

Impactos del uso del suelo sobre la respuesta hidrológica de cuencas andinas



Boris F. Ochoa-Tocachi ^(1,2,3*), Wouter Buytaert ^(1,3),
Bert De Bièvre ^(2,3,4), Rolando Célleri ^(3,5), Patricio Crespo ^(3,5),
Marcos Villacís ^(3,6), Carlos A. Llerena ^(3,7), Luis Acosta ^(2,3,8),
Mauricio Villazón ^(3,9), Mario Gualpa ^(3,10), Junior Gil-Ríos ^(2,3,8),
Paola Fuentes ^(3,4), Dimas Olaya ^(3,11), Paúl Viñas ^(3,11),
Gerver Rojas ^(3,12) y Sandro Arias ^(3,13).





Zarela Estabridis | Chalhuanca, Arequipa

AUTORES

- (1) Imperial College London, Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental y el Instituto Grantham - Cambio Climático y Medioambiente, Londres, Reino Unido.
- (2) Consorcio para el Desarrollo Sostenible de la Ecorregión Andina (CONDESAN), Área de Cuencas Andinas, Lima, Perú.
- (3) Iniciativa Regional de Monitoreo Hidrológico de Ecosistemas Andinos (iMHEA), Lima, Perú.
- (4) Fondo para la Protección del Agua (FONAG), Quito, Ecuador.
- (5) Universidad de Cuenca, Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales y Facultad de Ciencias Agropecuarias, Cuenca, Ecuador.
- (6) Escuela Politécnica Nacional, Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Quito, Ecuador.
- (7) Universidad Nacional Agraria La Molina, Facultad de Ciencias Forestales, Lima, Perú.
- (8) Superintendencia Nacional de Servicios de Saneamiento (SUNASS), Gerencia de Políticas y Normas, Lima, Perú.
- (9) Universidad Mayor de San Simón, Laboratorio de Hidráulica (LHUMSS) & Facultad de Ciencias y Tecnología, Cochabamba, Bolivia.
- (10) Empresa Pública Municipal de Telecomunicaciones, Agua Potable, Alcantarillado y Saneamiento de Cuenca (ETAPA EP), Subgerencia de Gestión Ambiental, Cuenca, Ecuador.
- (11) Naturaleza y Cultura Internacional (NCI), Piura, Perú.
- (12) Asociación Peruana para la Conservación de la Naturaleza (APECO), Chachapoyas, Perú.
- (13) Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI), Cusco, Perú.

RESUMEN

Los cambios en el uso del suelo y cobertura de la tierra son las principales razones de la alteración hidrológica en los Andes tropicales. Sin embargo, cuantificar sus impactos resulta complicado debido a la diversidad extrema de condiciones meteorológicas, lo que se combina con el vacío de conocimiento acerca de los procesos hidrológicos a escala local. Si bien estudios locales han reducido la escasez de datos en ciertas regiones, la complejidad de los Andes tropicales plantea un gran desafío para el pronóstico hidrológico regional. Este estudio analiza datos generados a partir de una red de monitoreo participativo de veinticinco cuencas hidrográficas que cubren tres de los biomas andinos principales (páramo, jalca y puna) y vinculan sus respuestas hidrológicas a los principales tipos de intervenciones humanas (cultivo, forestación y pastoreo). Se implementó el método de cuencas pares para evaluar los impactos del cambio en el uso del suelo, usando un enfoque de 'sustitución de espacio por tiempo'. Las cuencas se seleccionaron en base a su representatividad regional y el contraste de tipos de uso del suelo. Se monitorearon y analizaron precipitación y caudal a alta resolución

temporal durante un intervalo de tiempo de entre uno y cinco años. Las respuestas observadas de las cuencas reflejan claramente el espectro extraordinariamente amplio de los procesos hidrológicos de los Andes tropicales. Estos varían entre páramos perennemente húmedos en Ecuador y el norte de Perú, con caudales medios y caudales base específicos extremadamente altos, hasta cuencas altamente estacionales en las punas más secas del sur de Perú y Bolivia. Los impactos del uso del suelo son asimismo diversos y sus magnitudes están determinadas por las propiedades biofísicas de las cuencas, la vegetación original y de reemplazo, y el tipo de manejo. El cultivo y la forestación afectan la gama completa de caudales, particularmente los caudales bajos. Los impactos del pastoreo son variables, pero tienen el mayor efecto sobre la regulación hidrológica de la cuenca. En general, las intervenciones humanas generan un incremento de la variabilidad del caudal y reducciones significativas de la capacidad de regulación de la cuenca y de su rendimiento hídrico, independientemente de las propiedades hidrológicas del bioma original.



I. Introducción

I.1. Degradación de los ecosistemas andinos y de los recursos hídricos

Los Andes tropicales ofrecen una amplia cartera de servicios ecosistémicos, sobre todo una oferta abundante y sostenida de agua dulce limpia^(1, 2). En estas regiones, el agua subterránea es difícil de extraer⁽³⁾, lo cual da lugar al uso predominante de fuentes de aguas superficiales que son particularmente vulnerables a cambios ambientales^(4, 5), eventos hidrológicos extremos^(6, 7), incremento en la demanda de agua^(8, 9), y un uso del suelo muy dinámico como resultado del desarrollo rural^(1, 10).

La perturbación humana en los Andes tropicales comenzó hace 7 000 años, pero se intensificó después del periodo colonial en el siglo XVI y se amplió particularmente desde principios del siglo XX^(11, 12, 13, 14, 2, 15, 16). Los cambios en el uso del suelo son ampliamente impulsados por el crecimiento de la población, incluido el pastoreo de ganado en áreas extensas⁽¹⁷⁾, el cultivo principalmente de cereales y tubérculos⁽¹⁵⁾ y la forestación con especies exóticas como una forma de mejorar su viabilidad económica^(18, 10). Un ejemplo de esto último son los esfuerzos infructuosos de las autoridades locales por reproducir la experiencia de Granja Porcón en Cajamarca, Perú, donde se restauraron tierras degradadas principalmente con el uso de *Pinus patula* (aproximadamente 60 %), *Pinus radiata* y *Eucalyptus globulus*. Los proyectos de plantaciones con pinos en otros sitios de los Andes han fallado en reproducir los supuestos beneficios de la reforestación⁽¹⁰⁾. De hecho, el incremento de caudal subsuperficial asociado con los bosques⁽¹⁹⁾ contrasta con los impactos negativos sobre la biodiversidad local⁽²⁰⁾ y sobre el rendimiento hídrico total⁽³⁾ en el caso de las

plantaciones exóticas.

Los impactos hidrológicos del uso del suelo y los de muchas otras actividades humanas en la región, como el manejo, la conservación y la inversión en cuencas^(26, 27, 28) no han sido evaluados de manera apropiada. Se necesita amplio conocimiento acerca de los fuertes gradientes espacio-temporales del clima y de los procesos hidrológicos locales para entender la severa degradación ecosistémica⁽²¹⁾. Además de que gran parte de la superficie global no se monitorea, o se monitorea deficientemente⁽²²⁾, las regiones tropicales, en particular, se caracterizan por su escasez de datos⁽²³⁾. Este aspecto empeora por la tendencia de las redes hidrometeorológicas nacionales de cubrir de manera inadecuada las áreas remotas o de cabecera de cuencas⁽²⁴⁾.

Durante las últimas décadas, se ha incrementado la investigación hidrológica en los Andes tropicales (como lo reportan las revisiones de Céleri y Feyen⁽²¹⁾, Céleri⁽²⁹⁾, Ochoa-Tocachi et al.⁽³⁰⁾). Sin embargo, muchos estudios se han centrado en ecosistemas de páramos húmedos^(1, 25, 13) y bosques altoandinos^(31, 19, 32), mientras que otros biomas, como el páramo seco, la jalca, y la puna, no están debidamente representados. La extrema variedad de condiciones meteorológicas, tipos de vegetación, suelos, geología y topografía dan origen a procesos hidrológicos igualmente diversos y no estacionarios a múltiples escalas^(33, 34, 35, 36), lo cual complica aún más los pronósticos hidrológicos en regiones no monitoreadas. Por lo tanto, es primordial incrementar el número, la representatividad y la calidad de los puntos de monitoreo para cubrir la amplia diversidad existente de ecosistemas andinos^(24, 37).

I.2. Procesos hidrológicos en cuencas andinas

Los Andes tropicales se pueden dividir, en general, en cinco principales unidades de paisaje: páramo, puna, bosques andinos, valles interandinos y desiertos montañosos o salares⁽³⁸⁾. Estos se distinguen por sus límites térmicos y latitud⁽³⁹⁾ (Figura 1). El páramo, la jalca y la puna son las áreas de montaña que se extienden por encima de la línea del bosque (3000 a 3500 m s.n.m.) y debajo de la línea de nieve permanente (4500 a 5000 m s.n.m.)

^(1, 40, 24, 41). El bioma de páramo cubre la región andina superior del oeste de Venezuela, Colombia, Ecuador y el norte de Perú, donde la transición hacia la puna distingue las formaciones de jalca. La puna húmeda se extiende desde la parte oriental de Perú hasta el noreste de la Cordillera de Bolivia, mientras que la puna seca se ubica desde la zona occidental de Perú hasta el suroeste de Bolivia y el norte de Argentina y Chile (Figura 2).

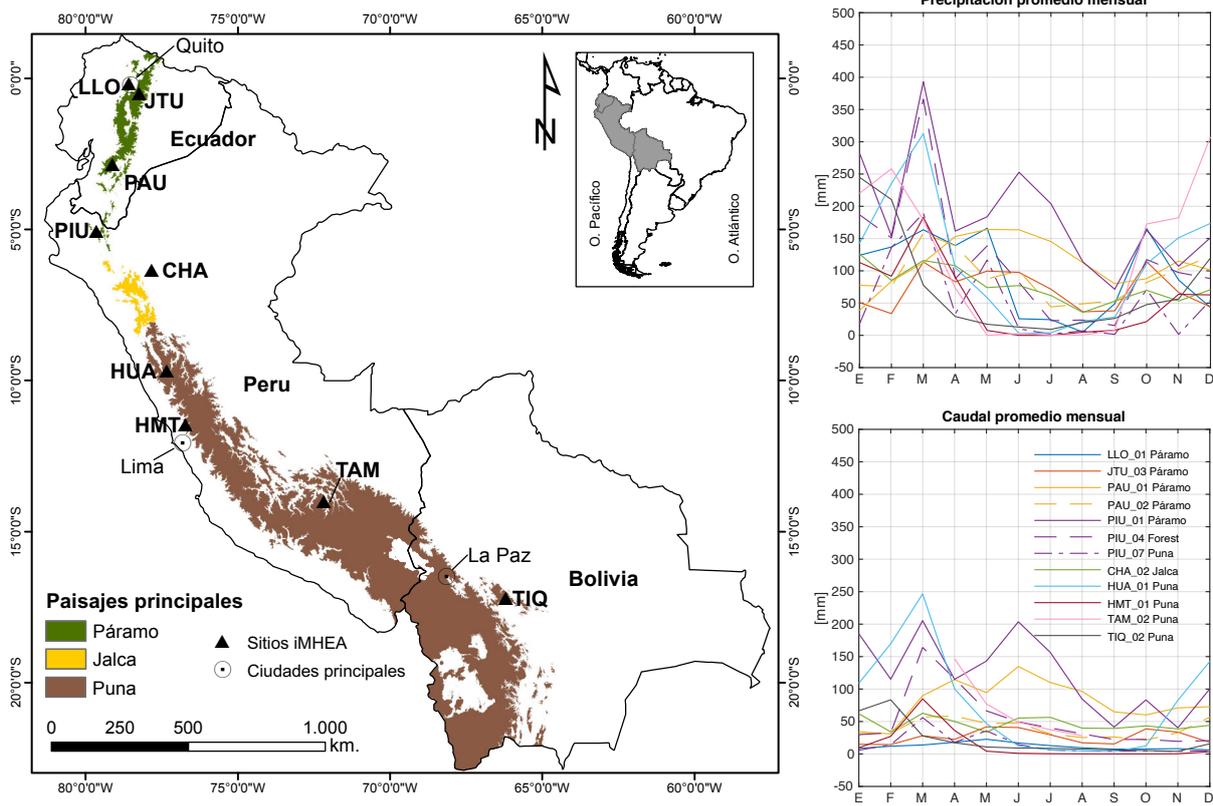


Figura 1. (Izquierda) Mapa de los Andes tropicales, biomas altoandinos principales y ubicación de los observatorios de la Iniciativa Regional de Monitoreo Hidrológico de Ecosistemas Andinos (iMHEA). (Derecha) Precipitación mensual (arriba) y caudal mensual (abajo) de microcuencas de referencia promediadas durante sus periodos de monitoreo.

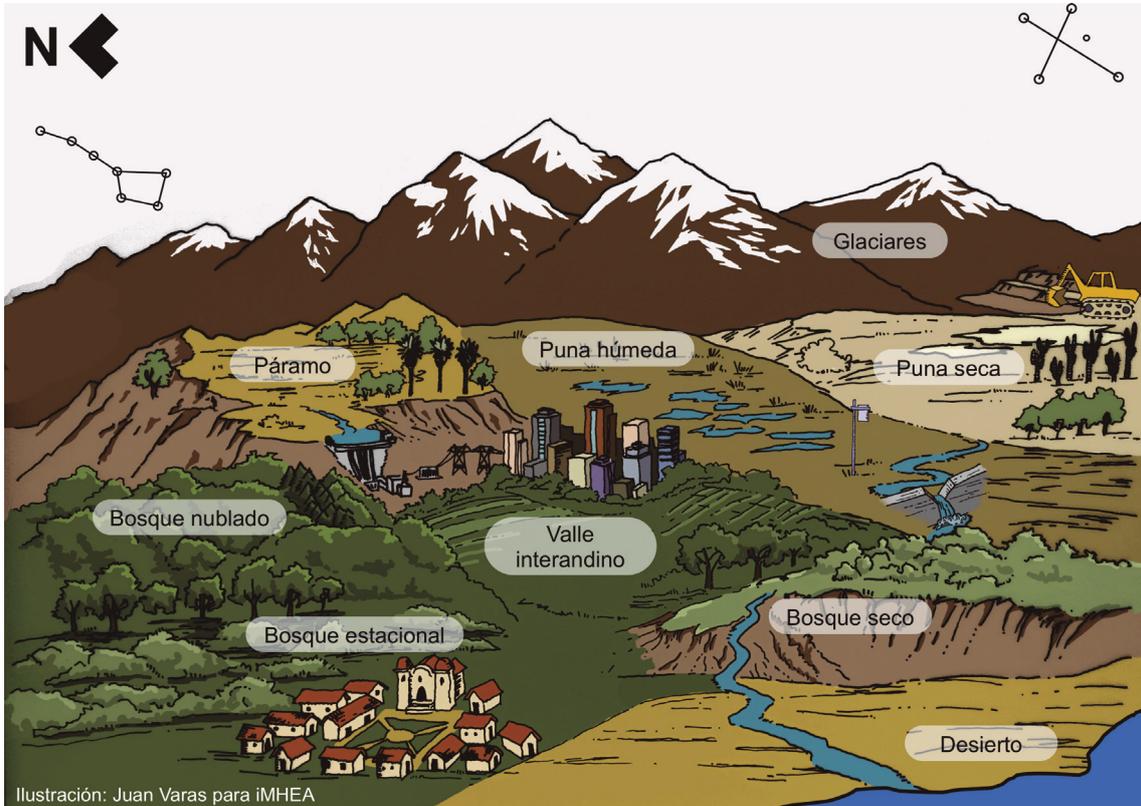


Ilustración: Juan Varas para iMHEA

Figura 2. Ilustración de los paisajes andinos y presencia humana. Esta ilustración muestra los paisajes dominantes de norte (izquierda) a sur (derecha) y de este (arriba) a oeste (abajo), así como asentamientos y actividades humanas típicas (por ejemplo, presas, minería, agricultura). Esta ilustración es parte de una serie de materiales visuales que iMHEA ha generado para actividades de difusión. Ilustración: Juan Varas.

La variabilidad latitudinal de las características físicas, como las condiciones del suelo, ejerce menor influencia en comparación con el efecto del Océano Pacífico y las llanuras amazónicas. Estos efectos inducen diferencias más notorias en las respuestas hidrológicas para las Cordilleras Occidental y Oriental, respectivamente⁽³⁹⁾. Los bosques andinos y, ocasionalmente, los glaciares se ubican, respectivamente, por debajo y por encima de los límites con ecosistemas no-boscosos de altura y, por consiguiente, están relacionados con ellos, especialmente en los bordes comunes^(38, 42, 41).

Pocos estudios científicos existen sobre la hidrología de punas y jalcas; por tanto, la mayor parte del conocimiento hidrológico disponible se relaciona con páramos húmedos. Este ecosistema de altura presenta patrones típicos de clima tropical de alta montaña^(1, 43). Las regiones ubicadas más cerca a la línea equinoccial tienen menor variabilidad estacional, con radiación solar y temperatura media del aire casi constantes durante todo el año. Sin embargo, los ciclos diarios de temperatura son muy marcados y pueden variar entre 0 y 20 °C^(1, 3, 44). Luteyn⁽⁴⁵⁾, Buytaert *et al.*⁽¹⁾, Padrón *et al.*⁽⁴⁶⁾ y Molina *et al.*⁽¹³⁾ han reportado volúmenes de precipitación anual que fluctúan entre 500 y 3 000 mm año⁻¹, con una variabilidad espacio-temporal excepcionalmente alta^(1, 47). En contraste, la caracterización de la evapotranspiración de referencia se ha visto limitada por la escasa disponibilidad de datos meteorológicos. Si bien se han reportado algunos valores (por ejemplo, 646 mm año⁻¹⁽³⁾, 723 mm año⁻¹⁽⁴⁴⁾), se estima que el porcentaje de error llegaría al 30 % con datos limitados^(44, 48). Carrillo-Rojas *et al.*⁽⁴⁹⁾ mejoraron recientemente las estimaciones de evapotranspiración para páramo usando la técnica de eddy covariance, reportando un valor de 635 +/- 9 mm año⁻¹ para su sitio de estudio al sur de Ecuador.

La respuesta hidrológica de las cuencas andinas reportadas se relaciona estrechamente con las condiciones del suelo. Buytaert *et al.*⁽⁵⁰⁾ mostraron que la conductividad hidráulica de los suelos del páramo húmedo evita que la humedad del suelo descendiera por debajo de 60 % en volumen, reduciendo así la probabilidad de que se genere estrés hídrico. Anteriormente, Buytaert *et al.*⁽⁵¹⁾ analizaron las curvas de recesión de una cuenca hidrográfica natural y hallaron tres respuestas principales atribuidas a escorrentía superficial, interflujo y caudal base subsuperficial, en función de su tiempo de residencia. El estudio también descubrió que el interflujo era menos importante y, posteriormente, Buytaert *et al.*⁽³⁾ y Crespo *et al.*⁽²⁵⁾ señalaron la ausencia virtual de escorrentía superficial por exceso de infiltración. Una característica particular de la mayor parte de las cuencas hidrográficas altoandinas estudiadas es la presencia de macizos rocosos impermeables subyacentes que minimizan la infiltración

profunda y el almacenamiento de agua subterránea⁽³⁾. Sin embargo, algunas regiones también presentan suelos permeables profundos y sostienen acuíferos importantes^(1, 52). Se han reportado índices de rendimiento hídrico anual (coeficientes de escorrentía) de 0,50 y 0,70 en páramos húmedos naturales⁽³⁾; mientras que, más recientemente, Mosquera *et al.*⁽⁵³⁾ hallaron que el rendimiento hídrico se incrementa con la extensión de los humedales, probablemente debido a la ocurrencia de escorrentía superficial por exceso de saturación.

Buytaert y Beven⁽⁵⁴⁾ también destacan la importancia de procesos hidrológicos no estacionarios y activados por umbrales, tales como almacenes hídricos desconectados hallados dentro de la microtopografía de la cuenca o el cambio de la evapotranspiración, la infiltración y el enrutamiento de caudal producido por el crecimiento de la vegetación. Muy pocos estudios cuantifican la interceptación de lluvia de la vegetación típicamente corta de los pastizales naturales andinos; sin embargo, Ochoa-Sánchez *et al.*⁽⁵⁵⁾ recientemente reportaron valores de interceptación del pajonal de páramo entre 10 % y 100 % del total de lluvia, con una capacidad máxima de almacenamiento de 2 mm. Por último, en áreas cubiertas de niebla, la precipitación horizontal y la interceptación de agua de nubes pueden representar del 10 % al 35 % del total de la precipitación, particularmente en cuencas boscosas^(31, 19, 91), aunque Bonnesoeur *et al.*⁽¹⁰⁾ indican que este valor puede ser tan pequeño como 2 % o máximo 8 %. Cárdenas *et al.*⁽⁵⁶⁾ estimaron que los ingresos producto de la neblina y la lluvia ligera pueden representar entre 7 % y 28 % (120 y 212 mm año⁻¹) del total de lluvia en los páramos colombianos.

Para subsanar esta falta de conocimiento regional, el presente documento expone un análisis de los datos generados en una red de cuencas pares en los Andes tropicales, para regionalizar los impactos humanos en su respuesta hidrológica y el rendimiento hídrico. Esta investigación se basa en varios años de estudios exhaustivos por parte de la Iniciativa Regional de Monitoreo Hidrológico de Ecosistemas Andinos (iMHEA)^(24, 57). El principal objetivo de este estudio, en el cual se utilizan veinticinco microcuencas distribuidas desde Ecuador hasta Bolivia, es incluir ecosistemas anteriormente subrepresentados (jalca y puna) en un análisis a nivel regional de los impactos del uso del suelo a través de biomas andinos tropicales. Este estudio usa índices hidrológicos para probar la generalización de resultados en áreas que generalmente, si bien enfrentan escasez de datos, presentan usos del suelo intensos. Estos resultados pueden utilizarse para mejorar el manejo de los recursos hídricos y la efectividad de las intervenciones en las cuencas, además de apoyar la investigación emergente en la región andina.



2. Métodos

2.1. Configuración regional

iMHEA, una red formada por instituciones académicas y no gubernamentales, que surgió de la conciencia local en torno a la necesidad de obtener mejor información sobre intervenciones en cuencas andinas, fue la pionera en el monitoreo hidrológico participativo^(24, 58, 57). La naturaleza colaborativa de iMHEA posibilita (i) la estandarización de prácticas de monitoreo mediante un protocolo único; (ii) el aseguramiento de la calidad y el apoyo de grupos de investigación hacia grupos de interés locales, a través de todo el proceso de monitoreo; (iii) responsabilidad local para la seguridad y el mantenimiento de los equipos y la estructura civil, la descarga de datos y el cofinanciamiento de proyectos mediante instituciones de desarrollo; y (iv) la promoción de vínculos con autoridades hidrometeorológicas y ambientales, los responsables de la formulación de políticas y la sociedad que participan en

la gobernanza del agua en la región.

Los socios locales de iMHEA monitorean un conjunto de veinticinco microcuencas distribuidas a lo largo de los Andes tropicales (Figura 1, Tabla I). Las microcuencas, cuyas dimensiones oscilan entre 0,5 y 7,8 km², se ubican entre 0 y 17 ° Sur y cubren un rango de altitud de 2682 a 4840 m s.n.m. Los sitios son rurales, sin urbanizar y no han sido afectados por captaciones de agua o alteraciones de los cauces. La mayor parte de las microcuencas presentan una cobertura de suelo natural de pastizales altoandinos, intercalados con humedales, matorrales y áreas de bosque nativo. Por lo general, presentan formas con tendencia ovalada a circular o alargada y las pendientes son empinadas e irregulares. Los principales usos del suelo son para conservación, pastoreo, forestación y cultivo, los cuales se abordan en este estudio.



2.2. Diseño del monitoreo para evaluar impactos por cambios en el uso del suelo

La cuantificación de los impactos del cambio de uso y cobertura del suelo en el ciclo del agua se complica por la dificultad de distinguir los efectos de dichos cambios de aquellos que se deben a la variabilidad climática natural u otros factores^(59, 60). La evaluación de estos impactos radica en el análisis de señales de cambios en el tiempo o el contraste de diferencias en respuestas hidrológicas entre dos o más cuencas⁽⁶¹⁾.

Desde el punto de vista hidrológico, cada método tiene diferentes ventajas y desventajas. En el análisis a largo plazo, aun cuando la misma cuenca es monitoreada antes y después del cambio, la variabilidad climática natural puede influir de manera distinta durante los dos períodos considerados⁽⁶²⁾.

Esto se aborda en el segundo enfoque mediante el monitoreo de cuencas pares bajo condiciones climáticas similares y diferentes intervenciones de cuencas. No obstante, esto puede complicar la atribución de las diferencias observadas debido a la singularidad de las cuencas, dado que el uso del suelo no es el único factor que afecta su respuesta hidrológica^(63, 64, 65, 61). Sin embargo, el enfoque de cuencas pares

ofrece respuestas más rápidas a través de la 'sustitución de espacio por tiempo'^(37, 54, 66, 67, 68), posibilitando un aporte más rápido para decisiones relativas a políticas a menudo urgentes. Además, este enfoque se puede hacer más sólido si se considera una gran cantidad de cuencas que cubra un rango amplio de ecosistemas, usos del suelo y características físicas y climáticas⁽³⁷⁾.

En nuestras microcuencas pares se mide el caudal usando un vertedero de cresta delgada compuesto (una sección en forma de V para caudales bajos y una sección combinada triangular-rectangular para caudales altos) equipado con transductores de presión en la salida de cada microcuenca para medir nivel de agua. Los registros del nivel de agua se toman a intervalos regulares de quince minutos como máximo y generalmente de cinco minutos. Se midió la precipitación con un mínimo de dos pluviómetros de balancín, con resoluciones de 0,254, 0,2 o 0,1 mm, a una altura sobre el suelo de 1,50 m, y distribuidos en las áreas de las microcuencas para tener en cuenta la variabilidad espacial y altitudinal de la lluvia a pequeña escala^(69, 47). La Tabla II muestra los diferentes períodos de monitoreo de las microcuencas.

2.3. Análisis de datos

Antes de su selección, se llevó a cabo un estudio preliminar de las características físicas de las microcuencas para considerar su influencia en la respuesta hidrológica. Se contó con curvas de nivel con una resolución vertical de 40 m para la caracterización de elevaciones y pendientes. Debido a que solo una cantidad limitada de microcuencas están equipadas con una estación meteorológica, se estimó evapotranspiración de referencia usando datos de temperatura de Worldclim⁽⁷⁰⁾ y la fórmula Hargreaves^(71, 72). Estos valores se utilizan aquí solamente como una variable de referencia para su comparación relativa.

Los datos de los pluviómetros de balancín se procesaron usando una interpolación spline cúbica compuesta en la curva de precipitación acumulada^(73, 74, 75, 46) y agregaron a intervalos de tiempo que coincidan con los de los datos de caudal (es decir, escalas diarias, mensuales y anuales para índices hidrológicos y escalas subdiarias para intensidades de precipitación). Se usó una ventana móvil a escala de cinco minutos para calcular curvas de intensidad de precipitación para duraciones entre cinco minutos y dos días. El índice de estacionalidad de precipitación⁽⁷⁶⁾ se calculó y normalizó entre 0 (no estacional, todos los meses con la

misma lluvia) y 1 (extremadamente estacional, toda la lluvia anual ocurriendo durante un solo mes). Se usaron las correlaciones entre los múltiples pluviómetros locales para detectar y corregir errores, corregir la carencia de datos y obtener valores promedio más representativos.

Se usó la relación Kindsvater–Shen⁽⁷⁷⁾ para transformar el nivel de agua a caudal, verificada con mediciones manuales de altura-caudal. Se calcularon curvas de duración de caudales (FDC) y percentiles correspondientes derivados de los caudales diarios, usando la distribución de frecuencias de Gringorten⁽⁸⁸⁾. La pendiente entre 33 % y 66 % de la FDC se usa normalmente como un indicador de regulación hidrológica⁽⁷⁸⁾. Una fuerte pendiente se asocia con una rapidez de respuesta acelerada a la precipitación de entrada, mientras que una curva más plana representa un comportamiento amortiguado y mayor capacidad de almacenamiento^(3, 79). Si bien los percentiles de caudal están asociados con su probabilidad de ocurrencia, no existe información sobre cuándo o por cuánto tiempo se presentan dichos caudales. Por lo tanto, la duración promedio de los hidrogramas por encima o por debajo de un umbral ayuda a complementar esta información.

Tabla I. Propiedades fisiográficas principales de las cuencas estudiadas

Código	Ecosistema	Altitud	Área	Forma	Pendiente	Suelos	Uso del suelo	Cobertura Vegetal
Unidades		(m s.n.m.)	(km ²)	a	b		c	d (%)
LLO Lloa								
LLO_01	Páramo	3825-4700	1,79	SO	SU	Andosol	EG, B	TG(90), SH(10)
LLO_02	Páramo	4088-4680	2,21	SO	U	Andosol, Histosol	EG, NF	TG(70), NF(10), WL(20)
JTU Jatunhuaycu								
JTU_01	Páramo	4075-4225	0,65	O	U	Andosol	IG	TG(100)
JTU_02	Páramo	4085-4322	2,42	O	U	Andosol	IG	TG(100)
JTU_03	Páramo	4144-4500	2,25	CO	U	Andosol, Histosol	N	TG(80), SH(20)
JTU_04*	Páramo	3990-4530	16,05	SO	U	Andosol, Histosol	IG, N, R	TG (70), SH(10), WL(5)
PAU Paute								
PAU_01	Páramo	3665-4100	2,63	CO	U	Andosol	N	TG(100)
PAU_02	Páramo	2970-3810	1,00	O	SU	Andosol, Histosol	N, EG	TG(80), NF(20)
PAU_03	Páramo	3245-3680	0,59	CO	SU	Andosol, Histosol	PF	TG(10), PF(90)
PAU_04	Páramo	3560-3721	1,55	CO	U	Andosol	IG, CR	TG (70), CP(30)
PIU Piura								
PIU_01	Páramo	3112-3900	6,60	CO	U	Andosol, Histosol	N	TG(75), NF(15), L(10)
PIU_02	Páramo	3245-3610	0,95	CO	SU	Andosol, Histosol	IG	TG(75), NR(15), L(10)
PIU_03	Páramo	3425-3860	1,31	CO	SU	Andosol, Histosol	IG	TG(90), L(10)
PIU_04	Bosque	2682-3408	2,32	O	SU	Andosol, Cambisol	NF	G(20), NF(80)
PIU_07	Puna Seca	3110-3660	7,80	O	U	Andosol	IG	TG(45), SH(20), CP(35)
CHA Chachapoyas								
CHA_01	Jalca	2940-3200	0,95	O	U	Andosol, Inceptisol	PF	TG(20), PF(80)
CHA_02	Jalca	3000-3450	1,63	O	U	Andosol, Inceptisol	N	TG(90), NF(10)
HUA Huaraz								
HUA_01	Puna húmeda	4280-4840	4,22	CO	U	Andosol, Histosol	N, EG	TG(60), NR(25), WL(15)
HUA_02	Puna húmeda	4235-4725	2,38	O	U	Andosol, Histosol	EG	TG(55), NR(30), WL(15)
HMT Huamantanga								
HMT_01	Puna seca	4025-4542	2,09	O	U	Leptosol, Inceptisol	IG	G(75), NR(15), SH(10)
HMT_02	Puna seca	3988-4532	1,69	O	SU	Leptosol, Inceptisol	IG	G(85), NR(10), SH(5)
TAM Tambobamba								
TAM_01	Puna húmeda	3835-4026	0,82	O	U	Leptosol, Inceptisol	IG, PF	G(80), PF(20)
TAM_02	Puna húmeda	3650-4360	1,67	CO	SU	Leptosol, Inceptisol	N, NF	G(60), NF(40)
TIQ Tiquipaya								
TIQ_01	Puna húmeda	4140-4353	0,69	O	U	Leptosol, Inceptisol	IG, CR	G(70), NR(30)
TIQ_02	Puna húmeda	4182-4489	1,73	SO	U	Leptosol, Inceptisol	N	TG(90), NR(5), WL(5)

Notas:

- (a) SO: Ovalado alargado; O: Ovalado; CO: Circular a ovalado.
 (b) U: Irregular; SU: Marcadamente irregular; S: Empinado; VS: Muy empinado.
 (c) B: Quemas; CR: Cultivo; EG: Pastoreo extensivo; IG: Pastoreo intensivo; N: Natural; NF: Bosque nativo; PF: Pinos; T: Turismo; R: Restauración.
 (d) TG: Pajonal; G: Pastizal; SH: Matorrales; NF: Bosque nativo; WL: Humedal; PF: Pinos; L: Laguna; NR: Roca o suelo desnudo.
 (*) La estación JTU_04 se ubica en la salida de la cuenca hidrográfica que comprende las estaciones JTU_01 a JTU_03 y no se usa en una comparación por pares.

Tabla II. Balance hídrico y características hidrometeorológicas de las cuencas estudiadas.

Código	Periodo de monitoreo	Lluvia	Caudal	ET ₀	SINDX	DAYP0	PVAR	RR	QVAR	R2FDC	IRH	DLQ75	DHQ25
Unidades		(mm año ⁻¹)	(mm año ⁻¹)	(mm año ⁻¹)	(-)	(-)	(mm mm ⁻¹)	(-)	(mm mm ⁻¹)	(-)	(-)	(día)	(día)
LLO Lloa													
LLO_01	10/01/2013–27/01/2016	1128	115	972	0,32	0,52	1,95	0,10	0,54	—0,46	0,74	8,80	8,56
LLO_02	10/01/2013–27/01/2016	1091	144	829	0,31	0,51	1,91	0,13	0,57	—0,60	0,71	14,00	9,58
JTU Jatunhuaycu													
JTU_01	14/11/2013–15/02/2016	641	59	798	0,23	0,35	1,99	0,09	0,31	—0,41	0,91	13,13	7,56
JTU_02	15/11/2013–15/02/2016	739	57	781	0,22	0,27	1,81	0,08	1,44	—0,99	0,46	8,87	4,18
JTU_03*	13/11/2013–16/02/2016	849	315	765	0,20	0,22	1,70	0,37	0,86	—0,59	0,63	7,52	4,74
JTU_04	19/11/2013–11/02/2016	767	214	817	0,22	0,27	1,85	0,28	1,05		0,63	12,60	5,88
PAU Paute													
PAU_01*	24/05/2001–16/08/2005	1358	974	937	0,14	0,20	1,40	0,72	0,85	—0,32	0,63	19,60	5,13
PAU_02*	29/02/2004–31/07/2007	1092	467	1038	0,17	0,27	1,48	0,43	0,79	—0,70	0,62	10,45	8,16
PAU_03	29/05/2004–31/07/2007	1014	201	987	0,17	0,28	1,61	0,20	1,14	—0,73	0,47	8,60	15,39
PAU_04	27/10/2001–14/10/2003	1123	688	935	0,13	0,13	1,38	0,61	1,33	—1,12	0,43	7,33	3,10
PIU Piura													
PIU_01*	05/07/2013–12/12/2015	2239	1474	1275	0,19	0,24	1,58	0,66	1,09	—1,05	0,46	5,55	3,07
PIU_02	06/07/2013–13/12/2015	2677	1729	1178	0,21	0,26	1,62	0,65	1,15	—1,28	0,44	19,35	3,98
PIU_03	11/04/2013–23/10/2015	1869	1103	1165	0,22	0,23	1,68	0,59	1,85	—1,32	0,18	5,67	54,50
PIU_04*	23/06/2013–14/01/2016	1377	614	1374	0,31	0,40	2,12	0,45	1,05	—1,63	0,52	8,86	22,71
PIU_07*	11/07/2013–15/01/2015	640	173	1268	0,51	0,67	2,86	0,27	1,58	—0,70	0,40	15,22	11,42
CHA Chachapoyas													
CHA_01	18/08/2010–07/12/2015	634	118	1294	0,19	0,32	1,61	0,19	1,06	—0,71	0,52	4,11	5,23
CHA_02*	18/08/2010–07/12/2015	930	560	1266	0,15	0,25	1,43	0,60	0,57	—0,36	0,75	3,86	2,36
HUA Huaraz													
HUA_01*	10/09/2012–20/06/2014	1346	937	984	0,37	0,26	1,36	0,70	1,05	—2,06	0,43	39,50	9,29
HUA_02	10/09/2012–20/06/2014	1288	726	1015	0,36	0,26	1,32	0,56	1,12	—2,22	0,38	20,13	14,55
HMT Huamantanga													
HMT_01	28/06/2014–03/03/2016	645	168	902	0,48	0,69	2,47	0,26	2,72	—3,33	0,02	8,11	25,50
HMT_02*	26/06/2014–03/03/2016	613	138	964	0,50	0,68	2,60	0,23	2,51	—2,19	0,06	8,56	30,60
TAM Tambobamba													
TAM_01	12/04/2012–02/01/2013	1245	244	1250	0,49	0,66	2,38	0,20	0,98	—0,95	0,49	11,33	17,50
TAM_02*	12/04/2012–16/04/2013	1405	811	1299	0,48	0,63	2,36	0,58	0,67	—0,57	0,67	17,00	35,00
TIQ Tiquipaya													
TIQ_01	02/04/2013–25/01/2016	835	244	1146	0,42	0,59	2,36	0,29	2,17	—1,99	0,15	5,86	7,65
TIQ_02*	18/02/2013–25/01/2016	871	263	1102	0,45	0,61	2,36	0,30	2,12	—0,58	0,35	16,69	20,62

Notas:

(*) Microcuencas de referencia. La precipitación y caudal promedio mensuales para estas se muestran en la Figura 1. Para las definiciones de los índices hidrológicos analizados, véase la Tabla III.

Para evaluar los impactos del cultivo, la forestación y el pastoreo en la respuesta hidrológica y el rendimiento hídrico, se compara un conjunto de índices entre las cuencas hidrológicas de referencia y las alteradas y se contrastan a través de las biomas (Tabla III). La precipitación se resume en el índice de estacionalidad (SINDX), la relación anual de días con precipitación cero (DAYP0) y la variabilidad diaria de las lluvias (PVAR). Para el caudal, usamos el coeficiente de escorrentía (RR), la variabilidad diaria del caudal (QVAR), la pendiente de la curva de duración de caudales (R2FDC), el índice de regulación hidrológica (IRH), la duración promedio del caudal bajo por debajo del percentil 25 de caudal (DLQ75) y la

duración promedio del caudal alto por encima del percentil 75 de caudal (DHQ25). Para ilustrar las diferencias en la rapidez de respuesta del caudal y la respuesta a eventos de precipitación, también comparamos secciones de alta resolución de las series temporales de caudal y precipitación monitoreadas. Los índices hidrológicos se calcularon usando la base de datos completa disponible para cada microcuenca, mientras que para fines de visualización se usó una ventana temporal con una escala de treinta días, destacando efectos representativos de los cambios en el uso del suelo sobre la regulación hidrológica de las cuencas que consistentemente se observan en los periodos de análisis completos.

Tabla III. Definición de los índices hidrológicos analizados en el estudio.

Abrev.	Fórmula	Unidades	Definición del índice
--------	---------	----------	-----------------------

Índices relacionados con características meteorológicas

P_{anual}	$\Sigma(P)/N$ años	mm año ⁻¹	Precipitación anual promedio.
ET_0	$0.0023 (T_{\text{media}} + 17,8) (T_{\text{máx}} - T_{\text{mín}})^{0,5} Ra$	mm año ⁻¹	Evapotranspiración de referencia, únicamente en base a estimados de temperatura mensuales.
SINDX	$(1/P_{\text{anual}})(\Sigma P_{\text{mes}} - P_{\text{anual}} /12)(6/11)$	—	Índice de estacionalidad con valores entre 0 (no estacional, todos los meses con el mismo volumen de lluvia) y 1 (extremadamente estacional, todas las lluvias anuales ocurren durante un solo mes).
DAYPO	$D_{P<R_{\text{Gres}}} / D_{\text{total}}$	—	Porcentaje de días con precipitación cero (es decir, no registradas por la resolución del pluviómetro) con respecto al número total de días durante el período monitoreado.
PVAR	$P_{\text{desv.est.}} / P_{\text{media}}$	mm mm ⁻¹	Coficiente de variación en la precipitación diaria durante el periodo monitoreado, desviación estándar dividida para la media.

Índices relacionados con características de caudales

Q_{anual}	$\Sigma(Q)/N$ años	mm año ⁻¹	Precipitación anual promedio.
RR	$Q_{\text{anual}}/P_{\text{anual}}$	—	Relación entre el volumen de caudal anual promedio y el volumen de lluvias anual promedio durante el período monitoreado.
QVAR	$Q_{\text{desv.est.}}/Q_{\text{media}}$	mm mm ⁻¹	Coficiente de variación en los caudales diarios durante el periodo monitoreado, desviación estándar dividida para la media.
R2FDC	$(\log_{10}(Q_{66}) - \log_{10}(Q_{33})) / (0,66 - 0,33)$	—	Pendiente del tercio medio de la curva de duración de caudales en escala logarítmica.
IRH	$\Sigma(Q_{Q<Q50}) / \Sigma(Q)$	—	Volumen por debajo del percentil 50 de caudal (Q50) en la curva de duración de caudales dividido entre el volumen total.
DLQ75	$\Sigma(D_{Q<Q75}) / N_{Q<Q75}$	día	Duración de caudales promedio por debajo del percentil 25 de caudal (Q75) durante el periodo monitoreado.
QHQ25	$\Sigma(D_{Q>Q25}) / N_{Q>Q25}$	día	Duración promedio de caudales por encima del percentil 75 de caudal (Q25) durante el periodo monitoreado.



3. Resultados

3.1. El régimen hidrológico natural

La Tabla II y las Figuras 1 y 3 muestran los resultados del monitoreo de precipitación y caudal para los tres principales biomas de los Andes de Ecuador, Perú y Bolivia: páramo, jalca y puna. Las microcuencas estudiadas representan un amplio y extraordinario espectro de características y reflejan los regímenes regionales dominantes de los Andes tropicales.

En el norte de Ecuador, las estaciones ubicadas en el lado oriental de los Andes (JTU) presentan mayor influencia del régimen amazónico, lo cual da lugar a una estación seca más pronunciada durante el verano austral (diciembre-enero-febrero). Por el contrario, en laderas occidentales de latitudes similares (LLO), los meses secos se presentan durante el invierno austral (junio-julio-agosto). A pesar de su baja estacionalidad ($SINDX < 0,32$), DAYPO fue de 0,52 en LLO; mientras que la precipitación diaria fue más variable que en otras cuencas de páramo ($PVAR > 1,70$). No obstante, los caudales diarios fueron considerablemente más estables ($QVAR < 1,44$).

Las microcuencas ubicadas en el páramo del sur de Ecuador y el norte de Perú muestran un régimen bimodal perennemente húmedo, similar al que describe Bendix⁽⁸⁰⁾ y Céleri *et al.*⁽⁴⁷⁾. En el caso del páramo de Piura, este se caracteriza por recibir la influencia del clima del Pacífico, incrementada por masas de aire de la Amazonía que penetran los Andes a través de la depresión de Huancabamba (Figura 3). La estacionalidad es baja ($SINDX < 0,30$, $DAYPO < 0,30$), lo cual significa que la precipitación está relativamente bien distribuida durante todo el año, con eventos de alta intensidad que se presentan aproximadamente cada tres meses (enero, marzo, junio y octubre). Esto da lugar a una variabilidad baja del caudal ($PVAR < 1,60$, $QVAR < 1,10$) y a un caudal específico alto.

Por el contrario, las microcuencas ubicadas más al sur, en los biomas de

jalca y puna, solo reciben humedad de la cuenca del Amazonas debido al sistema de clima árido de la costa del Pacífico de Perú (Figura 3). Estas microcuencas tienden a tener regímenes de precipitación monomodales, con un gradiente claro de humedad que disminuye de este a oeste. La estacionalidad y la intensidad de la lluvia son mucho menores en la jalca de Chachapoyas ($SINDX < 0,20$, $DAYPO < 0,32$), lo cual da lugar a caudales bajos constantes, con alta variabilidad durante todo el año ($PVAR < 1,61$, $QVAR < 1,10$).

Las microcuencas de las punas del sur de Perú y Bolivia presentan el régimen estacional más pronunciado ($SINDX > 0,30$, $DAYPO > 0,60$), con altas intensidades durante el invierno boreal. Según se observa en la Figura 3 para la puna en Tiquipaya, esto produce volúmenes de caudal altamente estacionales y variables que llegan casi hasta cero durante los meses más secos ($PVAR > 2,36$, $QVAR > 2,10$). La puna húmeda de Huaraz, en el centro de Perú, todavía comparte características de precipitación similares a aquellas del páramo más al norte (es decir, lluvia anual intensa, $DAYPO < 0,26$, $PVAR < 1,61$), sin embargo, la estacionalidad es mayor y la precipitación durante los meses secos pueden llegar a un mínimo de 3 mm mes^{-1} (Figura 1).

Los ecosistemas andinos naturales están asociados con perfiles de FDC con una pendiente baja, lo cual indica buena capacidad de regulación hidrológica ($R2FDC \sim 0$, $IRH > 50$), a menudo disminuida debido a los cambios en el uso del suelo. Como se puede observar en la Figura 3, la jalca presentó el perfil más horizontal en la FDC, seguido del páramo, mientras que la curva en la puna reveló una mayor diferencia entre los caudales altos y bajos. Adicionalmente, los RR promedio de microcuencas naturales se registran entre 0,37 y 0,72 en el páramo, 0,60 en la jalca y entre 0,30 y 0,70 en la puna.

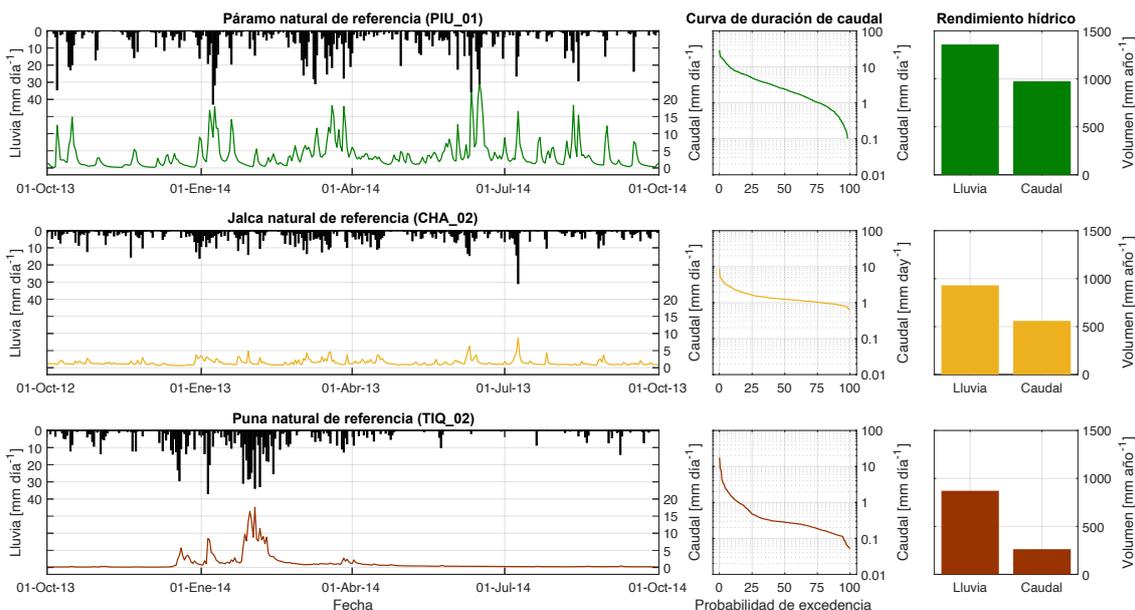


Figura 3. Respuesta hidrológica de diferentes biomas andinos en un año. El eje vertical izquierdo corresponde a la precipitación y el eje vertical derecho al caudal. Las curvas de duración de caudales y el rendimiento hídrico anual se agregaron durante los periodos completos monitoreados de las cuencas hidrográficas. Nótese que las series temporales muestran diferentes años.

3.2. Los impactos del cambio en el uso del suelo



La Figura 4 muestra que las microcuencas cultivadas responden a eventos de lluvia con caudales máximos mayores y más rápidos que las cuencas naturales, mientras que sus recesiones de caudal caen más rápido, sosteniendo caudales base menores. Esto indica una pérdida de la capacidad de regulación hidrológica, lo cual también se refleja en una FDC más pronunciada. Mientras que los caudales altos son muy similares entre microcuencas pares, los caudales diarios promedio de las cuencas

cultivadas son aproximadamente la mitad de aquellos de las microcuencas naturales, y los caudales bajos son menores con una relación promedio de cinco. La QVAR es alta, tanto en la puna natural como en la cultivada, aunque mayor cuando se interviene el páramo. Adicionalmente, DLQ75 y DHQ25 son aproximadamente 60 % menores en las cuencas hidrográficas cultivadas de ambos biomas, lo cual puede indicar un régimen de caudal con mayor rapidez de respuesta bajo cultivos.

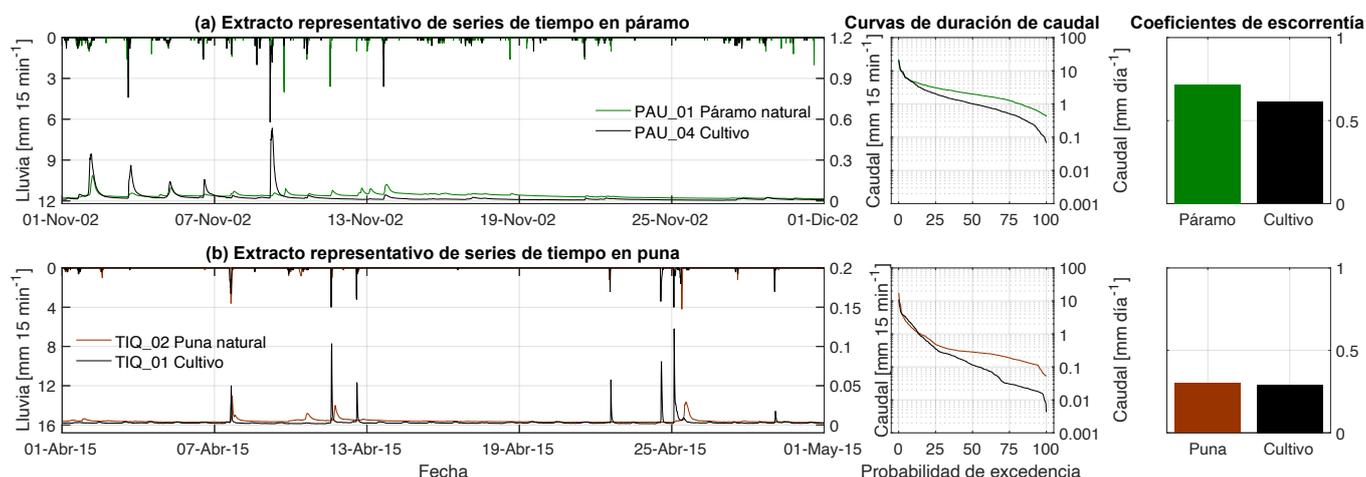


Figura 4. Impacto del cultivo en la respuesta hidrológica de (a) páramo y (b) puna. Las líneas de color representan las microcuencas naturales de referencia y las líneas negras sus pares. Las secciones de alta resolución de series temporales de treinta días presentan eventos de precipitación comparables y las respuestas de sus caudales correspondientes. Las curvas de duración de caudales y el rendimiento hídrico anual se agregaron durante los períodos completos monitoreados de la cuenca.

Los impactos de la agricultura en el rendimiento hídrico son moderados y más difíciles de identificar, solo con un caudal ligeramente inferior en ambos biomas. Después de la corrección por las diferencias en el volumen de lluvias, el rendimiento hídrico en el páramo natural y cultivado difiere en 142 mm año⁻¹ (RR: 0,75 vs. 0,66) pero solo en 8 mm año⁻¹ en la puna (RR: 0,33 vs. 0,28). Sin embargo, en promedio, dichas diferencias aún se mantienen dentro del amplio rango de cuencas naturales.



Forestación

La Figura 5 muestra que el régimen de caudal cambia drásticamente en condiciones de forestación, reduciéndose toda la distribución de caudal, pero incrementándose la pendiente de la FDC. Los caudales diarios altos

y medianos en las microcuencas forestadas son aproximadamente cuatro veces menores que en las cuencas naturales, mientras que los caudales bajos son incluso siete veces menores (hasta diez veces en la jalca).

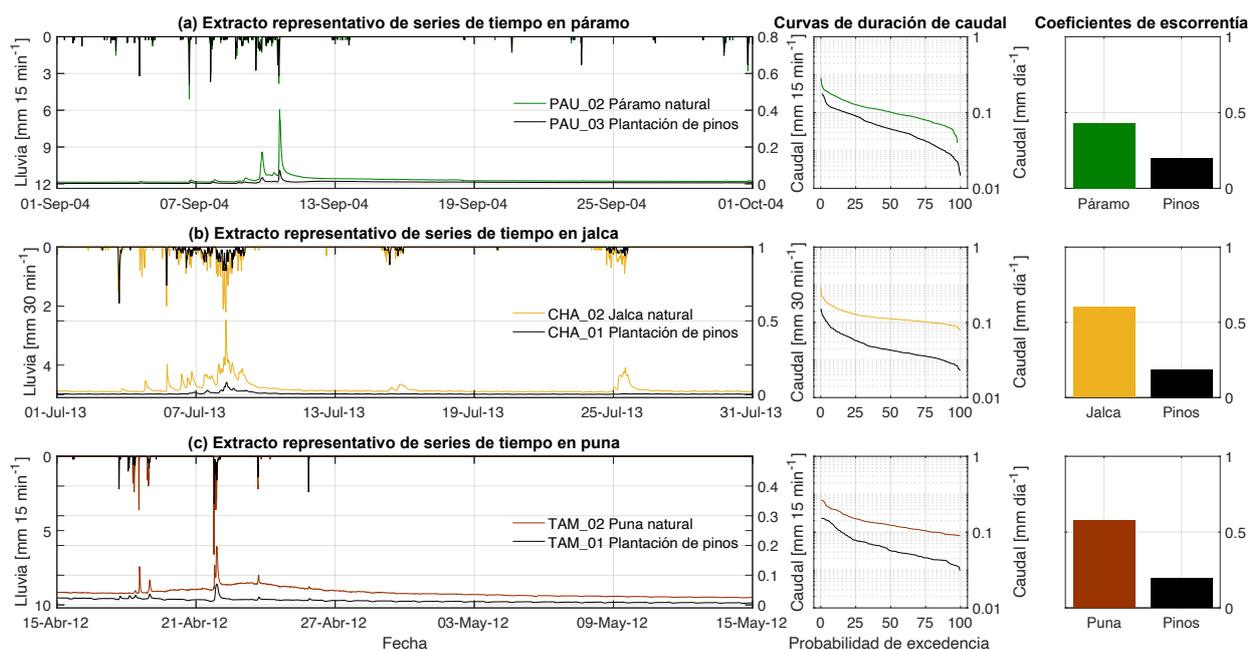


Figura 5. Impacto de la forestación de pinos en la respuesta hidrológica de (a) páramo, (b) jalca y (c) puna. Las líneas de color representan las microcuencas naturales de referencia y las líneas negras sus pares. Las secciones de alta resolución de series temporales de treinta días presentan eventos de precipitación comparables y las respuestas de sus caudales correspondientes. Las curvas de duración de caudales y el rendimiento hídrico anual se agregaron durante los periodos completos monitoreados de la microcuenca.

En consecuencia, el rendimiento hídrico es sistemáticamente mucho menor en condiciones de forestación, en comparación con sus microcuencas naturales pares. Los volúmenes de caudal corregidos difieren en 250 mm año^{-1} (RR: 0,43 vs. 0,20) en el páramo, 386 mm año^{-1} (RR: 0,60 vs. 0,19) en la jalca y hasta 536 mm año^{-1} (RR: 0,58 vs. 0,20) en la puna. Asimismo, a pesar de que la ocurrencia de eventos de precipitación prolongados incrementa el caudal en cuencas naturales, esta respuesta es

virtualmente ausente en las cuencas forestadas. Al mismo tiempo, también hallamos que la QVAR es 50 % mayor en condiciones de forestación que en los pastizales naturales, lo cual refleja una variabilidad relativamente mayor en los caudales diarios en general. Por otro lado, mientras que DLQ75 es ligeramente menor en las microcuencas forestadas (lo cual sugiere una mejora en la regulación hidrológica), DHQ25 es dos veces superior en el páramo y la jalca forestados, pero solo la mitad en la puna forestada.



Leoncio Laime Quispe, concurso "Reflejos de Igualdad" | Cusco



Pastoreo

Los impactos del pastoreo son más difíciles de identificar en las estadísticas agregadas. En condiciones de pastoreo de baja intensidad en dos microcuencas de páramo con suelos profundos ubicados en la parte noroccidental de Ecuador (LLO_01 y LLO_02, Figura 6), el rendimiento hídrico es de 115 mm año⁻¹ (RR: 0,10) y de 144 mm año⁻¹ (RR: 0,13), respectivamente, y ambas presentan un perfil de

FDC muy horizontal (R2FDC > 0,60). Del mismo modo, la diferencia corregida en el rendimiento hídrico entre una cuenca de páramo prístina (PIU_01) y su par vecina donde se practica pastoreo (PIU_02) es solo de 28 mm año⁻¹ (RR: 0,66 vs. 0,65), y sus distribuciones de caudal generales no parecen afectadas (R2FDC: 1,30 en promedio, Figura 6).

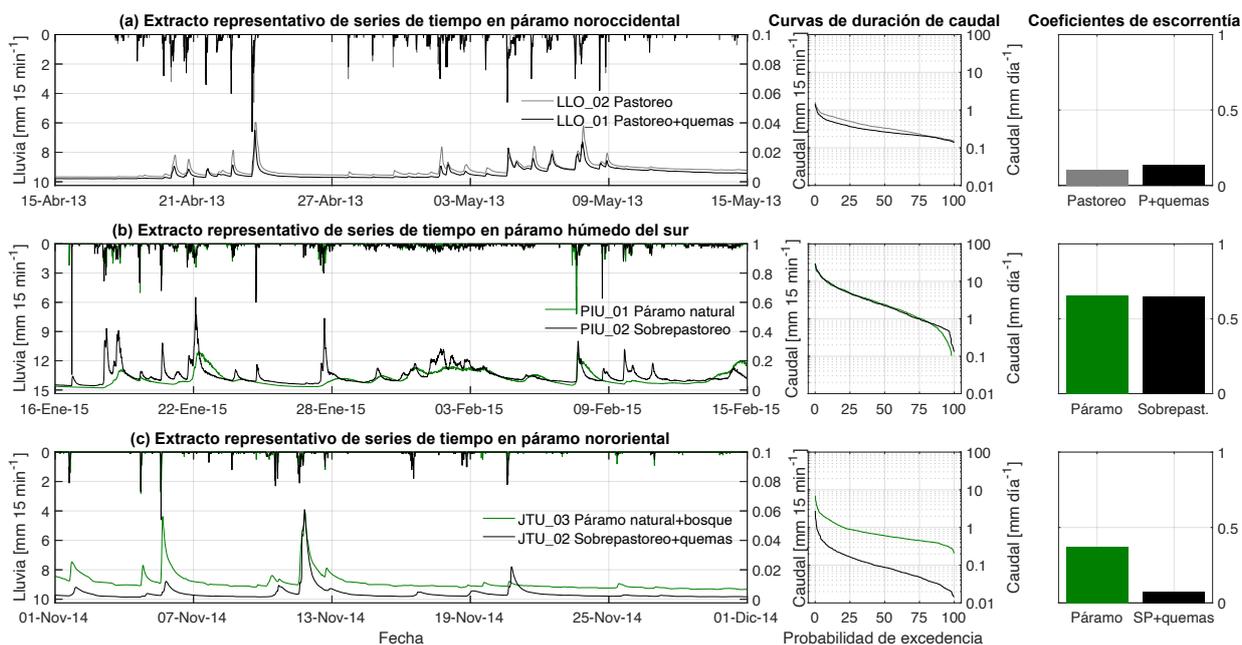


Figura 6. Impacto del pastoreo de ganado en la respuesta hidrológica del páramo en condiciones de densidad (a) baja y (b) alta de animales y (c) con respecto a una cuenca vecina con cubierta forestal. Las líneas de color representan las microcuencas naturales de referencia y las líneas negras sus pares. Las secciones de alta resolución de series temporales de treinta días presentan eventos de precipitación comparables y las respuestas de sus caudales correspondientes. Las curvas de duración de caudales y el rendimiento hídrico anual se agregaron durante los períodos completos monitoreados de la microcuenca.

Por consiguiente, los impactos principales y más graves del pastoreo se observan sobre la regulación hidrológica de las microcuencas con alta densidad de ganado, lo cual produce picos mucho más rápidos y más altos, así como recesiones de caudal más rápidas que el páramo natural, donde estas son altamente amortiguadas.

Se observan efectos similares entre una puna natural (HUA_01) y su par en condiciones de pastoreo de baja densidad (HUA_02) (Figura 7). Los perfiles de FDC son similares, con solo una pendiente de FDC ligeramente más pronunciada (R2FDC: 2,22) bajo pastoreo de ganado de baja densidad en comparación con las microcuencas naturales (R2FDC: 2.06). Las magnitudes de caudal son diferentes en 28 % en promedio, lo

cual se expresa principalmente en los caudales bajos (hasta 50 %). Así mismo, aquí la respuesta más impactante de la cuenca donde se practica el pastoreo solo es reconocible en las series temporales de alta resolución. El volumen de caudal corregido en la cuenca pastoreada resulta ligeramente más afectada, con una diferencia de 178 mm año⁻¹ (RR: 0,70 vs. 0,56).

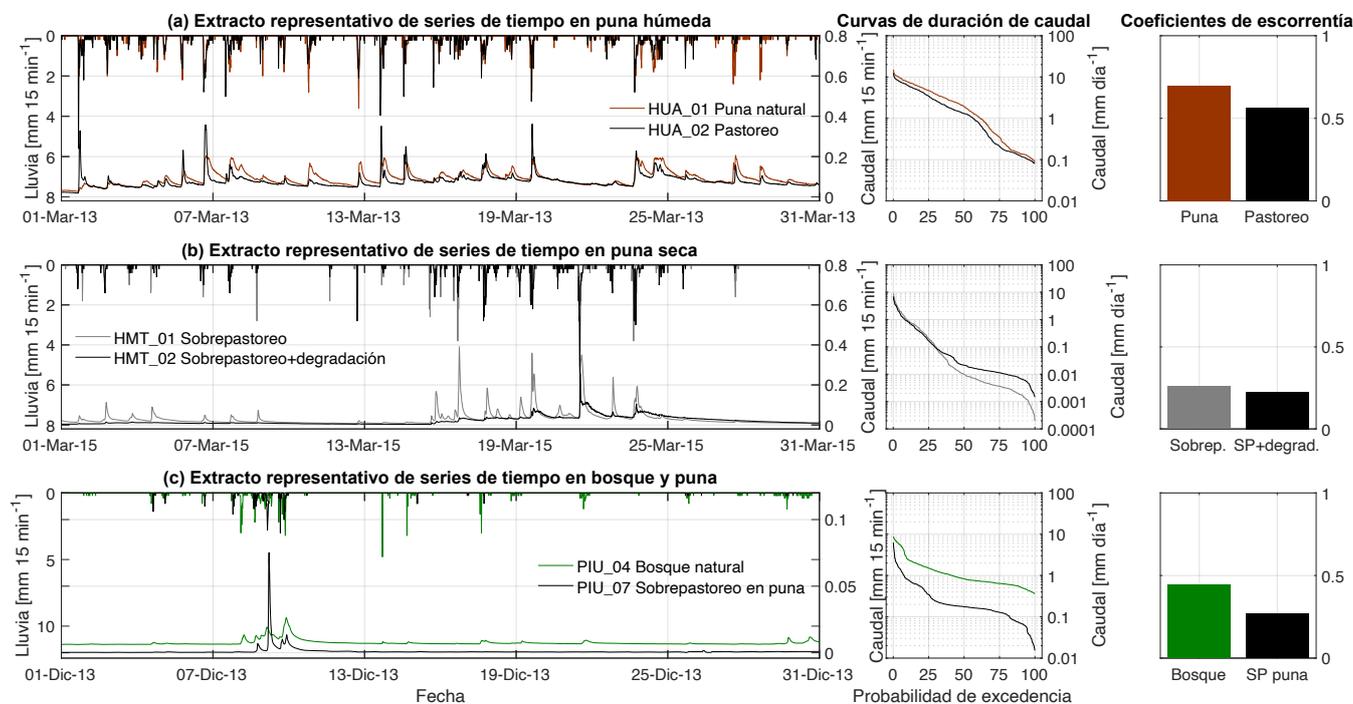


Figura 7. Impacto del pastoreo de ganado en la respuesta hidrológica de la puna en condiciones de densidad (a) baja y (b) alta de animales y (c) con respecto a un bosque vecino. Las líneas de color representan las microcuencas naturales de referencia y las líneas negras sus pares. Las secciones de alta resolución de series temporales de treinta días presentan eventos de precipitación comparables y las respuestas de sus caudales correspondientes. Las curvas de duración de caudales y el rendimiento hídrico anual se agregaron durante los períodos completos monitoreados de la microcuenca.

Sin embargo, la gran mayoría de las cabeceras de cuenca en puna sufren sobrepastoreo y muestran respuestas hidrológicas visiblemente llamativas, similares a las de las microcuencas PIU_07 y HMT (Figura 7). Durante eventos de lluvia, los caudales son considerablemente inestables, con picos frecuentes por encima de 100 l s⁻¹ km⁻², que descienden rápidamente a caudales bajos por debajo de 1 l s⁻¹ km⁻² en un lapso de tiempo de unos cuantos días. Esta variación de la magnitud del caudal es aún más crítica, considerando la alta estacionalidad de la precipitación en la zona alta de la puna. Por ejemplo, en HMT_01, la relación Q_{max}/Q_{min} llegó a 46 250 durante el periodo monitoreado, y la pendiente de su FDC es muy pronunciada (R2FDC: 3.33). Si bien el régimen de caudal de HMT_02 parece estable durante la sección de la serie de tiempo mostrada, las observaciones de campo sugieren que el agua de los eventos de lluvia no se infiltra fácilmente en el suelo y se evapora de la superficie antes de llegar al curso de agua de la microcuenca. El rendimiento hídrico en estas punas afectadas con sobrepastoreo es considerablemente bajo, 173 mm año⁻¹ (RR = 0,27) en PIU_07, 168 mm

año⁻¹ (RR = 0,26) en HMT_01 y 138 mm año⁻¹ (RR = 0,23) en HMT_02.

Por último, el contraste de la respuesta hidrológica de los pastizales (JTU_02 y PIU_07) con microcuencas cercanas conservadas con cubierta forestal parcial (JTU_03 y PIU_04) muestra magnitudes de caudales promedio y altos de hasta seis veces menos y caudales bajos hasta catorce veces menos (Figuras 6 y 7). A pesar de que la QVAR y DLQ75 son mayores en los pastizales afectados que en sus pares, la R2FDC es muy baja en todos los casos (> 1,12) y la DHQ25 es menor. En las series temporales de alta resolución se observa una capacidad de regulación extraordinaria de las microcuencas naturales, por lo cual se reducen y retardan los caudales máximos cuando se producen lluvias y se mantienen caudales base importantes en ausencia de precipitación. Por el contrario, las microcuencas sometidas a sobrepastoreo reaccionan rápidamente a eventos de lluvia, impulsando el caudal a niveles máximos altos y bajando drásticamente nuevamente a caudales base completamente secos.



4. Discusión

4.1. El régimen hidrológico natural

Todas las microcuencas comparten un predominio de intensidades de precipitación bajas que son características de regiones altoandinas^(1, 46). Las intensidades medias para un intervalo de una hora se registran entre 0,5 y 2 mm h⁻¹. Estos niveles están por debajo de la capacidad de infiltración de los suelos, la cual generalmente fluctúa entre 10 y 20 mm h⁻¹ con una máxima de hasta 70 mm h⁻¹ en el páramo^(50, 81, 82). La ocurrencia de intensidades bajas ha sido confirmada por un estudio reciente, mediante el uso de un disdrómetro en una cuenca de páramo en el suroeste de Ecuador, donde el 50 % de la lluvia anual ocurre con intensidades inferiores a 2 mm h⁻¹ ⁽⁴⁶⁾.

Como resultado, el régimen hidrológico natural generalmente es una respuesta dominada por un caudal base, con ausencia destacada de picos agudos en los extremos superiores e inferiores máximos de las FDC (Figura 3). Esto también ha sido observado por Buytaert *et al.*⁽¹⁾ y Crespo *et al.*⁽⁸¹⁾ para regiones de páramos húmedos en el sur de Ecuador. No obstante, cuando dichos picos están presentes en la sección de caudales altos, esto podría representar las ocasiones en las que ocurre escorrentía superficial por exceso de saturación⁽³⁾. La estacionalidad claramente es un factor clave del régimen hidrológico en la puna, el cual contrasta enfáticamente con los regímenes de páramos más perennemente húmedos que sostienen caudales mayores durante períodos más cortos sin precipitación.

A pesar de que los RR naturales varían de 0,30 a 0,72, Padrón *et al.*⁽⁴⁶⁾ sostiene que los pluviómetros de balancín subestiman la magnitud de la

lluvia real en aproximadamente 15 % cuando la precipitación se presenta como eventos de baja intensidad, lo cual puede dar lugar a una sobreestimación del RR. Aún así, los resultados generales contrastan con la idea engañosa de que las punas son naturalmente menos eficientes que las cuencas de páramo en su rendimiento hídrico. Nuestros resultados muestran que la menor producción de caudal percibida en las punas es en su mayor parte resultado de un aporte de precipitación también menor y de una mayor estacionalidad de la precipitación. Otros efectos de la estacionalidad se indican a través de índices de duración en la Tabla II. En las cuencas naturales, DLQ75 y DHQ25 son las más bajas en la jalca y las más altas en la puna, en contraste con el comportamiento amortiguado de las cuencas de páramo.

Con base en nuestros resultados, es claro que, además del régimen de precipitación, diversos factores, tales como los tipos de vegetación, los suelos, la geología y la topografía, incrementarían la heterogeneidad de las respuestas hidrológicas de las cuencas andinas. Por ejemplo, el rendimiento hídrico particularmente bajo de la JTU y LLO (RR < 0.37) podría estar relacionado con rutas de caudales preferenciales de agua subsuperficial y agua subterránea, probablemente incrementados por infiltraciones en el suelo en sus perfiles de suelo más profundos⁽¹⁾. Estos resultados pueden respaldar investigaciones previas acerca de la ocurrencia de caudal de agua subterránea en los páramos húmedos del norte de Ecuador⁽⁵²⁾, a pesar de que esto no es común en las otras microcuencas estudiadas y requiere de investigación más específica.

4.2. Los impactos del cambio en el uso del suelo

El impacto de los cultivos sobre la capacidad de regulación hidrológica de las microcuencas tiende a ser mayor que sobre el rendimiento hídrico. El incremento en la pendiente de las FDC en el páramo y la puna cultivados concuerdan con una pérdida de la regulación hidrológica de alrededor de 40 % reportado por Buytaert *et al.*⁽³⁾ y Crespo *et al.*⁽²⁵⁾. Buytaert *et al.*^(51, 50, 3) atribuyeron este efecto a un cambio de caudales base a caudales máximos debido al incremento en la conductividad hidráulica de los suelos sujetos a cultivo, y especialmente a la introducción de canales de drenaje artificiales y mecanismos que incrementan el drenaje en microcuencas cultivadas. Adicionalmente, se tiene conocimiento de que la exposición del suelo a la radiación y los efectos de secado del viento inducen hidrofobia⁽⁸⁵⁾. Otros estudios sobre parcelas de cultivo realizados en páramos secos de Venezuela⁽¹⁵⁾ y páramos secos de Colombia⁽⁸⁶⁾ informaron reducciones en la capacidad de almacenamiento de agua de los suelos e índices importantes de evapotranspiración que controlan el balance de agua.

Los efectos se pueden intensificar cuando las tierras cultivadas son abandonadas después de algunos ciclos de cultivo y se tornan susceptibles a procesos de degradación. La respuesta lluvia-escorrentía en microcuencas con suelos degradados también es con frecuencia más rápida y mayor que en ecosistemas naturales, a pesar de que la diferencia es altamente variable. Por ejemplo, usando diagramas de lluvia simulada con diferente cobertura de vegetación en el páramo húmedo, Molina *et al.*⁽¹⁷⁾ informaron de un porcentaje de escorrentía superficial entre 4 % y 100 %, con un promedio de 47 %, el cual es mucho más alto que en tierras cultivables o ecosistemas naturales. No existen informes de experimentos en cuencas pares en tierras degradadas en esta región, pero los registros de caudal a largo plazo en otras áreas degradadas

ofrecen evidencia de un incremento del caudal base después de una rehabilitación a gran escala⁽⁹²⁾. Además, las observaciones de campo reportan un incremento sustancial en la producción de sedimentos que afecta la calidad del agua, lo cual generalmente es una excepción en pastizales andinos naturales⁽²⁵⁾.

La plantación forestal de especies exóticas en esta región, como el pino, afecta considerablemente la retención de agua en el suelo, el rendimiento hídrico y la respuesta hidrológica. La severa reducción de caudal después de la forestación con pino en pastizales andinos naturales se atribuye a la mayor evapotranspiración de agua por los árboles y la interceptación de agua en el dósel. Esto concuerda con otros estudios que informan de regiones bajo patrones de lluvia moderados a altos (véase, por ejemplo, una revisión exhaustiva de estudios comparables citados en Farley *et al.*⁽⁸⁷⁾ y Buytaert *et al.*⁽³⁾). La magnitud particular de estos impactos en cada bioma puede depender de los volúmenes de precipitación locales y la mayor evapotranspiración potencial que favorece un mayor consumo de agua (Tabla II). Sin embargo, las tendencias similares en los efectos observados a través de biomas claramente reflejan la respuesta esperada de pastizales andinos sujetos a intervenciones de forestación intensiva (por ejemplo, 1000 tallos ha⁻¹ ⁽³⁾).

Del mismo modo, la respuesta amortiguada de caudal de todas las microcuencas forestadas mostradas en la Figura 5 concuerda con la ausencia de caudales máximos informados por Crespo *et al.*^(25, 81). Una diferencia de este tipo, con respecto a microcuencas naturales de respuesta más rápida, probablemente se produce debido a un incremento de la infiltración en el suelo causado por las raíces de los árboles. Así mismo, de acuerdo con Crespo *et al.*⁽²⁵⁾ el contenido de agua

en el suelo es menor en plantaciones de pinos ubicados cerca de la zona de las raíces, lo cual produce una descomposición acelerada del material orgánico, alterando con ello la característica de regulación normal de las cuencas andinas. Adicionalmente, los caudales bajos se pueden reducir hasta en 66 %⁽³⁾, pero la forma en que se desplaza el agua a través del ecosistema permanece inalterada⁽⁶¹⁾. El posible potencial de control de inundaciones de las plantaciones de pino aún es materia de debate^(29, 10, 93).

Faltan estudios específicos acerca de los efectos de las plantaciones de eucaliptos en la hidrología andina, pero se pueden esperar efectos similares. En una evaluación global, Farley *et al.*⁽⁶⁷⁾ hallaron que el eucalipto ocasionó impactos más graves que otras especies de árboles en pastizales forestados y especialmente con caudales bajos. Del mismo modo, Inbar y Llerena⁽⁶⁹⁾ indicaron que una puna forestada de diez años de antigüedad en el centro de Perú generó más escorrentía superficial y producción de sedimentos que cualquier otra área vegetada en sus estudios. Adicionalmente, el rol aparente en la prevención de la erosión del suelo es menor, comparado con terrazas antiguas^(90, 16). Si bien los impactos de la forestación en las microcuencas naturales son en su mayoría negativos, la mejora en la infiltración del suelo podría adaptarse extensamente y aprovecharse para recuperar tierras degradadas, mediante la identificación de zonas con posibilidad de controlar y evitar procesos erosivos intensos. El consenso general es que el caudal durante la estación seca en microcuencas reforestadas depende de una 'compensación' entre la infiltración del suelo mejorada por las raíces forestales y el almacenamiento de agua en el suelo consumido por la vegetación⁽⁹²⁾. Ferraz *et al.*⁽⁹⁴⁾ encontraron que los mosaicos de plantaciones que incluyen especies nativas pueden ayudar a estabilizar los caudales en contraste con aquellas plantaciones dominadas por especies exóticas. Bonnesoeur *et al.*⁽¹⁰⁾ reportaron recientemente la revisión más exhaustiva a la fecha sobre los impactos de la forestación y de los bosques sobre el agua y los suelos de cuencas andinas.

Los impactos del pastoreo dependen de la densidad de animales en la misma medida que de la fisiografía de la microcuenca y de las características del suelo. La rapidez de respuesta en las microcuencas sujetas a pastoreo observada en las series de tiempo de alta resolución se

atribuye principalmente a una compactación agresiva del suelo, según informa Díaz y Paz⁽⁸⁶⁾, Quichimbo⁽⁸⁴⁾ y Crespo *et al.*⁽²⁵⁾, lo cual afecta la regulación hidrológica. Quichimbo⁽⁸⁴⁾ observó un incremento en la densidad aparente del suelo, de 0,40 a 0,64 g cm⁻³ en el páramo húmedo de Ecuador, mientras que Díaz y Paz⁽⁸⁶⁾ observaron incrementos de 0,20 a 0,41 g cm⁻³ con baja densidad de ganado (<0,1 cabeza ha⁻¹) y a 0,86 g cm⁻³ con alta densidad de ganado (>0,5 cabeza ha⁻¹) en el páramo húmedo de Colombia. Estos autores también reportaron una disminución de las conductividades hidráulicas del suelo, por ejemplo, cambios que fluctúan entre 61 y 73 mm h⁻¹ a 15 y 18 mm h⁻¹ en condiciones de sobrepastoreo. En estudios previos, ha surgido la dificultad de identificar cambios en el rendimiento hídrico y la regulación de microcuencas usando índices agregados y FDC. A pesar de que Crespo *et al.*⁽²⁵⁾ informaron sobre un incremento en la densidad aparente del suelo de hasta 0,99 g cm⁻³, el rendimiento hídrico fue alrededor de 15 % menor y la evapotranspiración fue de 24 % mayor en tierras sujetas a pastoreo que en el páramo húmedo natural del sur de Ecuador. Con base en una comparación de FDC, informaron que el pastoreo del ganado con quema anual no pareció afectar la respuesta hidrológica, principalmente debido a la baja densidad de animales, mientras que el rendimiento hídrico se redujo ligeramente. Posteriormente, Crespo *et al.*⁽⁸¹⁾ reconocieron que los efectos del pastoreo, comparados con los ecosistemas naturales, son imperceptibles en la forma de la FDC.

Por último, los menores volúmenes de precipitación y la alta estacionalidad en las punas, sus perfiles de suelo más angostos⁽⁶²⁾ y su topografía más accidentada profundizan los impactos del pastoreo, aún cuando la densidad de animales es baja. Esto amplifica la pérdida de la cobertura vegetal y la pérdida de suelo orgánico, lo cual da como resultado un detrimento sustancial de la regulación hidrológica en las cuencas. El pastoreo de ganado también afecta la calidad del agua mediante el incremento de sedimentos suspendidos y concentraciones de coliformes⁽⁸³⁾. Esto es particularmente relevante cuando el agua se usa aguas abajo, por ejemplo, para el consumo humano con tratamiento mínimo. En general, el sobrepastoreo, especialmente en la puna, se puede considerar como el uso del suelo de mayor impacto sobre la hidrología de las cuencas andinas.

CONCLUSIONES:

A pesar de la importancia de los ecosistemas andinos como principales fuentes de agua, la falta de conocimiento acerca de su hidrología aún es considerable, lo cual se ve exacerbado por los altos gradientes espaciales y temporales y la variabilidad en sus condiciones geográficas e hidrometeorológicas. La ausencia de datos de monitoreo de buena calidad, alta resolución y de largo plazo se puede superar con información generada por sistemas de monitoreo policéntricos y participativos novedosos, tales como iMHEA. Este documento tiene el propósito de usar dichos datos para caracterizar regionalmente el régimen hidrológico natural de cuencas andinas y los impactos del uso del suelo en sus respuestas hidrológicas.

El análisis revela características climáticas muy diversas que generan una amplia gama de respuestas dentro de microcuencas naturales. El páramo y la jalca húmeda de Ecuador y el norte de Perú son generalmente y perennemente húmedos o poco estacionales, y presentan una respuesta hidrológica altamente amortiguada. Por otro lado, las punas más secas del sur de Perú y Bolivia son altamente estacionales y presentan mayor variabilidad de lluvias que controlan su comportamiento hidrológico. No obstante, características similares se asocian a tres biomas en condiciones naturales: una respuesta dominada por caudales base y un mayor rendimiento hídrico.

En consecuencia, los impactos del uso del suelo son altamente diversos y se debe considerar la magnitud de dichos cambios junto con la vegetación original y de reemplazo, las propiedades del suelo y los cambios en este, así como el patrón del clima dominante. Hallamos tendencias regionalmente consistentes en dichos impactos, lo cual da lugar a un incremento de la variabilidad del caudal y a una disminución de la capacidad de regulación hidrológica y del rendimiento hídrico de las cuencas, independientemente de las propiedades hidrológicas del bioma original. Por un lado, el cultivo y la forestación con especies exóticas claramente afectan todo el rango de volúmenes de caudal, en particular caudales bajos. Por otro lado, los impactos del pastoreo dependen de la densidad animal y de las características fisiográficas y del suelo de la microcuenca. Si bien estos impactos pueden pasar desapercibidos en la distribución de caudales en general, el pastoreo tiene el mayor impacto en la regulación hidrológica de las cuencas andinas, lo cual se puede observar usando series temporales de alta resolución.

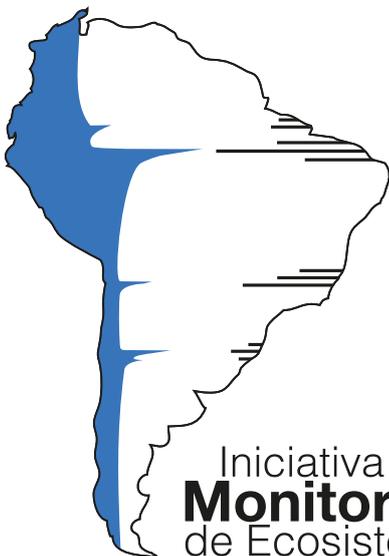
A pesar de que este análisis se centra en la disponibilidad del agua superficial, los cambios de cobertura y uso del suelo también afectan a otros procesos, como a los flujos de nutrientes o a la calidad del agua, e interactúan con elementos hidrológicos subsuperficiales. Los últimos esfuerzos de iMHEA están dirigidos a abordar algunos de estos asuntos, como la caracterización de controles de erosión y el transporte de sedimentos, el monitoreo de los componentes clave de la calidad del agua para usuarios aguas abajo y el uso de trazadores en el flujo de aguas subterráneas y aguas subsuperficiales.

CONTRIBUCIONES DE LOS AUTORES:

BOT y WB dirigieron la redacción y el desarrollo del artículo. RC, PC, MV, CL, LA y MG contribuyeron a la descripción y el análisis de los casos de estudio. BOT, WB, BDB, RC, PC y LA dirigieron la concepción y el diseño de la red de monitoreo. BOT, MV, MG, JG, PF, DO, PV, GR y SA establecieron las microcuencas experimentales y recolectaron y organizaron los datos. BOT procesó los datos. Todos los autores contribuyeron al desarrollo de ideas y al proceso de reflexión. También reconocemos el apoyo al trabajo de campo y los aportes de Katya Pérez, Javier Antiporta, Juan Diego Bardales, y Lesly Barriga de CONDESAN. Esta traducción fue posible gracias al trabajo de Gloria Cabrejos Koo. La corrección de estilo fue realizada por Luis Rodríguez Pastor. La revisión estuvo a cargo de Doris Mejía y Gabriel Rojas de Forest Trends. La producción a cargo de Gabriel Rojas de Forest Trends. Asimismo, fue revisada por los socios iMHEA Bert De Bièvre, Javier Antiporta, Dimas Olaya, y Boris Ochoa-Tocachi.

AGRADECIMIENTOS:

Agradecemos especialmente a las personas de las comunidades andinas y a sus autoridades por brindar su importante y constante consentimiento y apoyar nuestro trabajo de campo. Los autores agradecen a todos los socios de la Iniciativa Regional de Monitoreo Hidrológico de Ecosistemas Andinos (iMHEA, <http://imhea.org>) por su colaboración y contribuciones sustanciales. Agradecemos particularmente a FONAG, NCI, APECO, The Mountain Institute, LHUMSS y CONDESAN, que proporcionaron los datos para este estudio. BOT fue financiado por una Beca Presidente del Imperial College London para PhD y por el Natural Environment Research Council del Reino Unido (código NE/L002515/1) 'Science and Solutions for a Changing Planet DTP'. El trabajo de campo fue financiado por iMHEA a través de CONDESAN, Imperial College London y otros socios iMHEA. WB reconoce el financiamiento del Natural Environment Research Council del Reino Unido (códigos NE/I004017/1 y NE- K010239-1). MV agradece a IRD y EPN por su participación a través de LMI GREATICE. Los autores desean agradecer a los revisores anónimos que aportaron comentarios valiosos para mejorar este manuscrito.



La iMHEA es una red de instituciones interesadas en incrementar y fortalecer el conocimiento sobre la hidrología de los ecosistemas andinos para mejorar la toma de decisiones en torno a la gestión sostenible de los recursos hídricos y los servicios ecosistémicos en la región. Actualmente, la iMHEA cubre sitios de monitoreo en Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú, y Bolivia. Su sede se encuentra en las oficinas de FONAG en Quito, Ecuador, y de CONDESAN en Lima, Perú.

REFERENCIAS

1. Buytaert W, Celleri R, De Bièvre B, Cisneros F, Wyseure G, Deckers J, Hofstede R. 2006a. Human impact on the hydrology of the Andean páramos. *Earth-Science Reviews* 79(1–2): 53–72. DOI:10.1016/j.earscirev.2006.06.002
2. Roa-García MC, Brown S, Schreier H, Lavkulich LM. 2011. The role of land use and soils in regulating water flow in small headwater catchments of the Andes. *Water Resources Research* 47: W05510. DOI:10.1029/2010WR009582
3. Buytaert W, Iñiguez V, De Bièvre B. 2007. The effects of afforestation and cultivation on water yield in the Andean páramo. *Forest Ecology and Management* 251(1–2): 22–30. DOI:10.1016/j.foreco.2007.06.035
4. Bradley RS, Vuille M, Diaz HF, Vergara W. 2006. Climate change. Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science* 312(5781): 1755–6. DOI:10.1126/science.1128087
5. Buytaert W, Moulds S, Acosta L, De Bièvre B, Olmos C, Villacis M, Tovar C, and Verbist K. (2017). Glacial melt content of water use in the tropical Andes. *Environmental Research Letters*, 12(11):114014.
6. Bradshaw CJA, Sodhi NS, Peh KS-H, Brook BW. 2007. Global evidence that deforestation amplifies flood risk and severity in the developing world. *Global Change Biology* 13(11): 2379–2395. DOI:10.1111/j.1365-2486.2007.01446.x
7. Zulkafli Z, Buytaert W, Manz B, Rosas C, V, Willems P, Lavado-Casimiro W, Guyot J-L, and Santini W. (2016). Projected increases in the annual flood pulse of the Western Amazon. *Environmental Research Letters*, 11(1):014013.
8. Buytaert W, De Bièvre B. 2012. Water for cities: the impact of climate change and demographic growth in the tropical Andes. *Water Resources Research* 48(W08503): DOI:10.1029/2011WR011755
9. Zogheib C, Ochoa-Tocachi B, F. Paul, J. D. Hannah, D. M., Clark, J., and Buytaert W. (2018). Exploring a water data, evidence, and governance theory. *Water Security*, 4-5: 19–25.
10. Bonnefleur V, Locatelli B, Guariguata M, R. Ochoa-Tocachi B, F. Vanacker V, Mao Z, Stokes A, and Mathez-Stiefel S-L. (2019). Impacts of forests and forestation on hydrological services in the Andes: A systematic review. *Forest Ecology and Management*, 433:569–584.
11. Bruhns KO. 1994. *Ancient South America*. Cambridge University Press: Cambridge, New York.
12. White S, Maldonado F. 1991. The use and conservation of national resources in the Andes of southern Ecuador. *Mountain Research and Development* 11: 37–55. DOI:10.2307/3673526
13. Molina A, Vanacker V, Brisson E, Mora D, Balthazar V. 2015. Multidecadal change in streamflow associated with anthropogenic disturbances in the tropical Andes. *Hydrology and Earth System Sciences* 19: 4201–4213. DOI:10.5194/hess-19-4201-2015
14. Etter A, van Wyngaarden W. 2000. Patterns of landscape transformation in Colombia, with emphasis in the Andean region. *Ambio* 29: 432–439. DOI:10.1579/0044-7447-29.7.432
15. Sarmiento L. 2000. Water balance and soil loss under long fallow agriculture in the Venezuelan Andes. *Mountain Research and Development* 20(3): 246–253. DOI:10.1659/0276-4741(2000)020[0246:WBASLU]2.0.CO;2
16. Harden CP. 2006. Human impacts on headwater fluvial systems in the northern and central Andes. *Geomorphology* 79: 249–263. DOI:10.1016/j.geomorph.2006.06.021
17. Molina A, Govers G, Vanacker V, Poesen J, Zeelmaekers E, Cisneros F. 2007. Runoff generation in a degraded Andean ecosystem: interaction of vegetation cover and land use. *Catena* 71: 357–370. DOI:10.1016/j.catena.2007.04.002
18. Farley K, Kelly E, Hofstede R. 2004. Soil organic carbon and water retention after conversion of grasslands to pine plantations in the Ecuadorian Andes. *Ecosystems* 7: 729–739. DOI:10.1007/s10021-004-0047-5
19. Tobón C. 2009. Los Bosques Andinos y el Agua. In *Serie investigación y sistematización #4. INTERCOOPERATION & CONDESAN*, Quito, Ecuador: Programa Regional ECOBONA.
20. Hofstede RGM, Groenendijk JP, Coppus R, Fehse JC, Sevink J. 2002. Impact of pine plantations on soils and vegetation in the Ecuadorian high Andes. *Mountain Research and Development* 22: 159–167. DOI:10.1659/0276-4741(2002)022[0159:OPPOSJ]2.0.CO;2
21. Celleri R, Feyen J. 2009. The hydrology of tropical Andean ecosystems: importance, knowledge status, and perspectives. *Mountain Research and Development* 29(4): 350–355. DOI:10.1659/mrd.00007
22. Fekete B, Vörösmarty C. 2007. The current status of global river discharge monitoring and potential new technologies complementing traditional discharge measurements. In *Predictions in Ungauged Basins: PUBKick-off volume 309*. International Association of Hydrological Sciences: Brasilia, Brasil; 129–136
23. Wohl E, Barros A, Brunzell N, Chappell N, Coe M, Giambelluca T, Goldsmith S, Harmon R, Hendrickx JM, Juvik J, McDonnell J, Ogden F. 2012. The hydrology of the humid tropics. *Nature Climate Change* 2(9): 655–662. DOI:10.1038/NCLIMATE1556
24. Celleri R, Buytaert W, De Bièvre B, Tobón C, Crespo P, Molina J, Feyen J. 2010. Understanding the hydrology of tropical Andean ecosystems through an Andean Network of Basins. *IAHSAISH Publication* 336: 209–212. DOI:10.13140/2.1.4187.3608
25. Crespo P, Celleri R, Buytaert W, Feyen J, Iñiguez V, Borja P, De Bièvre B, Cuenca U. 2010. Land use change impacts on the hydrology of wet Andean páramo ecosystems. *IAHS-AISH Publication* 336: 71–76.
26. Asquith N, Wunder S. 2008. *Payments for Watershed Services: The Bellagio Conversations*. Fundación Natura Bolivia: Santa Cruz, Bolivia. Beck HE, Bruijnzeel LAS, van Dijk AJM, McVicar TR, Scatena FN, Schellekens J. 2013. The impact of forest regeneration on streamflow in 12 mesoscale humid tropical catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* 17(7): 2613–2635. DOI:10.5194/hess-17-2613-2013
27. Tallis H, Polasky S. 2009. Mapping and valuing ecosystem services as an approach for conservation and natural-resource management. *Annals of the New York Academy of Sciences* 1162: 265–283. DOI:10.1111/j.1749-6632.2009.04152.x
28. Garzón A. 2010. Estado de la acción acerca de los mecanismos de financiamiento de la protección o recuperación de servicios ambientales hidrológicos generados en los Andes. In *Servicios Ambientales Hidrológicos en la Región Andina*, Quintero M (ed). CONDESAN & Instituto de Estudios Peruanos: Lima, Perú; 47–89.
29. Celleri R. 2010. Estado del conocimiento técnico científico sobre los servicios ambientales hidrológicos generados en los Andes. In *Servicios Ambientales Hidrológicos en la Región Andina*, Quintero M (ed). CONDESAN & Instituto de Estudios Peruanos: Lima, Perú; 45–85.
30. Ochoa-Tocachi B, F. Buytaert W, Antiporta J, Acosta L, Bardales J, J. D., Celleri R, Crespo P, Fuentes P, Gil-Ríos J, Gualpa M, Llerena C, Olaya D, Pardo P, Rojas G, Villacis M, Villazón M, Viñas P, and De Bièvre B. (2018). High-resolution hydrometeorological data from a network of headwater catchments in the tropical Andes. *Scientific Data*, 5:180080.
31. Bruijnzeel LA. 2004. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? *Agriculture, Ecosystems and Environment* 104: 185–228. DOI:10.1016/j.agee.2004.01.015
32. Crespo P, Bücker A, Feyen J, Vaché KB, Frede H-G, Breuer L. 2012. Preliminary evaluation of the runoff processes in a remote montane cloud forest basin using mixing model analysis and mean transit time. *Hydrological Processes* 26(25): 3896–3910. DOI:10.1002/hyp.8382
33. Vuille M, Bradley RS, Keimig F. 2000. Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research* 105: 12447–12460. DOI:10.1029/2000JD900134
34. Bendix J, Rollenbeck R, Reudenbach C. 2006. Diurnal patterns of rainfall in a tropical Andean valley of southern Ecuador as seen by a vertically pointing K-band Doppler radar. *International Journal of Climatology* 26(6): 829–846. DOI:10.1002/joc.1267
35. Mora D, Willems P. 2012. Decadal oscillations in rainfall and air temperature in the Paute River Basin—Southern Andes of Ecuador. *Theoretical and Applied Climatology* 108(1): 267–282. DOI:10.1007/s00704-011-0527-4
36. Manz B, Buytaert W, Zulkafli Z, Lavado W, Willems B, Robles L, A., and Rodríguez-Sánchez J. P. (2016). High-resolution satellite-gauge merged precipitation climatologies of the Tropical Andes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(3): 1190–1207.
37. Ochoa-Tocachi B, F. Buytaert W, and De Bièvre B. (2016b). Regionalization of land-use impacts on streamflow using a network of paired catchments. *Water Resources Research*, 52(9):6710–6729.
38. Cuesta F, Peralvo M, Valarezo N. 2009. Los bosques montaños de los Andes Tropicales. Una evaluación regional de su estado de conservación y de su vulnerabilidad a efectos del cambio climático. *Serie investigación y sistematización #5. Programa Regional ECOBONA – INTERCOOPERATION*, Quito, Ecuador.
39. Josse C, Cuesta F, Navarro G, Barrera V, Cabrera E, Chacón-Moreno E, Ferreira W, Peralvo M, Saito J, Tovar A. 2009. *Atlas de los Andes del Norte y Centro*. Bolivia, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela. Secretaría General de la Comunidad Andina, Programa Regional ECOBONA, CONDESAN, Proyecto Páramo Andino, Programa BioAndes, EcoCiencia, NatureServe, LTA-UNALM, IAvH, ICAE- ULA, CDC-UNALM, RUMBOL SRL, Lima, Perú.
40. Sánchez-Vega I, Dillon MO. 2006. Jalcas. In *Botánica Económica de los Andes Centrales*, Morales M, Øilgaard B, Kvist LP, Borchsenius F, Balslev H (eds). Universidad Mayor de San Andrés: La Paz, Bolivia; 77–90
41. Young, K. R., Ponette-González A, G., Polk, M. H., and Lipton, J. K. (2017). Snowlines and Treelines in the Tropical Andes. *Annals of the American Association of Geographers*, 107(2):429–440.
42. Soruco A, Vincent C, Rabatel A, Francou B, Thibert E, Sicart JE, Condom T. 2015. Contribution of glacier runoff to water resources of La Paz city, Bolivia (16° S). *Annals of Glaciology* 56(70): 147–154. DOI:10.3189/2015AoG70A001
43. Viviroli D, Dürr HH, Messerli B, Meybeck M, Weingartner R. 2007. Mountains of the world, water towers for humanity: typology, mapping, and global significance. *Water Resources Research* 43: W07447. DOI:10.1029/2006WR005653
44. Córdova M, Carrillo-Rojas G, Crespo P, Wilcox B, Celleri R. 2015. Evaluation of the Penman-Monteith (FAO 56PM) method for calculating reference evapotranspiration using limited data. *Mountain Research and Development* 35(3): 230–239. DOI:10.1659/MRD-JOURNAL-D-14-0024.1
45. Luteyn JL. 1992. *Páramos: why study them?* In *Páramo: An Andean Ecosystem Under Human Influence*, Balslev H, Luteyn JL (eds). Academic Press: London; 1–14.
46. Padrón R, Wilcox B, Crespo P, Celleri R. 2015. Rainfall in the Andean Páramo: new insights from high-resolution monitoring in Southern Ecuador. *Journal of Hydrometeorology* 16: 985–996. DOI:10.1175/JHM-D-14-0135.1 Pryet A, Domínguez C, Fuente Tomai P, Chaumont C, d'Ozouville

- N.Villacis M, Violette S. 2012. Quantification of cloud water interception along the windward slope of Santa Cruz Island, Galapagos (Ecuador). *Agricultural and Forest Meteorology* 161: 94–106. DOI:10.1016/j.agrformet.2012.03.018
47. Célleri R, Willems P, Buytaert W, Feyen J. 2007. Space-time rainfall variability in the Paute Basin, Ecuadorian Andes. *Hydrological Processes* 21: 3316–3327. DOI:10.1002/hyp.6575
 48. Carrillo-Rojas, G., Silva, B., Córdova, M., Célleri, R., and Bendix, J. (2016). Dynamic mapping of evapotranspiration using an energy balance-based model over an andean páramo catchment of southern Ecuador. *Remote Sensing*, 8(2).
 49. Carrillo-Rojas, G., Silva, B., Rollenbeck, R., Célleri, R., and Bendix, J. (2019). The breathing of the Andean highlands: Net ecosystem exchange and evapotranspiration over the páramo of southern Ecuador. *Agricultural and Forest Meteorology*, 265:30–47.
 50. Buytaert W, De Bièvre B, Wyseure G, Deckers J. 2005. The effect of land use changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in south Ecuador. *Hydrological Processes* 19: 3985–3997. DOI:10.1002/hyp.5867
 51. Buytaert W, De Bièvre B, Wyseure G, Deckers J. 2004. The use of the linear reservoir concept to quantify the impact of changes in land use on the hydrology of catchments in the Andes. *Hydrology and Earth System Sciences* 8(1): 108–114. DOI:10.5194/hess-8-108-2004
 52. Favier V, Coudrain A, Cadier E, Francou B, Ayabaca E, Maisincho L, Praderio E, Villacis M, Vignon P. 2008. Evidence of groundwater flow on Antizana ice-covered volcano, Ecuador. *Hydrological Sciences Journal* 53(1): 278–291. DOI:10.1623/hysj.53.1.278
 53. Mosquera G, Lazo P, Célleri R, Wilcox B, Crespo P. 2015. Runoff from tropical alpine grasslands increases with areal extent of wetlands. *Catena* 125: 120–128. DOI:10.1016/j.catena.2014.10.010
 54. Buytaert W, Beven K. 2011. Models as multiple working hypotheses: hydrological simulation of tropical alpine wetlands. *Hydrological Processes* 25(11): 1784–1799. DOI:10.1002/hyp.7936
 55. Ochoa-Sánchez, A., Crespo, P., and Célleri, R. (2018). Quantification of rainfall interception in the high Andean tussock grasslands. *Ecology*, 99(3):1–11.
 56. Cárdenas, M. F., Tobón, C., and Buytaert, W. (2017). Contribution of occult precipitation to the water balance of páramo ecosystems in the Colombian Andes. *Hydrological Processes*, 31(24):4440–4449.
 57. Ochoa-Tocachi, B. F., Buytaert, W., and De Bièvre, B. (2017). Participatory Monitoring of the Impact of Watershed Interventions in the Tropical Andes. In Rivera, D.A., Godoy-Faundez, A., and Lillo Saavedra, M., editors, *Andean Hydrology*, chapter 6, pages 127–163. CRC Press Taylor and Francis Group, Portland, United States.
 58. Buytaert W, Zulkafli Z, Grainger S, Acosta L, Alemie T, Bastiaensen J, De Bièvre B, Bhusal J, Clark J, Dewulf A, Foggini M, Hannah D, Hergarten C, Isaeva A, Karpouzoglou T, Pandeya B, Paudel D, Sharma K, Steenhuis T, Tilahun S, VanHecken G, Zhumanova M. 2014. Citizen science in hydrology and water resources: opportunities for knowledge generation, ecosystem service management, and sustainable development. *Frontiers in Earth Science* 2(26): 1–21. DOI:10.3389/feart.2014.00026
 59. Ashagier AG, Laat PJMD, Wit MJMD, Tu M, Uhlenbrook S. 2006. Detecting the influence of land use changes on discharges and floods in the Meuse River Basin – The predictive power of a ninety-year rainfall-runoff relation? *Hydrology and Earth System Sciences* 10: 691–701. DOI:10.5194/hess-10-691-2006
 60. Bulygina N, McIntyre N, Wheeler H. 2009. Conditioning rainfall-runoff model parameters for ungauged catchments and land management impacts analysis. *Hydrology and Earth System Sciences* 13: 893–904. DOI:10.5194/hess-13-893-2009
 61. McIntyre N, Ballard C, Bruen M, Bulygina N, Buytaert W, Cluckie I, Dunn S, Ehret U, Ewen J, Gelfan A, Hess T, Hughes D, Jackson B, Kjeldsen T, Merz R, Park J-S, O'Connell E, O'Donnell G, Oudin L, Todini E, Wagener T, Wheeler H. 2014. Modelling the hydrological impacts of rural land use change. *Hydrology Research* 45(6): 737–754. DOI:10.2166/nh.2013.145
 62. Lörup JK, Refsgaard JC, Mazvimavi D. 1998. Assessing the effect of land use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling: case studies from Zimbabwe. *Journal of Hydrology* 205(3–4): 147–163. DOI:10.1016/S0168-1176(97)00311-9
 63. Bosch JM, Hewlett JD. 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 55: 3–23. DOI:10.1016/0022-1694(82)90117-2
 64. Thomas R, Megahan W. 1998. Peak flow responses to clear-cutting and roads in small and large basins, Western Cascades, Oregon: a second opinion. *Water Resources Research* 34(12): 3393–3403. DOI:10.1029/98WR02500
 65. Beven K. 2000. Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences* 4(2): 203–213. DOI:10.5194/hess-4-203-2000
 66. Buytaert W, Beven K. 2009. Regionalization as a learning process. *Water Resources Research* 45: W11419. DOI:10.1029/2008WR007359
 67. Singh R, Wagener T, van Werkhoven K, Mann ME, Crane R. 2011. A trading-space-for-time approach to probabilistic continuous streamflow predictions in a changing climate – accounting for changing watershed behavior. *Hydrology and Earth System Sciences* 15(11): 3591–3603. DOI:10.5194/hess-15-3591-2011
 68. Sivapalan M, Yeager MA, Harman CJ, Xu X, Troch PA. 2011. Functional model of water balance variability at the catchment scale: I. Evidence of hydrologic similarity and space-time symmetry. *Water Resources Research* 47: W02522. DOI:10.5194/hess-15-3591-2011
 69. Buytaert W, Célleri R, Willems P, De Bièvre B, Wyseure G. 2006b. Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: a case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology* 329(3–4): 413–421. DOI:10.1016/j.jhydrol.2006.02.031
 70. Hijmans RJ, Cameron SE, Parra JL, Jones PG, Jarvis A. 2005. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* 25(15): 1965–1978.
 71. Hargreaves GH, Samani ZA. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture* 1(2): 96–99.
 72. Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M. 1998. FAO irrigation and drainage paper no. 56. *Crop Evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements)*. Technical Report 56, Food and Agriculture Organization, Rome, Italy.
 73. Sadler EJ, Brusscher WJ. 1989. High-intensity rainfall rate determination from tipping-bucket rain gauge data. *Agronomy Journal* 81: 930–934. DOI:10.2134/agronj1989.00021962008100060016x
 74. Ciach G. 2003. Local random errors in tipping-bucket rain gauge measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 20: 752–759. DOI:10.1175/1520-0426(2003)20<752:LREITB>2.0.CO;2
 75. Wang J, Fisher BL, Wolff DB. 2008. Estimating rain rates from tipping-bucket rain gauge measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 25: 43–56. DOI:10.1175/2007JTECHA895.1
 76. Walsh R, Lawler D. 1981. Rainfall seasonality: description, spatial patterns and change through time. *Weather* 36(7): 201–208. DOI:10.1002/j.1477-8696.1981.tb05400.x
 77. USDI Bureau of Reclamation. 2001. *Water measurement manual*. Technical report, Water Resources Research Laboratory, US Department of the Interior.
 78. Olden JD, Poff NL. 2003. Redundancy and the choice of hydrologic indices for characterizing streamflow regimes. *River Research and Applications* 19(2): 101–121. DOI:10.1002/rra.700
 79. Yadav M, Wagener T, Gupta H. 2007. Regionalization of constraints on expected watershed response behavior for improved predictions in ungauged basins. *Advances in Water Resources* 30: 1756–1774. DOI:10.1016/j.advwatres.2007.01.005
 80. Bendix J. 2000. Precipitation dynamics in Ecuador and northern Peru during the 1991/92 El Niño: a remote sensing perspective. *International Journal of Remote Sensing* 21: 533–548. DOI:10.1080/014311600210731
 81. Crespo PJ, Feyen J, Buytaert W, Bückler 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* 407 (1–4): 164–174. DOI:10.1016/j.jhydrol.2011.07.021
 82. Carlos G, Munive R, Mallma T, Orihuela C. 2014. Evaluation of the infiltration rate in farm, forestry and grazing land in the Shullcas River's basin. *Apuntes de Ciencia & Sociedad* 04(01): 32–43.
 83. Roa-García CE, Brown S. 2009. Assessing water use and quality through youth participatory research in a rural Andean watershed. *Journal of Environmental Management* 90: 3040–3047. DOI:10.1016/j.jenvman.2009.04.014
 84. Quichimbo P. 2008. Efecto de la forestación sobre la vegetación y el suelo. Universidad de Cuenca, Cuenca, Ecuador: Civil Engineering BSc thesis
 85. Buytaert W, Deckers J, Dercon G, De Bièvre B, Poesen J, 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. DOI:10.1079/SUM2001107
 86. Díaz E, Paz L. 2002. Evaluación del régimen de humedad del suelo bajo diferentes usos, en los páramos Las Ánimas (Municipio de Silvia) y Piedra de León (Municipio de Sotará), Departamento del Cauca. Technical report, Fundación Universitaria de Popayán, Popayán, Colombia.
 87. Farley K, Jobbágy E, Jackson R. 2005. Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy. *Global Change Biology* 11: 1565–1576. DOI:10.1111/j.1365-2486.2005.01011.x
 88. Gringorten I. 1963. A plotting rule for extreme probability paper. *Journal of Geophysical Research* 68(3): 813–814. DOI:10.1029/JZ068i003p0813
 89. Inbar M, Llerena C. 2000. Erosion processes in high mountain agricultural terraces in Peru. *Mountain Research and Development* 20(1): 72–79. DOI:10.1659/0276-4741(2000)020[0072:EPHMA]2.0.CO;2
 90. Inbar M, Llerena C. 2004. Procesos de erosión en andenes agrícolas andinos en la cuenca del río Santa Eulalia, Lima, Perú. In *Conservación y Abandono de Andenes*, Llerena CA, Inbar M, Benavides MA (eds), Universidad Nacional Agraria La Molina: University of Haifa, Lima; 141–148.
 91. Pryet, A., Domínguez, C., Tomai, P.F., Chaumont, C., D'Ozouville, N., Villacis, M., and Violette, S. (2012). Quantification of cloud water interception along the windward slope of Santa Cruz Island, Galapagos (Ecuador). *Agricultural and Forest Meteorology*, 161:94–106.
 92. Beck, H. E., Bruijnzeel, L. a., M. Van Dijk, A. I., McVicar, T. R., Scatena, F. N., Schellekens, J., van Dijk, a. I. J. M., McVicar, T. R., Scatena, F. N., and Schellekens, J. (2013). The impact of forest regeneration on streamflow in 12 mesoscale humid tropical catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(7):2613–2635.
 93. Alila, Y., Kurás, P.K., Schnorbus, M., and Hudson, R. (2009). Forests and floods: A new paradigm sheds light on age-old controversies. *Water Resources Research*, 45(8):1–24.
 94. Ferraz, S. F., Lima, V. d. P., and Rodrigues, C. B. (2013). Managing forest plantation landscapes for water conservation. *Forest Ecology and Management*, 301:58–66.



Impactos del uso del suelo sobre la respuesta hidrológica de cuencas andinas

El proyecto Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica promueve la conservación, restauración y recuperación de los ecosistemas a nivel nacional, formando alianzas con organizaciones públicas y privadas para reducir los riesgos hídricos como sequías, inundaciones y contaminación del agua.

El proyecto es promovido y financiado por la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional (USAID) y el Gobierno de Canadá y ejecutado por Forest Trends, CONDESAN, la Sociedad Peruana de Derecho Ambiental (SDPA), EcoDecisión e investigadores del Imperial College London.

¿Cómo citar este documento?

Ochoa-Tocachi, B. F., Buytaert, W., De Bièvre, B., Célleri, R., Crespo, P., Villacís, M., Llerena, C. A., Acosta, L., Villazón, M., Gualpa, M., Gil-Ríos, J., Fuentes, P., Olaya, D., Viñas, P., Rojas, G., Arias, S. (2016) Impacts of land use on the hydrological response of tropical Andean catchments. *Hydrological Processes* 30: 4074-4089. doi:10.1002/hyp.10980.

Versión actualizada en: Ochoa-Tocachi, B. F. (2019) Participatory Hydrological Monitoring to Support Sustainable Water Resources Management, PhD Thesis, Imperial College London, Department of Civil and Environmental Engineering.

www.infraestructuranatural.pe



Canada



Imperial College
London



Esta publicación fue posible gracias al apoyo de la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional y el Gobierno de Canadá. Las opiniones expresadas en este documento son las del autor y no reflejan necesariamente las opiniones de la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional ni del Gobierno de Canadá.