constantes y confiables flujos base garantizan una generación constante. La cuenca del río Paute es hogar de una de las más grandes plantas hidroeléctricas de la región Andina. La presa de Amaluza está ubicada a 1994 m de altitud y tiene una capacidad de cerca de 120 10⁶ m³. La central tiene una capacidad de 1075 MW y provee cerca del 60 a 80 % de la electricidad del Ecuador (Southgate y Macke, 1989). Se estima que entre el 25 y el 40 % del agua que llega al embalse de Amaluza se origina en el ecosistema del páramo en la Cordillera Central y Occidental.

La región del páramo por sí misma es el hogar de pequeñas plantas hidroeléctricas, que aprovechan los fuertes gradientes altitudinales. Pequeñas plantas hidrogeneradoras construidas aguas arriba en el páramo tienen ventajas claras sobre los grandes sistemas hacia aguas abajo.

La acumulación de sedimentos es un problema severo en el embalse de Amaluza, así que puede recomendarse sacrificar alguna economía de escala a favor de pequeñas “minigeneradoras” que permitan un manejo más fácil de la cuenca y costos de remediación más bajos. (Southgate y Macke, 1989). En la cuenca del río Paute, las plantas generadoras más importantes del páramo son Saucay y Saymirín en la cuenca del Machángara. El sistema consiste de dos reservorios, El Labrado y Chanlud, con una capacidad de 6.2 10⁶ y 17 10⁶ m³ respectivamente. Estos reservorios proveen agua a dos centrales en serie, generando 24 y 14.4 MW.

8 Interferencia Humana

Según las secciones previas está claro que el páramo es un pilar importante para el desarrollo socioeconómico de las montañas de los Andes, y que la conservación de su

sistema hidrológico es una prioridad. Las actividades que se realizan en el páramo pueden poner serios limitantes para su conservación. Las actividades humanas en las regiones más altas de los Andes datan de los tiempos precolombinos (Schjellerup, 1992), pero en años recientes, estas actividades han aumentado a paso rápido.

Se pueden distinguir dos tipos principales de impactos humanos. Por un lado se observa el incremento de la presencia humana en el páramo. Esta presencia tiene un impacto directo en el ciclo del agua por medio de cambios en las propiedades del suelo y vegetación y la construcción de infraestructuras. Por otro lado hay un impacto indirecto en la hidrología del páramo debido a los cambios climatológicos. Estos cambios pueden ser causados por procesos a gran escala tales como un cambio climático global o las alteraciones en el fenómeno de la Oscilación Sur/El Niño (ENSO). Alteraciones locales del clima por ejemplo como resultado de la deforestación en las laderas exteriores de las montañas, pueden también jugar un rol importante. Las siguientes secciones presentan una visión del estado actual de estos impactos.

8.1 Propiedades Hidrológicas del Suelo

8.1.1 Estructura del suelo y retención de agua

El cambio irreversible en la estructura del suelo y la degradación de la retención de agua de los Andosoles como resultado del secamiento por labranza está bien documentado. Aunque el mecanismo de retención de agua de los Andosoles no alofánicos y alofánicos es muy diferente, ambos tipos de suelo son afectados.

En Andosoles alofánicos, el secamiento provoca una reducción drástica en el área superficial de las alofanas. El calentamiento a 500° C reduce el área superficial de las partículas de alofana a cerca del 50 % de su valor original. Secar al aire a temperatura ambiental resulta en un 20 a 28 % de reducción (Basile y De Mascellis, 1999). El orden de encogimiento está determinado por la razón Al/Si de alofana. Altos contenidos de Al resultan en una microporosidad más grande y por consiguiente el valor de retención de agua es mayor (Rousseaux y Warkentin, 1976). Como resultado, el secamiento de los Andosoles alofánicos provoca una pérdida de la microporosidad y una disminución de la capacidad de retención de agua. Estos efectos pueden ocurrir cuando los Andosoles son expuestos directamente a la radiación solar, o por ejemplo cuando son sometidos a labranza (Clermont-Dauphin et al. 2004).

Buytaert et al. (2002) y Poulénard et al. (2003) encontraron que una reducción irreversible en la retención de agua también ocurre en Andosoles completamente desprovistos de alofana. En estos suelos, la elevada retención de agua es resultado de un alto contenido de carbón orgánico. Secar estos suelos puede llevar a una reducción neta del contenido de materia orgánica, así como a cambios estructurales en la materia orgánica remanente y a un aumento de la condición de hidrofobicidad. Estos cambios son responsables de una fuerte histeresis en la curva de retención de agua, así como una disminución irreversible en la retención de agua, sobre el 40 % (Buytaert et al., 2002).

Además de la destrucción de la alofana o de la materia orgánica, puede ocurrir la degradación estructural de los Andosoles a través de compactación. En circunstancias naturales muchos Andosoles son caracterizados por una estructura fuerte y abierta, como resultado de la micro-agregación y una alta fuerza de corte. Sin embargo, una disminución irreversible en la porosidad, deshidratación y agregación así como un

aumento en la susceptibilidad a la erosión han sido reportados como resultado de la compactación y labranza mecanizada (Dorel et al., 2000).

Muchos de estos cambios han sido observados en suelos del páramo. Buytaert et al. (2002) y Poulénard et al. (2003) reportaron una reducción irreversible en la retención de agua en Andosoles Ecuatorianos que han sido arados y cultivados. (Podwojewski et al., 2002) reportó una reducción similar en Andosoles Ecuatorianos intensivamente pastoreados con ovejas, acompañada por una reducción del contenido de carbón orgánico del suelo de cerca del 40 % y un aumento a la repelencia al agua. (Hofstede, 1995) reporta un contenido de agua significativamente más bajo en parcelas de páramos de los Andes Colombianos que han sido quemados y pastoreados, introduciendo el riesgo de cambios estructurales debido al secamiento y a una mineralización más rápida de la materia orgánica. Sin embargo, el impacto de las actividades humanas en los suelos del páramo parece ser altamente dependiente del tipo y de la intensidad. Abadín et al. (2002), estudiando el efecto del barbecho largo en los sistemas agrícolas del páramo Venezolano, no encontraron impactos significativos en la capacidad de almacenamiento de agua de los suelos. En efecto, muchas características de los suelos no fueron afectadas significativamente, excepto el pH. Se notó una ligera acidificación debida a la adición de N y una destrucción de la materia orgánica más rápida en parcelas cultivadas.

La influencia global de la reducción de la retención de agua reportada en el agua disponible del suelo permanece incierta. Solo en pocos estudios la retención de agua tanto a tensiones bajas como a altas tensiones ha sido evaluada y comparada. Muchos estudios suponen que la reducción en la capacidad de retención de agua equivale a una reducción en el almacenamiento de agua disponible. Esto solo es verdad cuando la retención de agua a capacidad de campo baja más que la retención de agua al punto de marchites. Este es el caso cuando la retención de humedad en el rango bajo de succión (0 a -100 kPa), fuertemente influenciada por la estructura y la distribución del tamaño de poros, exhibe degradaciones más fuertes que la retención en el rango más alto de succiones (Warkentin y Maeda, 1980). Por otro lado, reportes del Ministerio de Agricultura y Forestería del Gobierno Japonés (1964) anotan que la compactación de los suelos derivados de cenizas volcánicas disminuye los poros no capilares pero aumenta la cantidad de poros capilares donde reside el agua capilar. Esto puede llevar a un aumento del contenido de agua en el rango de -5 a -100 kPa, y a un aumento del agua disponible. Estos resultados fueron confirmados por Buytaert et al. (2005a) al estudiar los Andosoles Ecuatorianos. La degradación estructural afecta al rango de -1500 kPa más que al rango de -5 a -100 kPa, lo que significa que el agua no disponible, retenida a presiones más bajas que -1500 kPa, es actualmente liberada como resultado de los cambios estructurales. Los efectos a largo plazo permanecen aún desconocidos.

8.1.2 Escorrentía, infiltración y estabilidad de los agregados

La infiltración es un aspecto clave para la regulación del agua (Calder, 1998). En circunstancias naturales, la infiltración en los Andosoles es muy alta, por lo tanto la pérdida de sedimentos es baja (Nanzyo et al., 1993). Aún así un aumento de la conductividad hidráulica y de la dispersión hidrodinámica de los Andosoles cuando son cultivados es reportado por varios autores (Wada, 1985; Nanzyo et al., 1993; Basile y De Mascellis, 1999; Buytaert et al., 2002). Por otro lado, también se ha reportado la

compactación en la superficie del suelo y el desarrollo de costras, que inducen a un comienzo de la escorrentía más rápido y a una disminución de la infiltración (Neall, 1985). En este caso, los pequeños poros desaparecen en favor de los macroporos, induciendo a rutas de flujo preferencial y a un aumento de la erosión.

Hofstede (1995) no observó diferencias significativas en la capacidad de infiltración en parcelas de páramo quemados y pastoreados en los Andes Colombianos. De forma similar, de acuerdo con Sarmiento, (2000), aún en parcelas cultivadas en el páramo Venezolano, la escorrentía se mantiene debajo del 2 % de la lluvia total. De hecho, más erosión puede ocurrir en tierras abandonadas que en campos cultivados, ya que la capacidad de infiltración en el último caso es mantenida a un nivel suficiente como para evitar la erosión debida al arado (Harden, 2001).

En algunos lugares, por ejemplo en el Norte del Ecuador, suelos de cenizas volcánicas endurecidas con elevadas cantidades de Ca y/o Si (cangahua) emergen como resultado de la erosión por labranza. En estos lugares, la escorrentía es extremadamente alta. Pocas técnicas de remediación han sido propuestas, pero con resultados limitados hasta ahora (de Noni et al., 2000; Podwojewski y Germain, 2005).

Por otro lado, la formación de costras, un incremento de escorrentía y erosión y una reducción de la conductividad hidráulica saturada fueron observadas por (Poulenard et al., 2001), al estudiar los efectos de la quema y del pastoreo en Andosoles Aluandicos en el Norte del Ecuador. Durante experimentos de simulación de lluvia, observaron tasas de erosión 5 a 10 veces más altas en parcelas cultivadas, y un aumento en el coeficiente de escorrentía de cerca del 300 %. Podwojewski et al. (2002) reportó problemas similares en el páramo Ecuatoriano del Chimborazo. El pastoreo intensivo con ovejas causa severa erosión, disminución de la infiltración, secamiento irreversible, pérdida de suelo, cambios en el microrelieve y la creación de rutas de flujo preferencial. Sin embargo no se reporta cambio significativo en la densidad aparente.

La diferencia principal entre estas observaciones puede ser atribuida a la intensidad de la labranza y el pastoreo. En condiciones naturales, la estabilidad de los agregados de los Andosoles es alta (Nanzyo et al., 1993; Wada, 1985) y uno de los mayores factores en el desarrollo de una estructura abierta y permeable. En la mayoría de suelos no volcánicos, la labranza incrementa el tamaño de los agregados como resultado del aumento del terronamiento. La estabilidad del agua de los agregados del suelo disminuye y el tamaño de los agregados secos aumenta. Fuertes formaciones de complejos de carbón orgánico con formas amorfas de Fe y particularmente Al previenen este proceso en suelos volcánicos. Por lo tanto los suelos pueden ser capaces de resistir daño de la estabilidad de los agregados hasta cierto grado de intensidad de labranza, y por debajo de este no sucede ningún daño a dicha estabilidad (Tisdall y Oades, 1982; Shepherd et al., 2001). En este caso, la estructura porosa se mantiene intacta y se mantiene una infiltración y conductividad alta.

Sin embargo, la labranza intensiva y otras prácticas tales como las quemadas, pueden afectar severamente la estabilidad del suelo. Estas prácticas inducen a la formación de agregados del suelo hidrofóbicos y estables con alta repelencia al agua. (Wada, 1985; Valat et al., 1991; Golchin et al., 1997; Piccolo y Mbagwu, 1999). En Andosoles Ecuatorianos, el ángulo de contacto del agua de suelos quemados puede aumentar a 90°, comparado con los 50 a 60° C antes de la quema. El grado de la repelencia de agua depende de la cantidad y del tipo de la materia orgánica (Poulenard et al., 2001).

Aparte de un estudio de Molinillo y Monasterio (1997), quienes calcularon la capacidad de carga del páramo Venezolano en cerca de 1 animal por cada 13 ha en estaciones húmedas y de 1 animal por cada 24 ha durante la estación seca, trabajos respecto a la capacidad de carga animal de los páramos son casi inexistentes. No obstante, un buen conocimiento de esta capacidad de carga es requerida para una prevención de la formación de costras y una disminución de la capacidad de infiltración, y para obtener finalmente un manejo sustentable.

8.2 El balance de agua

Hofstede (1995) cuantificó la evaporación en el páramo Colombiano en 1.45 mm día^{-1} . La evaporación de agua del suelo en parcelas quemadas podría ser más alta, debido a (1) un consumo de agua más alto durante el rebrote de la vegetación (Pels y Verwey, 1992; Sakalauskas et al., 2001) y (2) la capa más pequeña de vegetación protectora. Esta última es de particular importancia en el páramo, con su alta radiación solar (fig. 3) y sus suelos negros (Sarmiento, 2000). En los Andes Venezolanos, la evapotranspiración diaria de pastos de páramos es de cerca de 1.92 mm, como se puede calcular de los datos de Sarmiento (2000).

Sarmiento (2000) reporta sobre el único estudio conocido del impacto de la labranza en el balance de agua. Después de investigar el balance de agua de varias parcelas cultivadas en los Andes Venezolanos, concluye que la labranza solo produce un impacto menor en la escorrentía y el drenaje en menor magnitud. Incluso en parcelas cultivadas, la escorrentía es muy baja y la pérdida de suelo es insignificante. El balance de agua de parcelas cultivadas está dominado por la evapotranspiración, constituyendo sobre el 66 % de las salidas totales de agua del sistema (Sarmiento, 2000). Una parte mayor está relacionada con la evaporación durante el período de barbecho y la cobertura vegetal insuficiente en los inicios de la estación de crecimiento.

Cuando las prácticas humanas tales como la quema, labranza y plantación involucran cambios en la vegetación, los impactos de estas prácticas en el balance de agua son más difíciles de cuantificar. La quema tiene fuerte impacto en la vegetación leñosa, principalmente en las especies locales de *Polylepis* (Keating, 1998). La reducción en la cobertura vegetal generalmente aumenta el rendimiento de agua (Bosch y Hewlett, 1982), pero, como se dijo anteriormente, las pérdidas netas de agua en bosques de *Polylepis* son completamente desconocidas, por lo tanto estos impactos no pueden ser cuantificados. Cuando la vegetación de pasto natural es remplazada por cultivos, casi no hay duda respecto al aumento de la evapotranspiración (Sarmiento, 2000; Iñiguez, 2004). Cuando son introducidas especies leñosas tales como *Eucalyptus* o *Pinus* (Byers, 2000), las pérdidas de agua pueden incluso ser significativamente más altas y el flujo base puede aumentar mucho más (Mwendera, 1994; Rowe et al., 1994; De Bièvre, 2005).

Finalmente, el consumo local de agua puede también afectar al balance de agua local. Las actividades mineras son conocidas especialmente por sus grandes cantidades de consumo de agua (Messerli et al., 1997). El agua es eventualmente devuelta al ciclo hidrológico, pero puede estar altamente contaminada. En menor grado, el riego puede tener el mismo efecto.

8.3 Capacidad amortiguadora

Buytaert (2004) estudió las diferencias en la velocidad de respuesta de una cuenca de pajonal y una cuenca de páramo altamente alterada en el Sur del Ecuador. Por medio de una modelación hidrológica usando un modelo de reservorio lineal, concluyeron que la capacidad de regulación de agua de una cuenca alterada puede ser sobre un 40 % más baja que una cuenca de pradera natural. No obstante, la conductividad saturada, la infiltración y la capacidad de almacenamiento de agua de los suelos en la cuenca alterada demostraron ser más altas que en la cuenca de pradera natural. Por consiguiente, la diferencia en la capacidad de regulación de las cuencas es atribuida principalmente a la implementación de una densa red de drenaje artificial y a la disminución de la superficie rugosa debido al cultivo. La desaparición del material vegetal muerto de la capa superior puede ser un factor adicional. (Hofstede, 1995).

8.4 Cambio climático

Los habitantes locales más ancianos ocasionalmente hablan sobre su impresión de que la temperatura y la radiación en el páramo han aumentado y que la niebla y la llovizna han disminuido en los últimos 30 a 40 años (p.e. en el páramo de El Angel cerca de Ibarra y Guarguallá cerca de Riobamba, Ecuador). Estos reportes no pueden ser verificados, en virtud de que, no hay datos meteorológicos o hidrológicos históricos disponibles. Sin embargo, no es improbable debido a (1) la deforestación de las laderas Andinas, y (2) el cambio climático global.

La amplia deforestación de las laderas de los Andes es un fenómeno común (Allan et al., 2002). Estudios de caso en la Cordillera Oriental en Colombia revelan que cerca del 75 % del bosque original ha desaparecido (Etter y Villa, 2000). Este es sustituido por vegetación arbustiva seminatural o cultivos como tabaco, café y caña de azúcar. Es sabido que la deforestación puede tener efectos regionales en la precipitación (Calder, 1998). Los siguientes efectos deben ser considerados:

1.- Una disminución de la evapotranspiración: cultivos y arbustos generalmente tienen una evapotranspiración más baja que los bosques (Calder, 1998; Poulénard et al., 2001). La evapotranspiración más alta de los bosques en las laderas de los Andes puede resultar en una precipitación orográfica en la región del páramo ladera arriba. De este modo la deforestación disminuye el efecto orográfico.

2.- Un albedo diferente: El albedo más bajo del suelo descubierto puede resultar en un aumento de la temperatura de las laderas de los Andes. Este mecanismo puede influenciar la temperatura del páramo así como el efecto de la precipitación orográfica.

3.- Una disminución en la intercepción: Bosques nublados en laderas de montaña pueden interceptar cantidades considerables de agua de las nubes (Bruijnzeel, 2004), p.e. de las nubes que provienen de la cuenca del Amazonas. En este escenario, la deforestación puede aumentar la lluvia en el páramo, porque hay menos nubes interceptadas y más nubes están disponibles para la precipitación orográfica.

En adición a estos mecanismos, el cambio climático global puede tener un fuerte impacto en climas montañosos (IPCC, 2001) tales como el clima del páramo, así como en otros tópicos relacionados, como la regresión glacial. (Byers, 2000) en la región encima del páramo. Actualmente, hasta donde sabemos, ninguno de estos mecanismos está siendo monitoreado o estudiado en detalle. En vista de la importancia del páramo como abastecedor de agua, la investigación de estos mecanismos es recomendada fuertemente.

Esto no solo permitirá una mejor comprensión de la hidrología del páramo, sino que también facilitará un manejo más sustentable y un mejor uso de los recursos del páramo.

8.4.1.1.1.1 Conclusiones y recomendaciones

De la revisión anterior queda claro que el conocimiento científico del sistema hidrológico del páramo es limitado. Esta carencia de conocimiento así como la escasez de datos hidrológicos, contrasta severamente con la importancia socio económica del páramo como fuente de agua.

Los retos científicos más importantes que surgen de esta revisión son:

Los datos meteorológicos e hidrológicos del páramo son extremadamente escasos. Un aumento en la inversión en instrumentos de monitoreo es una condición previa para estudios científicos posteriores en el páramo. Mientras las propiedades hidrofísicas del suelo están bastante bien comprendidas, existe una discrepancia entre estas propiedades y el comportamiento hidrológico del páramo a escala de cuenca. Se necesitarán experimentos más grandes a escala de ladera en orden de cuantificar el impacto de rutas de flujo preferencial, la heterogeneidad en las propiedades del suelo y la topografía y otros aspectos que no son representados a escala de pedón. La teoría de compresibilidad de suelos puede requerirse para una adecuada descripción de los procesos de ladera debido al alto contenido de materia orgánica y a la densidad aparente baja. (Holden and Burt, 2003; Rycroft et al., 1975).

El rol de la vegetación natural de páramo (pastos y especies arbustivas) es desconocido en el ciclo hidrológico. Este rol se extiende más allá del consumo de agua, como sugieren las evidencias y las observaciones, también pueden ser importantes la intercepción y la regulación del microclima.

Finalmente, son necesarios estudios en términos más amplios. El impacto del cambio en el uso de la tierra en términos de mayor escala es desconocido en la actualidad. A esas escalas, los cambios en el clima y en el uso de la tierra en áreas adyacentes, en particular en laderas andinas, pueden afectar el clima y la hidrología del páramo.

8.4.1.1.1.2 Agradecimientos

El proyecto fue consolidado por el Consejo Interuniversitario Flamenco (VLIR).

La versión española de este artículo se elaboró con la gran ayuda de Pablo Borja y Vicente Iñiguez, alumnos del MSc de PROMAS, Universidad de Cuenca, Ecuador.

Referencias

Abadín, J., González-Prieto, S. J., Sarmiento, L., Villara, M. C. and Carballas, T., 2002. Successional dynamics of soil characteristics in a long fallow agricultural system of the high tropical Andes. *Soil biology and Biochemistry*, 34: 1739–1748.

Allan, J. D., Brenner, A. J., Erazo, J., Fernandez, L., Flecker, A. S., Karwan, D. L., Segnini, S. and Taphorn, D. C., 2002. Land use in watersheds of the Venezuelan Andes: a comparative analysis. *Conservation Biology*, 16: 527–538.

Ataro, M. and Rada, F., 2000. Deforestation impact on water dynamics in a Venezuelan Andean Cloud Forest. *Ambio*, 29: 440–444.

Bacuilima, F. L., Bacuilima, J. C. and Bermeo, W. A., 1999. Caracterización de clima por microcuencas en el Austro Ecuatoriano. Master's thesis, Universidad de Cuenca, Facultad de Ingeniería, Cuenca.

Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J. M. And Santacroce, R., 1988. Plio-quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, 125: 1–14.

Basile, A. and De Mascellis, R., 1999. Change of hydraulic properties and solute transport parameters in volcanic ash soils after drying. In: Feyen, J. and Wiyo, K. (eds.), *Modelling of transport processes in soils at various scales in time and space*. pp. 267–275.

Bosch, J. M. and Hewlett, J. D., 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55: 3–23.

Brady, N. C. and Weil, R. R., 1999. *The nature and properties of soils*. 12th edition. Prentice-hall, New Jersey, 881 pp.

Bruijnzeel, L. A., 2004. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? *Agriculture, ecosystems and Environment*, 104: 185–228.

Bruijnzeel, L. A. and Proctor, J., 1995. Hydrology and biogeochemistry of tropical montane cloud forests: What do we really know? In: Hamilton, L. S., Juvik, J. O. and Scatena, F. N. (eds.), *Tropical montane cloud forests*. Springer-Verlag, New York, pp. 38–78.

Buytaert, W., 2004. The properties of the soils of the south Ecuadorian páramo and the impact of land use changes on their hydrology. Ph.D. thesis, Faculty of Agricultural and Applied Biological Sciences, Katholieke Universiteit Leuven.

Buytaert, W., De Bièvre, B., Wyseure, G. and Deckers, J., 2004. The use of the linear reservoir concept to quantify the impact of land use changes on the hydrology of catchments in the Ecuadorian Andes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8: 108–114.

Buytaert, W., De Bièvre, B., Wyseure, G. and Deckers, J., 2005a. The effect of land use changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in south Ecuador. *Hydrological Processes*, In press.

Buytaert, W., Deckers, J., Dercon, G., De Bièvre, B., Poesen, J. and Govers, G., 2002. Impact of land use changes on the hydrological properties of volcanic ash soils in South Ecuador. *Soil Use and Management*, 18: 94–100.

Buytaert, W., Sevink, J., Leeuw, B. D. and Deckers, J., 2005b. Clay mineralogy of the soils in the south Ecuadorian pramo region. *Geoderma*, In press.

Byers, A. C., 2000. Contemporary Landscape Change in the Huascarán National Park and Buffer Zone, Cordillera Blanca, Peru. *Mountain Research and Development*, 20: 52–63.

Calder, I. R., 1998. Water-resource and land-use issues. SWIM Paper 3 . International Water Management Institute. Colombo Sri Lanka.

Clermont-Dauphin, C., Cabidoche, Y. M. and Meynard, J. M., 2004. Effects of intensive monocropping of bananas on properties of volcanic soils in the uplands of the French West Indies. *Soil Use and Management*, 20: 105–113.

Colmet-Daage, F., Cucalon, F., Delaune, M., Gautheyrou, J., Gautheyrou, M. and Moreau, B., 1967. Caractéristiques de quelques sols d'Equateur dérivés de cendres volcaniques. II. Conditions de formation et d'évolution. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, 5: 353–392.

De Bièvre, B. 2004. Efectos de la cobertura vegetal en microcuencas de páramo. Departamento de Investigación de la Universidad de Cuenca.

De Bièvre, B., 2002. Water Demand-Supply and Administrative Management in Medium Sized irrigation Schemes in the Sierra of Ecuador. Ph.D. thesis, Katholieke Universiteit Leuven.

de Noni, G., Prat, C., Quantin, P., Viennot, M. and Zebrowski, C., 2000. Erosion et conservation, après récupération, des sols volcaniques indurés de l'équateur et du Mexique. *Études et Gestion des sols*, 7: 25–36.

Dercon, G., Bossuyt, B., Bièvre, B. D., Cisneros, F. and Deckers, J., 1998. Zonificación agroecológica del Austro Ecuatoriano. U Ediciones, Cuenca, Ecuador, 148 pp.

Dorel, M., Roger-Estrade, J., Manichon, H. and Delvaux, B., 2000. Porosity and soil water properties of Caribbean volcanic ash soils. *Soil Use and Management*, 16: 133–140.

Etter, A. and Villa, L. A., 2000. Andean forests and farming systems in part of the Eastern Cordillera (Colombia). *Mountain Research and Development*, 20: 236–245.

FAO/ISRIC/ISSS, 1998. World Reference Base for Soil Resources. No. 84 in World Soil Resources Reports. FAO, Rome, 88 pp.

Golchin, A., Baldock, J. A., Clarke, P., Higashi, T. and Oades, J. M., 1997. The effects of vegetation and burning on the chemical composition of soil organic matter of a volcanic ash soil by C NMR spectroscopy. II. Density fractions. *Geoderma*, 76: 175–192.

Harden, C. P., 2001. Soil erosion and sustainable mountain development. *Mountain Research and Development*, 21: 77–83.

Hedberg, O., 1992. Afroalpine vegetation compared to páramo: convergent adaptations and divergent differentiation. In: Balslev, H. and Luteyn, J. L. (eds.), *Páramo: an Andean ecosystem under human influence*. Academic Press London, pp. 15–30.

Hofstede, R., Segarra, P. and Mena, P. V., 2003. Los Paramos del Mundo. Global Peatland Initiative/NC-IUCN/EcoCiencia, Quito.

Hofstede, R. G. M., 1995. Effects of burning and grazing on a Colombian páramo ecosystem. Ph.D. thesis, Universiteit van Amsterdam.

Holden, J. and Burt, T. P., 2003. Hydraulic Conductivity in upland Blanket Peat: Measurement and Variability. *Hydrological Processes*, 17: 1227–1237.

Hungerbuhler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Eguez, A., Peterson, D. E., Helg, U. and Hammer, C., 2002. Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57: 75–124.

Iñiguez, V. 2004. Balance hídrico de microcuencas de páramo. Master's thesis, Universidad de Cuenca, Facultad de Ingeniería, Cuenca.

IPCC, 2001. *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Cambridge University Press, Cambridge, 1032 pp.

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*, 19: 221–238.

Kehrer, W. and der Kaaden, G. V., 1979. Notes on the geology of Ecuador with special reference to the western cordillera. *Geologisches Jahrbuch Reihe B*.

Laegaard, S., 1992. Influence of fire in the grass páramo vegetation of Ecuador. In: Balslev, H. and Luteyn, J. L. (eds.), *Páramo: an Andean ecosystem under human influence*. Academic Press London, pp. 151–170.

Luteyn, J. L., 1992. Páramos: why study them? In: Balslev, H. and Luteyn, J. L. (eds.), *Páramo: an Andean ecosystem under human influence*. Academic Press London, pp. 1–14.

Luteyn, J. L., Cleef, A. M. and Rangel, O., 1992. Plant diversity in páramo: towards a checklist of páramoplants and generic flora. In: Balslev, H. and Luteyn, J. L. (eds.), *Páramo: an Andean ecosystem under human influence*. Academic Press London, pp. 71–84.

Medina, G. and Vásconez, P. M., 2001. Los páramos en el Ecuador. In: Vásconez, P. M., Medina, G. and Hofstede, R. (eds.), *Los páramos del Ecuador*. Proyecto Páramo, Quito, pp. 1–24.

Messerli, B., Grosjean, M. and Vuille, M., 1997. Water availability, protected areas and natural resources in the Andean desert altiplano. *Mountain Research and Development*, 17: 229 – 238.

Ministry of Agriculture and Forestry of the Japanese Government, 1964. *Volcanic ash soils in Japan*. Sakurai-Kosaido Printing Co. Ltd.

Molinillo, M. and Monasterio, M., 1997. Pastoralism in páramo environments: practices, forage and impact on vegetation in the Cordillera de Merida, Venezuela. *Mountain Research and Development*, 17: 197 – 211.

Mountain Agenda, 1998. Mountains of the world: water towers for the 21st century. Paul Haupt AG, Bern, 32 pp.

Mwendera, E. J., 1994. Effect on the water yield of the Luchelemu catchment in Malawi of replacing indigenous grasses with timber plantations. *Forest Ecology and Management*, 65: 75–80.

Nanzyo, M., Shoji, S. and Dahlgren, R., 1993. Volcanic Ash Soils: genesis, properties and utilisation. *Developments in Soil Science N^o 21*. Elsevier, Amsterdam, 288 pp.

Neall, V. E., 1985. Properties of Andisols important to pasture and horticulture. In: Beinroth, F. H., Luzio, W. L., Maldonado, F. P. and Eswaran, H. (eds.), *Proceedings of the sixth international soil classification workshop, Chile and Ecuador. Part I: papers*. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo, Santiago, Chile, pp. 109–189.

Pels, B. and Verwey, P. A., 1992. Burning and grazing in a bunchgrass páramo ecosystem: Vegetation dynamics described by a transition model. In: Balslev, H. and Luteyn, J. L. (eds.), *Páramo: an Andean ecosystem under human influence*. Academic Press London.

Piccolo, A. and Mbagwu, J. S. C., 1999. Role of Hydrophobic Components of Soil Organic Matter in Soil Aggregate Stability. *Soil Science Society of America Journal*, 63: 1801–1810.

Podwojewski, P. and Germain, N., 2005. Short-term effects of management on the soil structure in a deep tilled hardened volcanic-ash soil (cangahua) in Ecuador. *European Journal of Soil Science*, 56: 39–51.

Podwojewski, P., Poulénard, J., Zambrana, T. and Hofstede, R., 2002. Overgrazing effects on vegetation cover and properties of volcanic ash soil in the páramo of Llangahua and La Esperanza (Tungurahua, Ecuador). *Soil Use and Management*, 18: 45–55.

Poulénard, J., 2000. Les sols des páramos d'Équateur sur couverture pyroclastique. Diversité, génèse et propriétés physiques. Ph.D. thesis, Université Henry Poincaré - Nancy I.

Poulénard, J., Podwojewski, P. and Herbillon, A. J., 2003. Characteristics of non-allophanic Andisols with hydric properties from the Ecuadorian páramos. *Geoderma*, 117: 267–281.

Poulénard, J., Podwojewski, P., Janeau, J. L. and Collinet, J., 2001. Runoff and soil erosion under rainfall simulation of andisols from the Ecuadorian páramo: effect of tillage and burning. *Catena*, 45: 185–207.

Rossenaar, A. J. G. A. and Hofstede, R. G. M., 1992. Effects of burning and grazing on root biomass in the páramo ecosystem. In: Balslev, H. and Luteyn, J. L. (eds.), *Páramo: an Andean ecosystem under human influence*. Academic Press London, pp. 211–213.

- Rousseaux, J. M. and Warkentin, B. P., 1976. Surface properties and Forces Holding Water in Allophane Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 40: 446–451.
- Rowe, L. K., Pearce, A. J. and O’Loughlin, C. L., 1994. Hydrology and related changes after harvesting native forest catchments and establishing *Pinus Radiata* plantations. Part I. Introduction to study. *Hydrological processes*, 8: 263–279.
- Rycroft, D. W., Williams, D. J. A. and Ingram, H. A. P., 1975. The transmission of water through peat: I. Review. *Journal of Ecology*, 63: 535 – 556.
- Sakalauskas, K. M., Costa, J. L., Laterra, P., Higaldo, L. and Aguirrezabal, L. A. N., 2001. Effects of burning on soil-water content and water use in a *Paspalum quadrifarium* grassland. *Agricultural Water Management*, 50: 97–108.
- Sarmiento, G., 1986. High altitude tropical biogeography, chap. Ecological Features of climate in high tropical mountains. Vuillermuir, Monasterio, pp. 11–45.
- Sarmiento, L., 2000. Water balance and soil loss under long fallow agriculture in the Venezuelan Andes. *Mountain Research and Development*, 20: 246–253.
- Sauer, W., 1957. El mapa geológico del Ecuador. Editorial Universitaria, Quito.
- Schjellerup, I., 1992. Pre-Columbian field systems and vegetation in the jalca of northeastern Peru. In: Balslev, H. and Luteyn, J. L. (eds.), *Páramo: an Andean ecosystem under human influence*. Academic Press London, pp. 137–149.
- Shepherd, T. G., Saggarr, S., Newman, R. H., Ross, C. W. and Dando, J. L., 2001. Tillage-induced changes to soil structure and organic carbon fractions in New Zealand soils. *Australian Journal of Soil Research*, 39: 465–489.
- Shoji, S. and Fujiwara, Y., 1984. Active Aluminum and Iron in the Humus Horizons of Andosols from Northeastern Japan: their Forms, Properties, and Significance in Clay Weathering. *Soil Science*, 137: 216–226.
- Soil Survey Sta., 2003. Keys to Soil Taxonomy, Ninth Edition. United States Department of Agriculture, 332 pp.
- Southgate, D. and Macke, R., 1989. The downstream benefits of soil conservation in third world hydroelectric watersheds. *Land Economics*, 65: 38–48.
- Tisdall, J. M. and Oades, J. M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, 33: 141–163.
- Valat, B., Jouany, C. and Riviere, L. M., 1991. Characterization of the wetting properties of air-dried peats and composts. *Soil Science*, 152: 100–107.
- Vargas, O. R. and Zuluaga, S., 1986. Clasificación y ordenación de comunidades vegetales de páramo. *Perez Arbelaezia*, 1: 125–143.
- Verweij, P. A. and Beukema, H., 1992. Aspects of human influence on upperandean forest line vegetation. In: Balslev, H. and Luteyn, J. L. (eds.), *Páramo: an Andean ecosystem under human influence*. Academic Press London, pp. 171–176.

Wada, K., 1985. The distinctive properties of Andosols. *Advances in Soil Science*, 2: 174–223.

Warkentin, B. P. and Maeda, T., 1980. Physical and mechanical characteristics of Andisols. In: Theng, B. K. G. (ed.), *Soils with variable charge*. New Zealand Society of Soil Science, pp. 281–302.

Winckell, A., Zebrowski, C. and Delaune, M., 1991. évolution de modèle quaternaire et des formations superficielles dans les Andes de l'équateur. *Géodynamique*, 6: 97–117.

Zehetner, F., Miller, W. P. and West, L. T., 2003. Pedogenesis of Volcanic Ash Soils in Andean Ecuador. *Soil Science Society of America Journal*, 67: 1797–1809.