



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

**Respuesta hidrológica de una cuenca de bosque húmedo
de montaña, centro de Veracruz, México**

TESIS

Que para obtener el grado de
Licenciada en Ciencias de la Tierra

PRESENTA

Alitzel Guzmán Huerta

Directora de Tesis:
Dra. Lyssette Elena Muñoz Villers

2017

Ciudad Universitaria, CDMX.





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

1. Datos del alumno
Guzmán
Huerta
Alitzel
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
309056151
2. Datos de la tutora
Dra.
Lyssette Elena
Muñoz
Villers
3. Datos del sinodal 1
Dr.
Lorenzo
Vázquez
Selem
4. Datos del sinodal 2
Dra.
Christina Désirée
Siebe
Grabach
5. Datos del sinodal 3
Dr. Juan
Cervantes
Pérez
6. Datos del sinodal 4
Dra.
Rosario de Lourdes
Romero
Centeno
7. Datos del trabajo escrito
Respuesta hidrológica de una cuenca de bosque húmedo de montaña, centro de
Veracruz, México.
54p.
2017

Río Los Gavilanes, Veracruz
Agosto, 2015



Agradecimientos

Dedicándose a las ciencias, solo hay que torturar a la naturaleza para que saque la sopa y nos diga la verdad de su esencia...

Zenón Cano

Agradecimientos que hicieron posible este trabajo:

Un agradecimiento al proyecto financiado por la NSF, EUA (No. 1313804) “Experimental frameworks for evaluating net effects of hydrologic service payments on coupled socio-ecohydrologic systems in Mexico”. Dicho proyecto busca conocer el impacto de los programas de PSAH en la sustentabilidad a nivel de cuenca, a través de la colaboración interdisciplinaria. El objetivo es entender la dinámica entre los componentes de la cuenca (sistema social, económico y biofísico). Aportando de esta forma al poco conocimiento científico que existe sobre las interacciones de estos sistemas.

A la Secretaria de Atención a la Comunidad Universitaria, al Programa de Vinculación con los Egresados de la UNAM y a la Dirección General de Orientación y Atención Educativa de la UNAM, a través de los cuales recibí una beca de titulación.

A la Dra. Lyssette E. Muñoz Villers, por brindarme la oportunidad de participar en esta investigación desde sus inicios.

Al Dr. Lorenzo Vázquez Selem, a la Dra. Christina D. Siebe Grabach, al Dr. Juan Cervantes Pérez y a la Dra. Rosario de Lourdes Romero Centeno; por todas las observaciones, comentarios y sugerencias que permitieron mejorar este trabajo.

A los propietarios de los terrenos: Sr. Leonides, Sra. Refugio y al Dr. Rogelio Macías Ordoñez, por su cooperación desinteresada para la instalación de los instrumentos; clave para la obtención de datos.

A mis compañeros eventuales de campo: Karol Granados, Rodrigo Gómez, Citlali Guzmán y Julieta Dapa; por su colaboración en las actividades de campo. Así también a la Dra. Lyssette E. Muñoz Villers y al Dr. Friso Holwerda, por su instrucción y enseñanza en la instalación y recolección de datos.

A mis compañeras tesisistas: Karol Granados y Eréndira Arellano, agradezco los tiempos compartidos en el cubículo 15 de esta etapa culminante.

Agradecimientos que permitieron mi formación

Principalmente agradezco a la Dra. Lyssette E. Muñoz Villers, mi mentora que durante este tiempo me formó y guio. Así también por la oportunidad de trabajar con ella y de impulsarme a mejorar como profesionista y persona, muchas gracias por todo su apoyo y motivación.

Mi reconocimiento y gratitud a mis profesoras y profesores, quienes desde el preescolar me transmitieron sus conocimientos y habilidades, para desarrollarme. Sé que no siempre se les retribuye su esfuerzo, pero sepan que he llegado aquí gracias a ustedes.

A mis amigos y compañeros, Maricruz Ramírez, Gabriela Zaragoza, Zaira Martínez, Aurora Hernández y Donovan Villanueva; por los equipos formados, las frustraciones y alegrías compartidas; y por brindarme su amistad durante este viaje que comenzamos juntos. Gracias. A Gabriela Vélez cuya amistad me ha acompañado a lo largo de mi etapa universitaria.

A la profesora Gabriela Martínez, quien con sus enseñanzas de Lima Lama; contribuyó en mi desarrollo universitario.

A mi familia:

Mi entera gratitud y amor a mis padres, María Guadalupe Huerta y José Salvador Guzmán, quienes me dieron la libertad de trazar mi camino, me vieron tropezar y me ayudaron a levantarme a lo largo de mi vida. Gracias a ustedes y a su incondicional apoyo que me ha permitido llegar hasta aquí. Gracias por todo.

A mi hermana, Citlali Guzmán, por las risas, el compañerismo y toda la ayuda que me has dado. Gracias por estar ahí siempre.

A mis bisabuelitas Apolonia y Paulita Alcántara, por ser los pilares de mi familia y las raíces de mí ser.

A mis abuelitas Irene Silva y Tomy Valdés; y mis abuelos Juventino Guzmán y Teodoro Huerta, por ser parte de mis primeros maestros y mostrarme siempre su amor y apoyo.

A mis tías y tíos, por sus comentarios y apoyos constantes.

Contenido

Resumen	1
1 Introducción.....	2
2 Marco teórico	6
2.1. El bosque de niebla.....	6
2.2. Ciclo del agua del bosque de niebla en cuencas.....	7
2.3. Técnicas de medición de precipitación y caudal en cuencas.....	9
3 Materiales y métodos.....	11
3.1. Área de estudio	11
3.2. Instrumentación y medición de variables hidrometeorológicas	15
3.2.1. Precipitación	15
3.2.2. Caudal.....	16
3.3. Análisis de datos.....	21
4 Resultados	25
4.1. Precipitación	25
4.2. Caudal.....	28
4.3. Precipitación-escurrimiento: Análisis a nivel de evento	30
4.3.1. Características de los eventos de precipitación	31
4.3.2. Coeficiente de escurrimiento (Q/P), flujo rápido y base, y picos de descarga... 33	
4.3.3. Tiempo de retraso, tiempo de pico y tiempo de recesión del caudal.....	36
4.4. Cambios en las características de los hidrogramas y en el antecedente de precipitación a lo largo de la época de lluvias.....	36
4.5. Influencia de las características de la lluvia antecedente en las propiedades del hidrograma.....	37
5 Discusión.....	39
5.1. Instrumentación y medición de una cuenca no aforada.....	39
5.2. Dinámica hidrológica de la cuenca del río Los Gavilanes	41
5.3. Respuesta de la cuenca a eventos de precipitación: Flujos y métricas de hidrogramas	44
6 Conclusiones.....	46
7 Referencias	47
8 Glosario	51
9 Anexo	52

Índice de figuras

Figura 1. Ciclo hidrológico de un bosque de niebla. Elaboración propia.	9
Figura 2. (A) Ubicación de la zona de estudio. (B) Localización de la cuenca del río Los Gavilanes en la parte alta de la cuenca del río La Antigua (centro de Veracruz). Figura modificada de Barrero-Rojas., (2014). (C) Sitios instrumentados en la cuenca.	12
Figura 3. Tipos de vegetación y usos de suelo de la cuenca Los Gavilanes. Figura modificada de Muñoz-Villers et al., (2016).	14
Figura 4. (A) Ubicación del pluviómetro en la parte baja de la cuenca (1450 m); (B) Instalación del pluviómetro; (C) Pluviómetro instalado.	15
Figura 5. (A) Pluviómetro en la parte media-baja de la cuenca (1600 m); (B) Pluviómetros instalados en la parte media-alta (2100 m).	16
Figura 6. Sección transversal del río, mayo 2015.	17
Figura 7. Sección transversal sobre el río Los Gavilanes, abril 2015.	17
Figura 8. (A) Barómetro instalado; (B) Limnígrafo instalado con contrapeso; (C) Multiparamétrico.	18
Figura 9 (A) Trazo de la sección transversal; (B) Medición de las alturas sobre la sección transversal; (C) Registro de la conductividad eléctrica del río durante el aforo químico; (D) Sitio de instalación del limnígrafo; (E) Medición de la velocidad con molinete....	18
Figura 10. Aforo por dilución. Modificada de Brooks et al., (2013). En la gráfica se observa el aumento de la conductividad eléctrica del río debido a la inyección de agua con sal durante el tiempo del experimento de aforo.	19
Figura 11. Ubicación de la profundidad donde se realizaron las mediciones de la velocidad medida sobre la sección transversal. El triángulo indica la profundidad en superficie (5%) y el círculo indica la profundidad de la velocidad promedio de la columna.	20
Figura 12. Relación de nivel de agua-caudal. Se presentan las regresiones ajustadas de los caudales obtenidos y sus coeficientes de determinación.	22
Figura 13. Propiedades del hidrograma. Modificada de Raghunath., (2006).	23
Figura 14. (A) Distribución de la precipitación mensual a las distintas altitudes; (B) Total de eventos observados por mes y por altitud.	26
Figura 15. Patrón promedio del mes de julio. (A') Línea de vaguada. (A'') Sistema de alta presión en el Atlántico, asociado a la disminución de lluvias en el Golfo. Figura modificada de SMN., (2015).	26
Figura 16. Precipitación (2100 m s.n.m.) y caudal del río Los Gavilanes durante época de lluvias (mayo-octubre 2015). El vacío de datos de caudal en julio se debe a falla del equipo.	28
Figura 17. Distribución de la precipitación y el caudal (mayo-octubre 2015). Estos valores son los acumulados mensuales para ambas variables.	29
Figura 18. Resumen de los criterios de selección de los hidrogramas para su análisis.	31
Figura 19. (A) Distribución y separación del caudal total en las razones Q_b/Q_T y Q_r/Q_T ; (B) Contribución promedio de los flujos rápido y base al caudal total, durante el periodo de estudio.	34
Figura 20. Contribución del flujo base y rápido a la precipitación (Q_b/P y Q_r/P) durante el periodo estudiado.	35

Índice de tablas

Tabla 1. Precipitación mensual y total anual en las tres altitudes estudiadas.....	27
Tabla 2. Precipitación promedio diaria en las tres elevaciones estudiadas	27
Tabla 3. Características y estadísticos descriptivos de la precipitación por evento a las distintas elevaciones (mayo-octubre 2015)	29
Tabla 4. Caudal diario mensual.....	30
Tabla 5. Precipitación y antecedentes de precipitación de los eventos analizados	32
Tabla 6. Características de los eventos de precipitación analizados	32
Tabla 7. Coeficiente de escurrimiento (Q/P), caudal total (Q _T), flujos rápido (Q _r) y base (Q _b) (n = 119 eventos)	34
Tabla 8. Estadísticos de la proporción de los flujos rápido y base con respecto al caudal total por mes	35
Tabla 9. Métricas de los hidrogramas.....	36
Tabla 10. Coeficientes de correlación de Spearman.....	37
Tabla 11. Modelos de regresión	38

Resumen

Los sistemas de montaña son importantes debido a los servicios hidrológicos que proveen para las poblaciones ubicadas en las partes bajas. Los bosques de niebla son ecosistemas muy valorados desde el punto de vista hidrológico y ecológico, sin embargo su deforestación y reemplazo por tierras agrícolas y ganaderas, así como el calentamiento climático global, amenazan cada vez más la existencia de este tipo de bosque. A la fecha, los pocos estudios hidrológicos que se han realizado en bosques de niebla en México se ubican en la región central de Veracruz. Asimismo, la gran mayoría de las investigaciones se ha limitado a estudiar la hidrología de microcuencas ($<0.3 \text{ km}^2$). En respuesta a preguntas y demandas de estudios hidrológicos de mayor escala en cuencas, el presente trabajo tuvo por objetivo examinar la respuesta hidrológica de la cuenca del río Los Gavilanes durante la época de lluvias (mayo-octubre) de 2015, resaltando que este afluente suministra el 90% del agua que consume la ciudad de Coatepec, Veracruz, y de poblados aledaños (~100,000 hab.). Para ello, la precipitación fue registrada con pluviómetros automáticos, y el caudal del río fue medido con transductores de presión y realizando aforos con distintos métodos. Durante el periodo de estudio, la cantidad de precipitación fue de 1989 mm, distribuida en 177 eventos. El caudal total fue de 930.3 mm, equivalente al 47% de la precipitación observada. La lluvia presentó un comportamiento bimodal, sus máximos se presentaron en junio (389 mm) y septiembre (635 mm), siendo el caudal máximo en septiembre (210 mm). A nivel de evento, se observó que la respuesta del río estuvo, en la mayoría de los casos, asociada con las entradas de lluvia registradas en la parte media-alta de la cuenca (2100 m s.n.m.). La contribución del flujo base al caudal total fue del 93%, lo que refleja una dominancia de flujos subsuperficiales en la cuenca. En promedio, el tiempo de retraso y el tiempo de pico fueron relativamente cortos (4 y 3 horas), mientras que el tiempo de recesión del caudal fue prolongado (14 horas). Finalmente, los análisis de correlación mostraron que las contribuciones por flujos rápido y base, así como los tiempos de respuesta obtenidos de los hidrogramas, se encuentran fuertemente influenciados por la cantidad y la duración de los eventos de lluvia. Para el flujo rápido y el tiempo de recesión, el antecedente de precipitación mostró ser también importante.

Palabras clave: Precipitación, Caudal, Separación de hidrogramas, Río Los Gavilanes

1 Introducción

El bosque tropical húmedo de montaña es un ecosistema mundialmente importante por su biodiversidad y servicios hidrológicos que provee éste a la sociedad (Bruijnzeel et al., 2010). Estos bosques se localizan en regiones tropicales donde el gradiente orográfico de la montaña favorece la condensación y la formación de nubes. Por tanto, estas zonas se caracterizan por la presencia frecuente o permanente de nubes bajas las cuales aumentan la precipitación, al tiempo que reducen también la radiación y la evapotranspiración, lo que en conjunto conlleva a un aumento de los rendimientos hídricos en cuencas (Bruijnzeel et al., 2011; Mulligan, 2010). La alta humedad atmosférica permite también la existencia de una gran diversidad de vegetación y formas de vida sobre los árboles, como musgos y epífitas (Veneklass et al., 1990; Williams-Linera et al., 2013).

Si bien estos bosques cubren menos del 2.5% (381,166 km²) de los bosques tropicales en el mundo (15 373,235 km²), la cuarta parte de ellos se encuentra en el continente americano (96,394 km²) (Kapos et al., 2000).

El favorecimiento de la infiltración, almacenamiento y recarga de agua en el suelo, así como la provisión y regulación del caudal, son algunos de los servicios hidrológicos que brindan los bosques húmedos de montaña, también referidos como bosques de niebla, destacándose también la alta calidad del agua que proveen sus afluentes (García-Coll et al., 2004; Gómez-Tagle et al., 2011). Sin embargo, las áreas cubiertas por estos bosques disminuyeron rápidamente entre los años 1970 y 2000 debido a la deforestación y al cambio en el uso del suelo (Mulligan, 2010). Por esta razón, y por los valiosos beneficios ecosistémicos que aportan, se implementó en Costa Rica por primera vez en 1997, el programa de pago por servicios ambientales (PSA). Este programa es una estrategia de protección y conservación de estos bosques (Porrás et al., 2008). Los PSA consisten en que el propietario de un terreno de bosque en la montaña lo preserva a cambio de una compensación (pago) anual, manteniéndose así las funciones del ecosistema y evitando su deforestación. En México, la Comisión Nacional Forestal (CONAFOR) tiene cuatro categorías de PSA, dentro de las cuales el pago por servicios hidrológicos (PSAH) es mayor para las zonas de bosque de niebla a diferencia de otros bosques y selvas. En este caso, el municipio de Coatepec en Veracruz

fue el primero en poner en marcha el PSAH en México en el año 2002 (Williams-Linera, 2012).

Por otra parte, en una revisión de estudios reciente, se advierte que las investigaciones hidrológicas experimentales o de campo han disminuido en los últimos 50 años (Burt y McDonnell, 2015). Actualmente, de los artículos que se publican en el área de hidrología, sólo el 10% de ellos incorpora monitoreo y colecta de datos en campo. Esto es preocupante, en particular para las regiones tropicales, en donde el funcionamiento hidrológico de cuencas y los procesos que lo controlan son aún muy poco entendidos y, a pesar de ello, se parametrizan modelos con la poca información observacional existente.

Los escasos estudios que han cuantificado los flujos de agua en bosques de niebla se concentran principalmente en el centro y sur de América, de los cuales la mayoría se han realizado en microcuencas ($< 0.3 \text{ km}^2$), o bien en cuencas pequeñas ($< 3 \text{ km}^2$). Al respecto, se ha encontrado que la aportación de la precipitación al caudal en estas cuencas de bosque es en promedio del 28, 34, 38 y 39% en el centro de Veracruz, México; Luquillo, Puerto Rico; Amazonas, Venezuela y Monteverde, Costa Rica, respectivamente (Bruijnzeel, 2006; Muñoz-Villers et al., 2012; Schellekens et al., 2000; Rollenbeck y Anhuf, 2007). Así también, se han observado flujos estables durante todo el año en cuencas cubiertas por bosques sobre suelo Histosol y/o Andosol en la región de Mantiqueira, Brasil (Campos-Pinto et al., 2016), Monteverde, Costa Rica (Guswa et al., 2007) y Filandia, Colombia (Roa-García et al., 2011), debido a la alta infiltración y recarga de agua subterránea.

En estudios realizados en cuencas de mayor tamaño ($> 30 \text{ km}^2$) cubiertas por bosque de niebla, se quisieron conocer las fuentes que contribuyen a generar los caudales. Por ejemplo, en Valle Kosñipata, Perú, bajo suelo Inceptisol reportan que las fuentes de agua del caudal son la precipitación de la época de lluvias (62%), la precipitación de la época de secas (25%) y la niebla (12%) (Clark et al., 2014). En el río San Francisco, Ecuador, bajo una gran variedad de suelo de Histosol, Regosol, Cambisol y Stagnosol; se encontró que sin importar la calidad de la cubierta vegetal (prístina o deforestada), en condiciones secas el flujo subterráneo profundo en contacto con la roca, es la fuente principal de agua al caudal. Por el

contrario, bajo condiciones húmedas, el flujo subsuperficial a través de los horizontes orgánicos es contribuyente importante (Crespo et al., 2012).

Otros estudios se han enfocado en investigar los cambios en el caudal estacional y anual debido a la conversión del bosque de niebla a otros tipos de vegetación a nivel de microcuenca. Por ejemplo, el estudio de Goller et al. (2004) en la Cordillera Real de Ecuador, comparó el caudal producido en una cuenca de pastizal y en una de bosque, sobre suelo de tipo Inceptisol, encontrando una reducción del 50% en el pastizal. En cambio, en el trabajo de Salemi et al. (2013) en São Paulo, Brasil, sobre suelos de tipo Entisol e Inceptisol, se reporta un aumento del caudal en pastizal del 10%. La investigación de Caballero et al. (2012) comparó las cubiertas de bosque de pino y bosque de niebla, sobre suelo volcánico en el Parque Nacional La Tigra, Honduras; la reducción del caudal en la cobertura de bosque de pino fue de 35%.

Estudios hidrológicos a nivel de procesos han sido también escasos en México, siendo el centro de Veracruz el sitio que ha concentrado la mayor cantidad de investigaciones a nivel de microcuenca sobre suelo volcánico (Andosol), en la franja de distribución del bosque de niebla en esta región. Al respecto, los trabajos de Muñoz-Villers y McDonnell (2012; 2013) reportaron caudales anuales mayores en pastizal del 10%, comparado con bosques maduro y secundario. Durante la época de lluvias, el pastizal generó caudales 15% mayores, mientras que en la época de secas registra disminuciones de aproximadamente el 50% comparado con los bosques. A escala de evento, se registraron picos de descarga en el pastizal 7 veces más grandes que en los bosques asociados a eventos máximos de precipitación.

En esta misma región de estudio, investigaciones en cuencas de bosque de niebla de mayor tamaño son prácticamente inexistentes, lo cual es requerido para entender el funcionamiento hidrológico de estos ecosistemas (i.e. caudales anuales y estacionales, partición de flujos durante eventos de precipitación, posibles factores que controlan la generación de escurrimientos), lo que es también base para estudios futuros, parametrizaciones de modelos e implementación de políticas de gestión y protección de los recursos hídricos. Por tanto, el presente estudio tuvo por objetivo examinar el comportamiento hidrológico de la cuenca del

río Los Gavilanes, con una extensión de 41 km², la cual contiene un gradiente altitudinal completo de bosque mesófilo de montaña (1180 a 2960 m s.n.m.), único en la región y de importancia para la sociedad ya que abastece de agua potable al 90% de la población (~100,000 hab.) de Coatepec, Veracruz, y zonas aledañas.

Objetivo principal

Estudiar la dinámica hidrológica de la cuenca del río Los Gavilanes, a partir de datos medidos de precipitación y caudal, para determinar el flujo estacional y la respuesta del afluente a determinados eventos de precipitación durante el periodo de lluvias.

Objetivos particulares

1. Instrumentar y medir la precipitación y el nivel del agua en el río, y a partir de ello construir la relación nivel de agua-caudal.
2. Analizar la relación entre la precipitación y el caudal observado.
3. Identificar los eventos de precipitación y determinar sus características (cantidad de precipitación, intensidad y duración).
4. A escala de evento, analizar los hidrogramas cuantificando los flujos rápido y base, picos de descarga y recesiones del caudal.
5. A partir de las condiciones de precipitación antecedentes, estudiar el cambio en las características de los hidrogramas en el periodo de lluvias de 2015.

Preguntas de investigación

1. ¿Cómo es la contribución de los flujos base y rápido al caudal, y cuál de ellos es el componente dominante durante el periodo de estudio?
2. ¿Cómo varía el tiempo de respuesta (tiempo de retraso, tiempo de pico y tiempo de recesión) de la cuenca a distintos eventos de lluvia?
3. ¿Cómo se compara la dinámica de la cuenca con otras cuencas tropicales de montaña?

2 Marco teórico

2.1. El bosque de niebla

Los bosques de niebla son un bioma particular de las regiones neotropicales. La distribución de estos bosques en el mundo depende de la altitud, exposición, distancia al mar, así también de los patrones de lluvia y de las dimensiones orográficas de la región en la que se encuentran, por lo que cada bosque de niebla puede ser diferente entre sí por sus características ambientales (Ataroff, 2001; Bubb et al., 2004; Williams-Linera, 2012).

Debido a que se ubican en un amplio rango altitudinal (600-3200 m s.n.m.) en las montañas, tienen una alta capacidad de interceptación de agua, proporcionada no sólo por la precipitación, cuyo rango anual puede oscilar de los 500 a los 6000 mm, sino también por los ingresos adicionales de agua por niebla, la cual puede ser interceptada por la vegetación en un rango del 2 al 160% de la entrada anual por precipitación. En este caso, las plantas epífitas pueden contribuir significativamente al almacén de agua (300,000-500,000 l/km²). Así también, por la reducción de la evapotranspiración, en cuencas de estos bosques drenan ríos estables y perenes (Bubb et al., 2004).

En México al bosque de niebla se le conoce como bosque mesófilo de montaña (BMM), clasificado así por su vegetación y clima templado húmedo (Challenger, 1998; Rzedowski, 1998). Debido a su ubicación entre los reinos biogeográfico neártico y neotropical, México es uno de los 17 países megadiversos del mundo. La superficie del territorio mexicano cubierta por BMM es del 0.8%, la cual está compuesta por especies tropicales y templadas, de las cuales 1190 especies de plantas, reptiles, anfibios, aves y mamíferos son endémicas. Este ecosistema es el preferido de al menos el 10% de todas las especies por su calidad y gran disponibilidad de agua, observable en la gran diversidad de especies de árboles, arbustos y hierbas, así como la presencia de anfibios, indicadores de la alta calidad del ambiente. De esta forma, el BMM se diferencia de los demás bosques templados y las selvas tropicales por su gran biodiversidad y alto grado de endemismos (Williams-Linera, 2012).

Dentro de sus cualidades hidrológicas, se ha reportado que el bosque de niebla es capaz de regular y mantener los caudales durante la época de secas, moderar escurrimientos generados en eventos máximos de precipitación, maximizando así la disponibilidad de agua y

minimizando inundaciones en las partes bajas de la montaña (Muñoz-Villers et al., 2015). Destacan los bosques maduros, cuyo sistema radicular profundo y bien desarrollado favorece la infiltración, así también la vegetación forestal permite una gran concentración del agua de lluvia en la base del tronco de los árboles, lo cual puede aumentar hasta 150 veces más la cantidad de agua que entra al suelo en comparación con la entrada por lluvia directa (flujo directo) (Geissert et al., 2012; Muñoz-Villers et al., 2015).

A pesar de todo ello, es persistente la amenaza de la desaparición de estos ecosistemas, debido a su fragmentación, perturbación y cambio de uso de suelo; causada por la influencia antropogénica, producto del acelerado crecimiento urbano y de la deforestación para la expansión de tierras de usos agropecuarios. En el caso del centro de Veracruz, el BMM fue reducido un 30% durante el período 1990-2003, por su rápida conversión a cultivos y pastizales (Muñoz-Villers et al., 2015; Muñoz-Villers y López Blanco, 2008).

En el sistema con reemplazo de cobertura vegetal se ve afectada la evapotranspiración, siendo la transpiración su componente más afectado. Y, en conjunto con la alteración de la infiltración, se modifican las funciones ecohidrológicas del suelo y de la cuenca. Por otra parte, la infiltración se ve alterada por la pérdida del mantillo natural del bosque, que junto con el incremento de la erosión y la compactación del suelo, grandes volúmenes de agua que deberían infiltrarse son escurridos superficialmente (Geissert et al., 2012). Por lo tanto las perturbaciones a estos ecosistemas afectan directamente al ciclo hidrológico y, a su vez, a los procesos que lo controlan, siendo necesario comprender y estudiar la hidrología de los bosques de niebla (Boy et al., 2008).

2.2. Ciclo del agua del bosque de niebla en cuencas

La precipitación (P) es la fuente principal de entrada de agua en los ecosistemas terrestres continentales, cuyo proceso requiere el enfriamiento del aire y posteriormente la condensación del vapor de agua. En los bosques de niebla, esta entrada de agua se compone principalmente de lluvia y, en menor cantidad, de niebla (Figura 1).

De la precipitación, la lluvia que no es interceptada por la vegetación caerá directamente al suelo (flujo directo). La lluvia interceptada por la vegetación es conocida también como la

pérdida por evaporación del dosel húmedo, y se compone a su vez del flujo del follaje y del escurrimiento troncal. El flujo del follaje se divide en flujo directo e indirecto, siendo éste último el goteo de agua por parte del follaje que recibe el suelo. El escurrimiento troncal es el agua que fluye por las ramas y troncos de los árboles.

El agua que regresa a la atmósfera como vapor de agua puede hacerlo de dos formas: 1) evaporación, es el agua que proviene de la superficie de la vegetación húmeda (o dosel húmedo) y del suelo; esta evaporación puede ocurrir durante o después del evento de precipitación; y 2) transpiración, su retorno a la atmósfera es a través de los estomas de la vegetación, agua que fue previamente absorbida por las raíces. Por lo general la evaporación del suelo es mínima en bosques de niebla debido a la alta densidad de árboles y a la frecuente presencia de nubes bajas, lo que favorece una alta humedad atmosférica.

El ingreso del agua de lluvia al suelo, mediante el proceso de infiltración, conlleva los siguientes procesos (Figura 1). Cuando el suelo se satura, el agua fluirá superficialmente en el sentido de la pendiente (escorrentía o flujo superficial, flujo Hortoniano), y otra parte va a humedecer primero el suelo y posteriormente será absorbida por la vegetación, y se reincorporará a la atmósfera mediante la transpiración. El flujo infiltrado se moverá verticalmente en la zona no saturada de agua, hasta recargar el nivel freático de la zona saturada (agua subterránea); y otra parte fluirá hasta llegar a una capa impermeable de roca u horizonte de suelo (escorrentía o flujo subsuperficial), y ahí se moverá lateralmente a lo largo de la pendiente hasta descargar en el cauce del afluente.

A la descarga de los ríos se le denomina también caudal (Q). El caudal se define como el volumen de agua que fluye en un tiempo dado sobre una sección del río. A su vez, se compone de un flujo base (Q_b) y un flujo rápido (Q_r). Durante la época de estiaje, el flujo base (Q_b) es comúnmente el componente que mantiene el caudal del río, mientras que el flujo rápido es el flujo de agua generado en respuesta a un evento individual presente de precipitación. El flujo rápido depende de las características de la lluvia y se produce por exceso de infiltración o saturación del suelo. Durante la época de lluvias este flujo (Q_r) puede ser dominante o quizás sea el flujo base (Q_b) el mayor contribuyente de agua, lo cual dependerá de las características de la lluvia y de la cuenca.

La cuantificación del caudal es una estimación del volumen de descarga de agua en un río, como respuesta a entradas de precipitación, y está en función de los factores de la cuenca,

como los geomorfológicos (tamaño, forma, orientación, pendiente, etc.); fisiográficos (longitud, altitud, etc.); edafológicos (tipo de suelo, permeabilidad, contenido de humedad en suelo, etc.) y de la variación temporal de las características del evento de precipitación (cantidad, intensidad y duración) (Cavelier y Vargas, 2002; Frumau et al., 2006; Muñoz-Villers, 2008a).

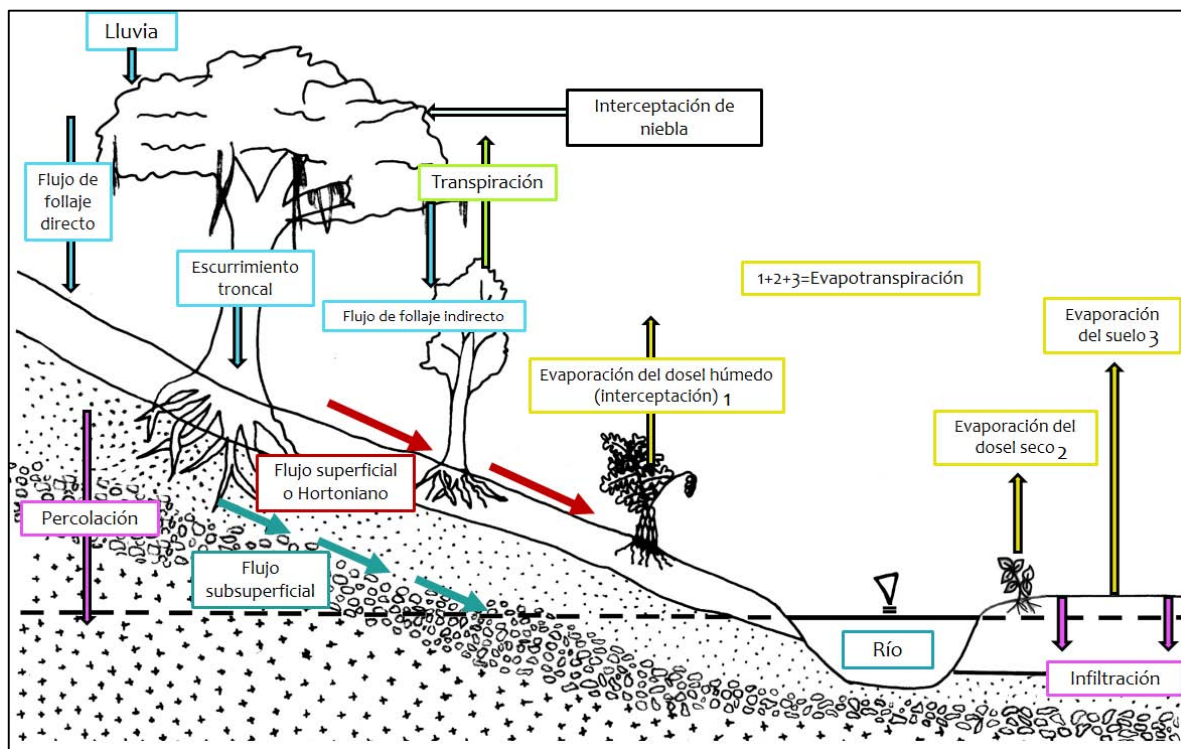


Figura 1. Ciclo hidrológico de un bosque de niebla. Elaboración propia.

Para estudiar la dinámica hidrológica de una cuenca en esta investigación, de todo el balance hídrico, nos limitaremos a los componentes de la precipitación (P) y el caudal (Q), siendo las entradas por precipitación de una cuenca y la cuantificación de su descarga, los principales componentes de interés de la hidrología superficial.

2.3. Técnicas de medición de precipitación y caudal en cuencas

La precipitación se mide comúnmente en milímetros de lluvia (mm), lo que equivale a una lámina de agua en litros por metro cuadrado. La lluvia se registra con un pluviómetro, el cual es un instrumento que mide la cantidad de lluvia en un lugar determinado. De los distintos pluviómetros que existen, los automáticos de balancín poseen un registrador (datalogger) el

cual permite separar y determinar las características de los eventos, como su intensidad y duración (Frumau et al., 2006).

Para determinar la precipitación de una cuenca se hace una estimación a partir de las observaciones registradas, como un promedio espacial en el área de la cuenca, el cual debe ser representativo de la distribución temporal y espacial (Davie, 2008). Para ello, se debe de instrumentar lo mejor posible el área de la cuenca y a una alta resolución.

El caudal se expresa cuantitativamente como la descarga del río, cuyas unidades son m^3/s o l/s . Su cuantificación es el promedio del flujo que pasa a través una sección transversal durante un determinado tiempo; a esta medición se le conoce como aforo. El método de aforo a utilizar depende de la accesibilidad y la facilidad para realizar las mediciones, de acuerdo a las características del río (perenne, estacionario, tipo de corriente, cauce, etc.), así también el volumen de agua del afluente es importante.

Algunos de los métodos estándar de aforo en afluentes son:

- Aforo químico: Es un método muy preciso en flujos pequeños, de alta turbulencia y con canales irregulares. Consiste en registrar río abajo la detección del trazador que se vierte río arriba, midiendo así el volumen de agua que pasa a través de la sección transversal de un afluente. La sal es la sustancia trazadora preferente debido a su alta solubilidad, su detectable concentración, su baja reactividad química y su precio económico.
- Área-velocidad: Consiste en integrar las mediciones que se realizan sobre la segmentación de una sección transversal, la velocidad y profundidad del nivel del agua. La velocidad es medida por algún medidor portátil: un molinete, bastón o velocímetro (Dingman, 2014).

3 Materiales y métodos

3.1. Área de estudio

La cuenca del río Los Gavilanes, con un área de 41 km² y una longitud de 70.1 km, de quinto orden se localiza en la vertiente oriental (barlovento) del volcán Cofre de Perote, centro de Veracruz (19°29'5''N, 97°02'53''O), el cual forma parte del Eje Volcánico Transmexicano (Figuras 2A,B).

La cuenca presenta una forma alargada, ancha en la parte media-alta y estrecha en los extremos (coeficiente de redondez de 5.2, valor adimensional) con un extenso afluente principal (21 km), cuyos tributarios principales son el río Huehueyapan y el río Puente Zaragoza (Figura 2C). El río Los Gavilanes forma parte de la cuenca alta del río La Antigua, cuenca exorreica más estudiada de la zona (Geissert et al., 2013; Muñoz-Villers et al., 2016). La cuenca del río Los Gavilanes abarca un rango altitudinal de 1180 a 2960 m s.n.m. De acuerdo a Rossignol (1987) la fisiografía de la zona en las vertientes bajas (1300 a 2200 m s.n.m.) se describe por cerros montañosos alargados con pendientes de moderadas a fuertes (15 a 30°), mesetas inclinadas y barrancas profundas; mientras que las vertientes altas (2200 a 3200 m s.n.m.) se caracterizan por lomeríos redondeados separados por barrancas profundas. En los fondos de estas barrancas, con pendientes promedio de 25°, se inician los escurrimientos de agua. Esta disposición determina una densa red de drenaje (1.52 km/km²) en la que predominan escurrimientos perennes de primer y segundo orden (García-Coll et al., 2004; Geissert et al., 2013).

Así mismo, la cuenca se divide en parte media-alta y media-baja. En la parte media-alta la precipitación promedio anual es de 3184 mm, de la cual un 80% cae en la época de lluvias y el resto en la época de secas; en la parte media-baja la precipitación promedio anual es de 1386 mm, en donde un 67% cae durante la época de lluvias (Holwerda et al., 2013; Muñoz-Villers et al., 2012).

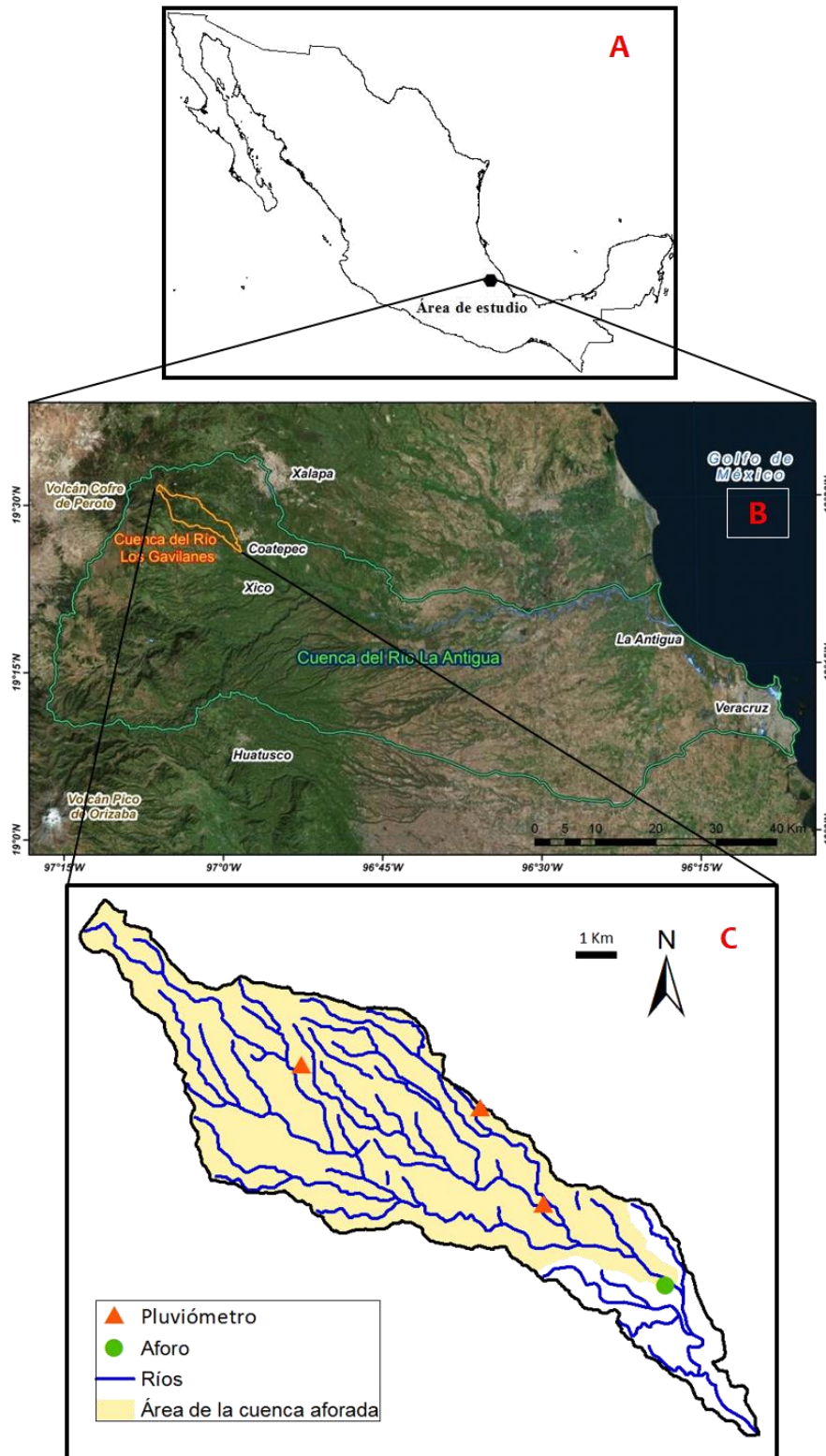


Figura 2. (A) Ubicación de la zona de estudio. (B) Localización de la cuenca del río Los Gavilanes en la parte alta de la cuenca del río La Antigua (centro de Veracruz). Figura modificada de Barrero-Rojas., (2014). (C) Sitios instrumentados en la cuenca.

De acuerdo con el sistema Köppen modificado por García (2004), el tipo de clima predominante en la región de estudio es húmedo templado y húmedo subtropical. En él se identifican 3 periodos característicos influenciados por las condiciones sinópticas meteorológicas como se describen a continuación: 1) De noviembre a abril se presenta un periodo seco y frío, con niebla y llovizna ligera (llamada localmente como “chipi-chipi”), causado por frentes fríos o “Nortes” los cuales son producto de la entrada de aire polar en el Golfo de México, particularmente en los meses de noviembre a marzo; 2) Entre el periodo seco y frío y la época de lluvias se presenta un periodo seco y cálido (abril-mayo), originado por la estabilidad del cinturón subtropical durante el cual se registran las máximas temperaturas, producto de una alta incidencia de radiación solar y una mínima presencia de nubes y precipitación; y 3) Un periodo húmedo cálido (junio-octubre) que se caracteriza por tener las mayores precipitaciones. Estas precipitaciones en forma de chubascos o tormentas son producto de la humedad de los vientos alisios, y lo identifica como la época de lluvias. Las respectivas temperaturas promedio para la época de secas y la de lluvias en la parte media-alta de la cuenca son 13.4 y 15.4°C, y en la parte media-baja son 17.3 y 20.2°C. (Holwerda et al., 2010; Williams-Linera et al., 2012).

Los tipos de vegetación y usos de suelo presentes en la cuenca son: bosque de coníferas, bosque de pino-encino, bosque mesófilo de montaña, pastizal, cultivos temporales de maíz y plantaciones de café bajo sombra (Gómez-Tagle et al., 2011; Muñoz-Villers et al., 2016). La vegetación dominante es bosque mesófilo de montaña (Figura 3) caracterizado por especies como *Oreopanax xalapensis*, *Liquidambar styraciflua*, *Carpinus tropicalis*, *Clethra macrophylla*, *Quercus lancifolia*, *Parathesis melanosticta*, *Hedyosmum mexicanum* y *Miconia glaberrima*. Altitudinalmente el bosque mesófilo se ubica entre los 1200 y los 2100 m s.n.m. en esta región (García-Franco et al., 2008; Rzedowski, 1996; Williams-Linera et al., 2013).

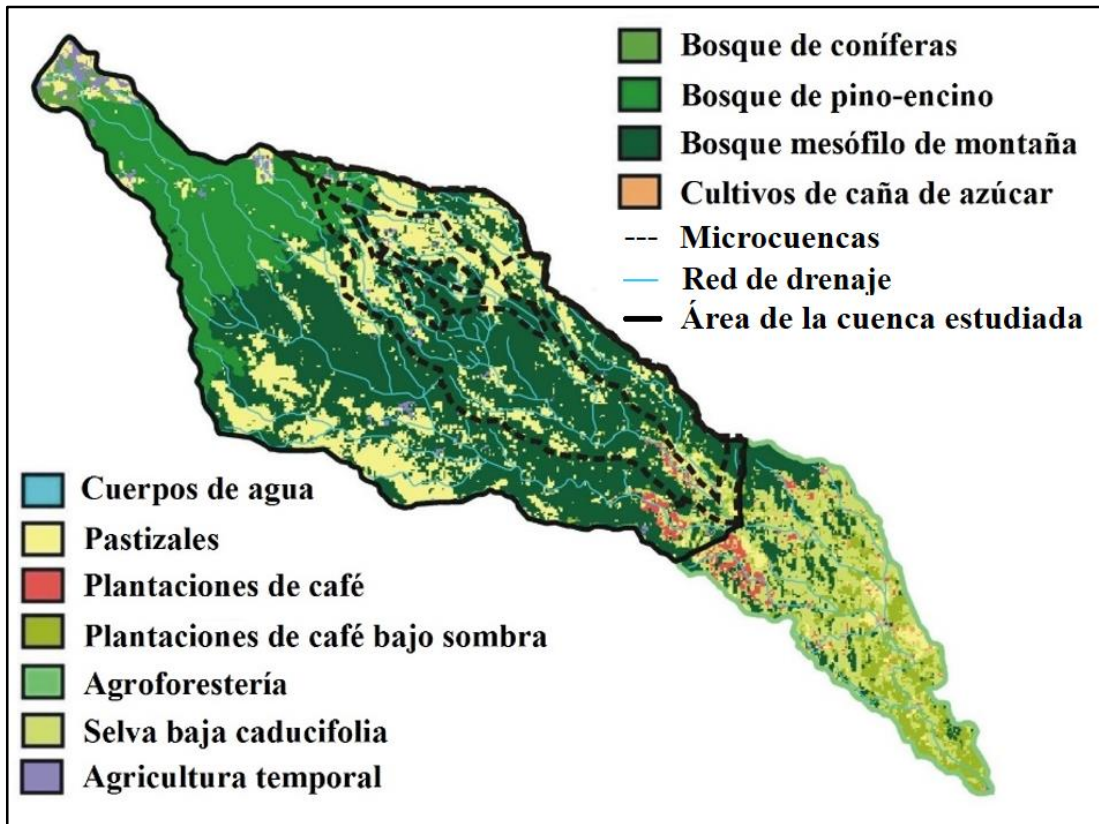


Figura 3. Tipos de vegetación y usos de suelo de la cuenca Los Gavilanes.
 Figura modificada de Muñoz-Villers et al., (2016).

Geológicamente, el Cofre de Perote o Nahcampaetépl (cerro con cuatro lados) es un volcán escudo del Pleistoceno con una altura de 4282 m, y junto con los conos volcánicos Macuiltépetl, Cerro de las Culebras y el Acamalín, caracterizan la zona montañosa de esta región de estudio como volcánica (~80% de la superficie). Esta descripción geológica forma parte de la provincia geomorfológica Eje Volcánico Transmexicano, que cruza el país de este a oeste hasta el centro de Veracruz. Las andesitas basálticas, las dacitas, las traquiandesitas y las traquitas son las rocas que caracterizan esta zona, producto de la actividad volcánica; de las cuales las andesitas basálticas son el material parental que da origen al suelo dominante, el cual se clasifica como Andosol úmbrico de textura franco limoso y/o arcilla limosa. Estos suelos se caracterizan por tener bajas densidades aparentes ($0.25-0.45 \text{ g/cm}^3$), altas porosidades, altas conductividades hidráulicas y también altas capacidades de almacenamiento de agua en el suelo; en general, son suelos profundos y bien desarrollados A, AB, Bw, Bw/C. Así también su material parental es semi-permeable, compuesto de brechas andesíticas intemperizadas y de saprolita fracturada. En particular, los suelos con

cubierta forestal tienen una alta capacidad de infiltración y retención de agua (pueden contener hasta un 150% de agua en comparación con su peso), por lo que la generación de escurrimientos superficiales en ellos es baja. Estas zonas de bosque se encuentran por lo general en las cabeceras de cuencas de donde emergen los primeros arroyos, las cuales ocupan el 28% del área total de la cuenca (Carrasco-Núñez et al., 2010; Geissert et al., 2013; Muñoz-Villers et al., 2016; Rossignol, 1987; Williams-Linera, 2012).

3.2. Instrumentación y medición de variables hidrometeorológicas

3.2.1. Precipitación

Para cuantificar la lluvia y cubrir lo mejor posible su variación espacial en el gradiente altitudinal de la cuenca Los Gavilanes, se instalaron 2 pluviómetros automáticos HOBO RGM3 de la marca Onset (resolución de 0.2 mm por golpe) en la parte baja y en la parte media-alta de la cuenca (1450 y 2100 m s.n.m.) (Figura 2C, 4 y 5B); con un registro de datos cada 10 y 5 min, respectivamente. En la parte media-baja (1600 m s.n.m.) se instaló un pluviómetro automático TR-525M de la marca Texas Electronics (resolución de 0.1 mm por golpe), con un tiempo de registro de 5 min (Figura 5A). Todos los pluviómetros fueron instalados a una altura de 0.6 m sobre el suelo. El tiempo de la colecta de datos depende de la fecha de instalación del equipo: desde junio de 2005 en la parte media-alta, desde mayo de 2015 en la parte baja, y desde junio de 2015 en la parte media-baja, todos con lecturas hasta octubre del mismo año cubriendo así el periodo de lluvias del 2015.

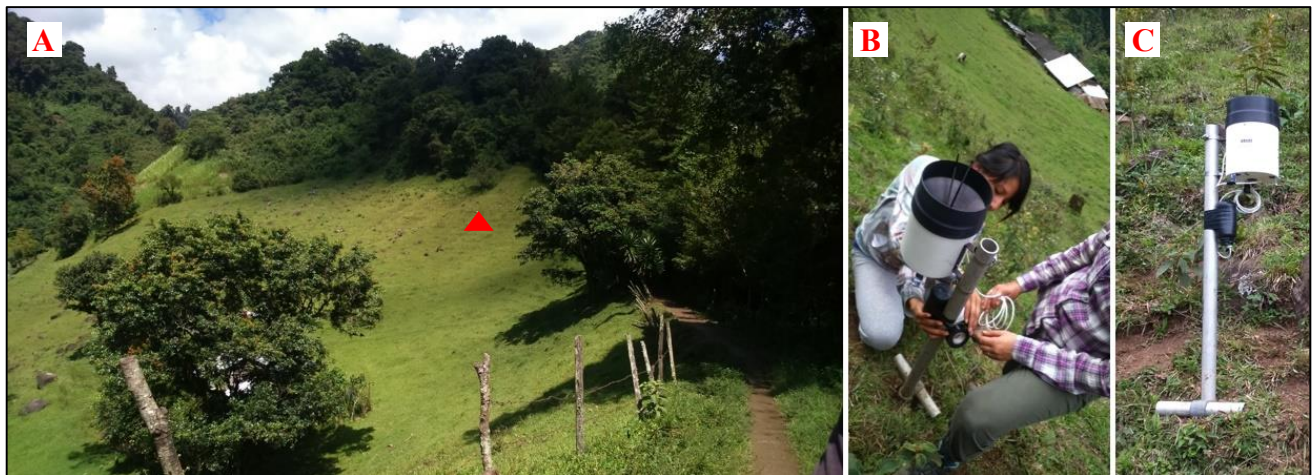


Figura 4. (A) Ubicación del pluviómetro en la parte baja de la cuenca (1450 m); (B) Instalación del pluviómetro; (C) Pluviómetro instalado.



Figura 5. (A) Pluviómetro en la parte media-baja de la cuenca (1600 m);
(B) Pluviómetros instalados en la parte media-alta (2100 m).

3.2.2. Caudal

Por cuestiones de seguridad y accesibilidad, para trabajar en un transecto del río cuyas condiciones físico-químicas del agua fueran relativamente aceptables (poca perturbación y contaminación), el sitio de aforo se ubicó 6 km² aguas arriba del punto de cierre de la cuenca (41 km²; Figura 2C), es decir, el área aforada fue de 35 km².

En general, el río Los Gavilanes en la parte cercana al punto de aforo mostró las siguientes características: agua transparente sin olor detectable; por ser un río de montaña el afluente presentó escalones y pozos, con un flujo de corriente en su mayoría turbulenta y a veces laminar. En la zona riparia e interior del río se encontraron rocas de diversas dimensiones de forma semi-redondeada sobre sedimento arenoso.

De acuerdo a las características del sitio, se trazó una sección transversal sobre el río con un área relativamente regular (bajo un puente), con pendiente casi nula (Figura 6). Por lo anterior se facilitó el cálculo de su área realizando mediciones del ancho (8.40 m) y profundidad del río. La profundidad del río se midió en varias verticales (cada 1.20 m) perpendiculares a la sección transversal utilizando un estadal (Figura 7). Para la instalación del equipo se eligió un sitio accesible que lo protegiera de la corriente y de su visibilidad, evitando las zonas de gran turbulencia y/o agua estancada. Dicho sitio fue instrumentado con un limnógrafo y un barómetro, ambos transductores de presión con una resolución de ± 2 mm, modelo HOB0 U20 de la marca Onset (Figuras 8A,B). La resolución temporal de muestreo de los

instrumentos fue de 5 min (limnígrafo) y de 10 min (barómetro). En cada visita al río se descargaron los datos y se midió la profundidad del agua siempre sobre la misma sección transversal, obteniendo así un registro del nivel de agua y el área transversal a lo largo del periodo de estudio (Figura 9A,B y D).



Figura 6. Sección transversal del río, mayo 2015

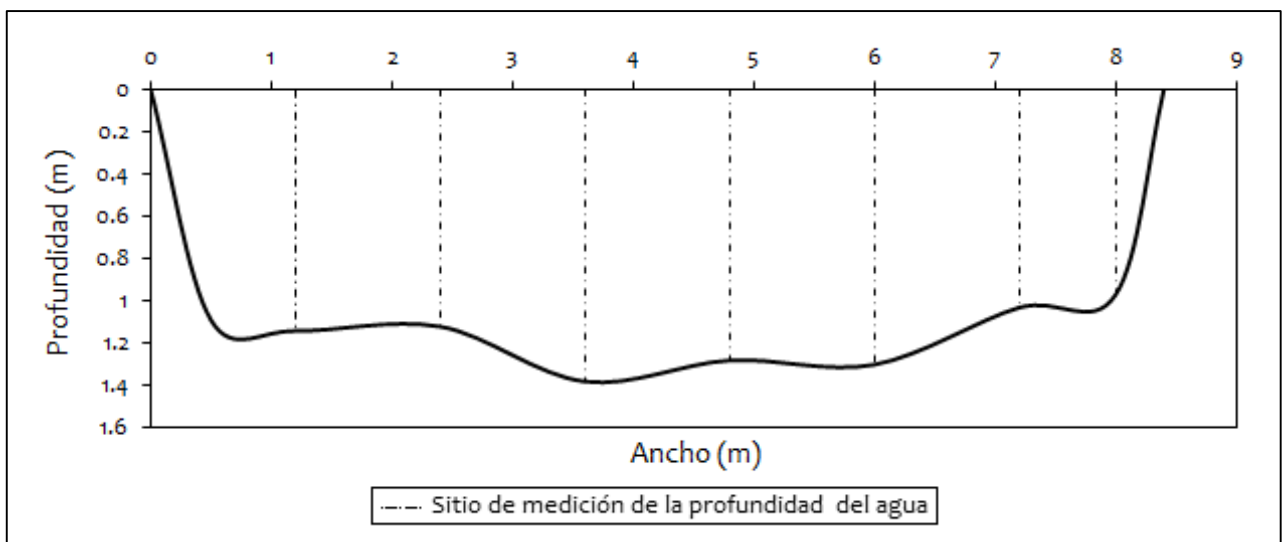


Figura 7. Sección transversal sobre el río Los Gavilanes, abril 2015.



Figura 8. (A) Barómetro instalado; (B) Limnígrafo instalado con contrapeso; (C) Multiparamétrico.

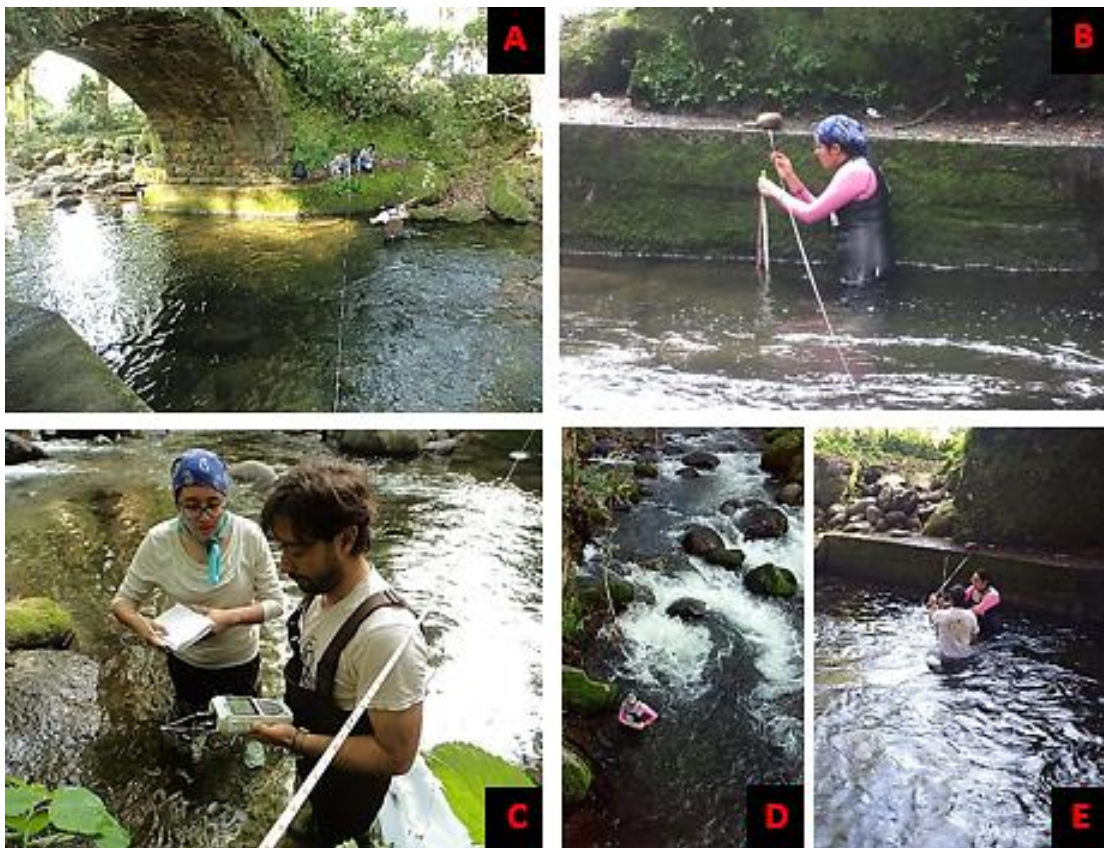


Figura 9 (A) Trazo de la sección transversal; (B) Medición de las alturas sobre la sección transversal; (C) Registro de la conductividad eléctrica del río durante el aforo químico; (D) Sitio de instalación del limnígrafo; (E) Medición de la velocidad con molinete.

La estimación del caudal del río se obtuvo a partir de su aforo con un trazador químico, inyectando una solución de sal de golpe (*slug injection using salt in solution*) (Figura 10). Cada vez que se visitó el río, se llevaron a cabo estos aforos. El método consistió en verter cuenca arriba del punto de aforo un volumen de agua con una solución de sal (3 kg en 15 litros de agua de río) (V) de concentración conocida (C_1). Una vez vertida la solución en el río, se realizaron mediciones de la conductividad eléctrica del río (CE_2) cada 5 seg en el punto de aforo (26 m aguas abajo), utilizando un multiparamétrico portátil marca PC450 (OAKTON, EUTECH Instruments) (Figura 8C y 9C). De tal forma que la conductividad inicial del río (CE_1) comienza a elevarse en un periodo de tiempo y describe una curva como la que se observa en la figura 10. El criterio para poner fin al experimento fue el de llegar a la conductividad eléctrica inicial del río (CE_1), o en su defecto, cuando ya no se detectaron más cambios en la conductividad, llegando ésta a un valor constante. En cada aforo se realizaron 3 experimentos, para después obtener un promedio. Con estos datos se siguió el método descrito por Moore (2004; 2005) para cuantificar el caudal en unidades de m^3/s . Con los datos del aforo químico, también se obtuvo la velocidad superficial de la nube de sal (V_s).

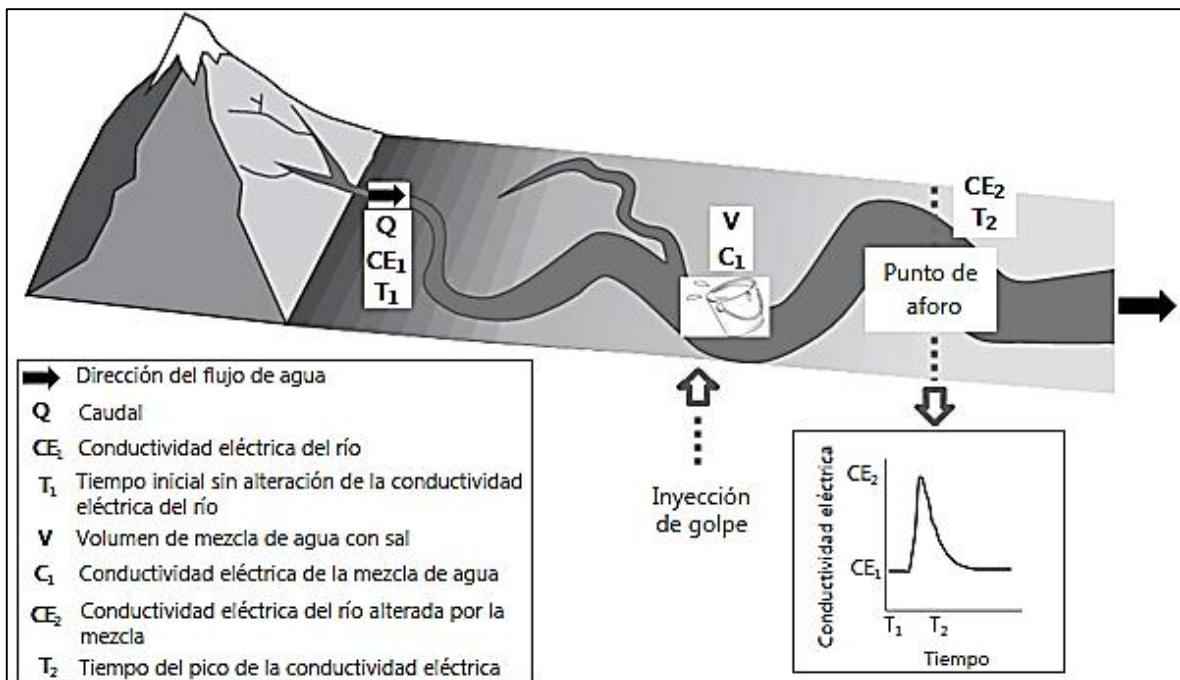


Figura 10. Aforo por dilución. Modificada de Brooks et al., (2013).

En la gráfica se observa el aumento de la conductividad eléctrica del río debido a la inyección de agua con sal durante el tiempo del experimento de aforo.

Así también, se midieron las velocidades en la misma sección transversal y sobre las mismas verticales (1.20 m), registradas con un molinete marca AquaCal 5000 (JBS Instruments) (Figura 9E). Estas mediciones se realizaron en el mes de junio, colocando el molinete al 60% de la profundidad del río en cada vertical; mientras que en el mes de octubre, las velocidades con el molinete fueron registradas al 5% y al 60% en la columna de agua (Figura 11). Obteniéndose así los perfiles de velocidad en la columna de agua en cada vertical a lo largo del cauce.

De acuerdo a los estándares, se midió al 60% de la profundidad del espejo de agua al fondo del río, ya que es a esa profundidad donde se encuentra generalmente la velocidad promedio en la columna de agua (Dingman, 2014). En el caso del 5%, se realizó a esta profundidad con el propósito de corroborar la medición de la velocidad en superficie, estimada con el método de sal.

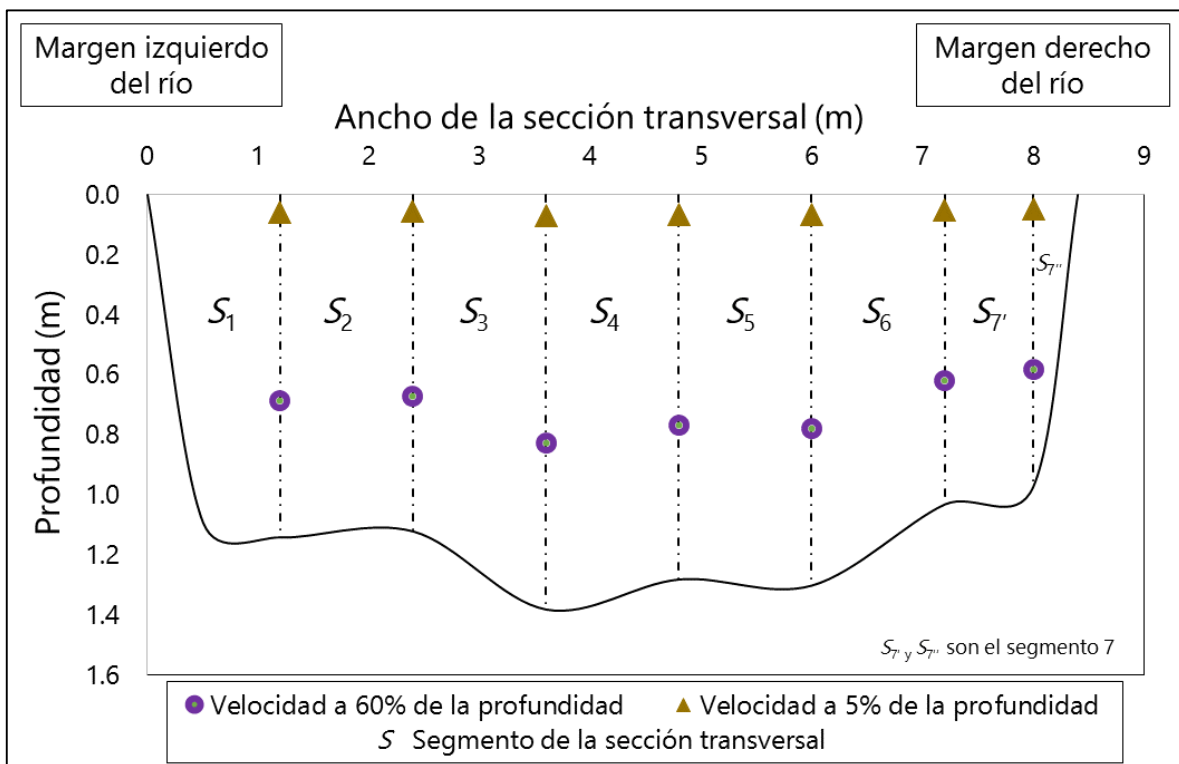


Figura 11. Ubicación de la profundidad donde se realizaron las mediciones de la velocidad medida sobre la sección transversal. El triángulo indica la profundidad en superficie (5%) y el círculo indica la profundidad de la velocidad promedio de la columna (60%).

Para obtener el caudal a partir del método área-velocidad, se utilizó la velocidad de la nube de sal (V_s), el área de la sección transversal y dos factores de ponderación (F_p y 0.6), que corrigieron la velocidad superficial de la corriente.

El primer factor de ponderación (F_p) se obtuvo a partir de los perfiles de velocidad a 60% de la profundidad; corrigiendo así las velocidades a lo largo de la sección transversal.

Por lo cual, el cálculo del caudal para cada mes a partir del método de área-velocidad, consistió en multiplicar la velocidad superficial de sal, el factor de ponderación y el área de cada segmento de la sección transversal (S), teniendo así el caudal sobre cada segmento del área transversal ($Q_s = V_s * F_p * S$). Posteriormente se sumaron los caudales de cada segmento del área transversal, para obtener así el caudal total ($Q_T = Q_{S1} + Q_{S2} + Q_{S3} + Q_{S4} + Q_{S5} + Q_{S6} + Q_{S7}$). Este procedimiento se realizó dos veces por mes, utilizando en cada caso e individualmente, los perfiles de velocidad a 60% de junio y octubre, obteniendo así dos estimaciones del caudal para cada mes. Para tener el caudal representativo mensual, se realizó un promedio de estas dos estimaciones. Posteriormente, sobre estos promedios mensuales se volvió a corregir la velocidad, esta vez sobre la columna de agua, para lo cual se utilizaron las velocidades medidas en octubre (a 60 y 5%), obteniendo ahora un factor de ponderación de 0.6. Finalmente, el caudal en cada mes se calculó multiplicando su respectivo caudal promedio por 0.6, teniendo así el caudal a través del método área-velocidad y corregido sobre los perfiles de velocidad ($Q_{ponderado}$) (Figura 12).

3.3. Análisis de datos

Las series de datos de precipitación cada 5 min fueron remuestreadas a acumulados de 10 min, y subsecuentemente a acumulados de 60 min (P_h) y 24 horas, para su análisis en escala horaria, diaria y mensual.

Con los datos de P_h se identificaron los eventos de precipitación, definiendo a un evento como aquel con un acumulado de lluvia ≥ 0.2 mm y separando un evento de otro cuando había una diferencia de 3 horas sin lluvia entre ellos (Gash, 1979). Así también se determinó su intensidad promedio (I_{prom} ; mm/h), su intensidad máxima ($I_{m\acute{a}x}$; mm/h) y duración (T_d ; horas), a partir de la serie de eventos. La I_{prom} se calculó mediante la razón entre la cantidad de lluvia y el tiempo de duración del evento, y para $I_{m\acute{a}x}$ se utilizó la cantidad máxima reportada por evento. Para T_d , se cuantificó el tiempo entre el inicio y el fin de cada evento.

La estimación de la precipitación sobre toda la cuenca, se realizó promediando los registros de lluvia de la parte baja y media alta de la cuenca durante el periodo de estudio.

Con la diferencia entre los datos del limnógrafo y del barómetro (diferencia de presión atmosférica y presión hidrostática, en kPa) se obtuvo la presión de la columna de agua, en el lugar donde se colocó el limnógrafo. La columna de agua del río en cm de agua se obtuvo de convertir esta columna de presión a altura de agua (1 kPa = 10.2 cm de agua).

Posteriormente, los valores de altura de agua se transformaron a valores de descarga con el desarrollo de la curva nivel de agua-descarga, construida y calibrada con los aforos y las mediciones de profundidad del agua, los cuales se realizaron tantas veces como fue posible en la misma sección transversal, abarcando diferentes condiciones del flujo del río (Muñoz-Villers y McDonnell, 2012). En este aspecto, se resalta la gran importancia de las visitas a campo para la elaboración de la curva de relación nivel de agua-caudal (Figura 12). Con ella, se obtuvo la ecuación logarítmica para transformar los registros de altura a caudal. En la figura 12 se observa también la correlación entre los aforos químicos (Q_{sal}) y el caudal ponderado por las velocidades ($Q_{ponderado}$).

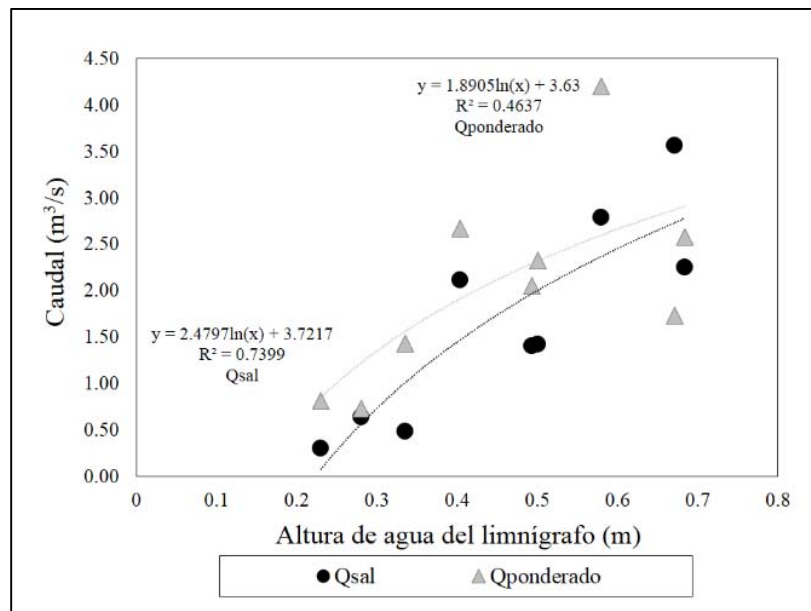


Figura 12. Relación de nivel de agua-caudal. Se presentan las regresiones ajustadas de los caudales obtenidos y sus coeficientes de determinación.

Así mismo se calcularon los coeficientes de escurrimiento (Q/P ; adimensional) para analizar la proporción de precipitación que contribuyó a la formación del caudal por evento de lluvia. Para conocer las aportaciones de los flujos (rápido y base) y la respuesta del río (caudal total) por los distintos eventos de precipitación en el periodo de lluvias, se utilizó el método de separación de hidrogramas (método aproximado) propuesto por Hewlett y Hibbert (1967). Con este método se analizaron y cuantificaron los siguientes parámetros hidrológicos: el flujo total (Q_T ; mm/h), el flujo rápido (Q_r ; mm/h), el flujo base (Q_b ; mm/h), el tiempo de pico (T_p ; horas), el tiempo de retraso (L ; horas) y el tiempo de recesión (T_r ; horas) (Figura 13).

La definición de cada parámetro mencionado se describe a continuación: Q_T es el caudal total, compuesto por el flujo rápido y el flujo base; Q_r es el escurrimiento rápido o superficial (producto de la saturación del suelo), y Q_b es el escurrimiento base o subsuperficial (asociado a flujos generados en la zona saturada y no saturada). T_p es el tiempo que tarda el caudal en llegar al punto máximo del hidrograma (pico de descarga); L es el tiempo transcurrido desde el inicio de la entrada de lluvia a la cuenca, hasta su respuesta (tiempo necesario para llenar el almacenamiento de la cuenca), y T_r es el tiempo que tarda el caudal en regresar a su flujo base desde el pico de descarga (Dingman, 2014).

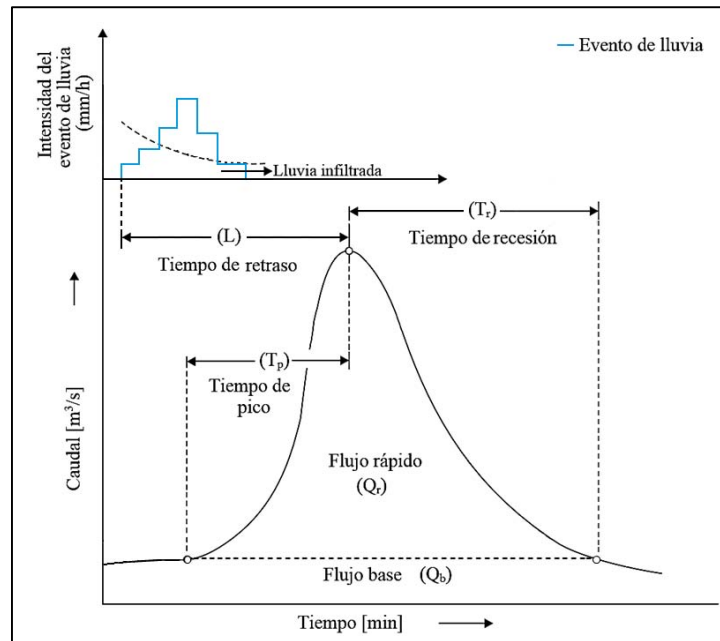


Figura 13. Propiedades del hidrograma. Modificada de Raghunath., (2006).

Así mismo se evaluó el antecedente de precipitación (AP), para conocer las condiciones de humedad precedentes del suelo por cada evento estudiado. Las condiciones fueron calculadas para cada día, como el acumulado de precipitación de los 7 días previos (McGuire y McDonnell, 2010).

4 Resultados

4.1. Precipitación

Durante la época de lluvias estudiada (mayo-octubre, 2015), la cantidad de precipitación registrada a las altitudes de 2100 y 1450 m s.n.m. (parte media-alta y parte baja de la cuenca Los Gavilanes, respectivamente) fue en promedio de 1989 mm, la cual se distribuyó en un total de 189 y 165 eventos, respectivamente. La precipitación observada en la parte baja y en la parte media-alta de la cuenca equivalió al 70 y 78% respectivamente, de la precipitación total registrada en el año hidrológico correspondiente (mayo 2015-mayo 2016: Tabla 1). Para la parte media-baja (1600 m) no se reporta esta información debido a que los registros de lluvia para el periodo estudiado, no están completos. De acuerdo a los 10 años de registro de del pluviómetro ubicado a los 2100 m, el año hidrológico de este estudio fue seco (2545.6 mm, Tabla 1), ya que la precipitación promedio durante este periodo fue de 2971 ± 327.0 mm, con un rango de 2536.4 – 3461.7 mm; correspondientes a los años hidrológicos mayo 2010-abril 2011 y mayo 2008-abril 2009 (datos proporcionados por el Dr. Friso Holwerda).

En general, se observó un patrón bimodal de la precipitación (Figura 14A). En los primeros dos meses, la lluvia registrada en la parte baja y media-alta fue similar, observándose un máximo en el mes de junio. Hacia la mitad de la temporada (mes de julio), la lluvia se redujo considerablemente debido a la presencia del fenómeno El Niño, causando una disminución de la actividad ciclónica en el Atlántico y prolongación de la canícula (SMN, 2015) (Figura 15A’). En la segunda mitad de la temporada, las lluvias aumentaron en forma general a lo largo del gradiente altitudinal, observándose el segundo máximo de lluvia en el mes de septiembre. Para todo el periodo de estudio, las mayores cantidades de precipitación fueron registradas en los meses de septiembre y junio para la parte media-alta y baja, mientras que para la parte media-baja éstas se observaron en los meses de septiembre y octubre (Tabla 1). Por su parte, el número de eventos de lluvia identificados mostró un descenso a la mitad de la época de lluvias (julio), recuperándose en agosto; con un patrón decreciente al final de la temporada (Figura 14B). Para la mayoría de los casos, la parte media-alta fue la que registró el mayor número de eventos.

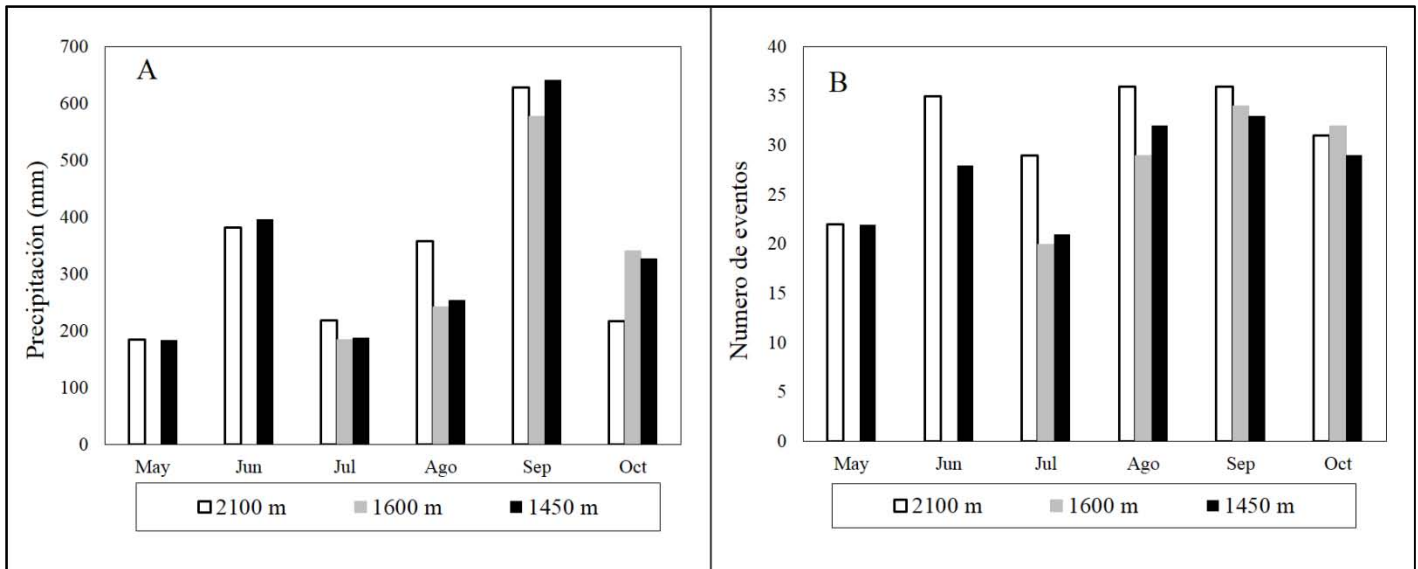


Figura 14. (A) Distribución de la precipitación mensual a las distintas altitudes; (B) Total de eventos observados por mes y por altitud.

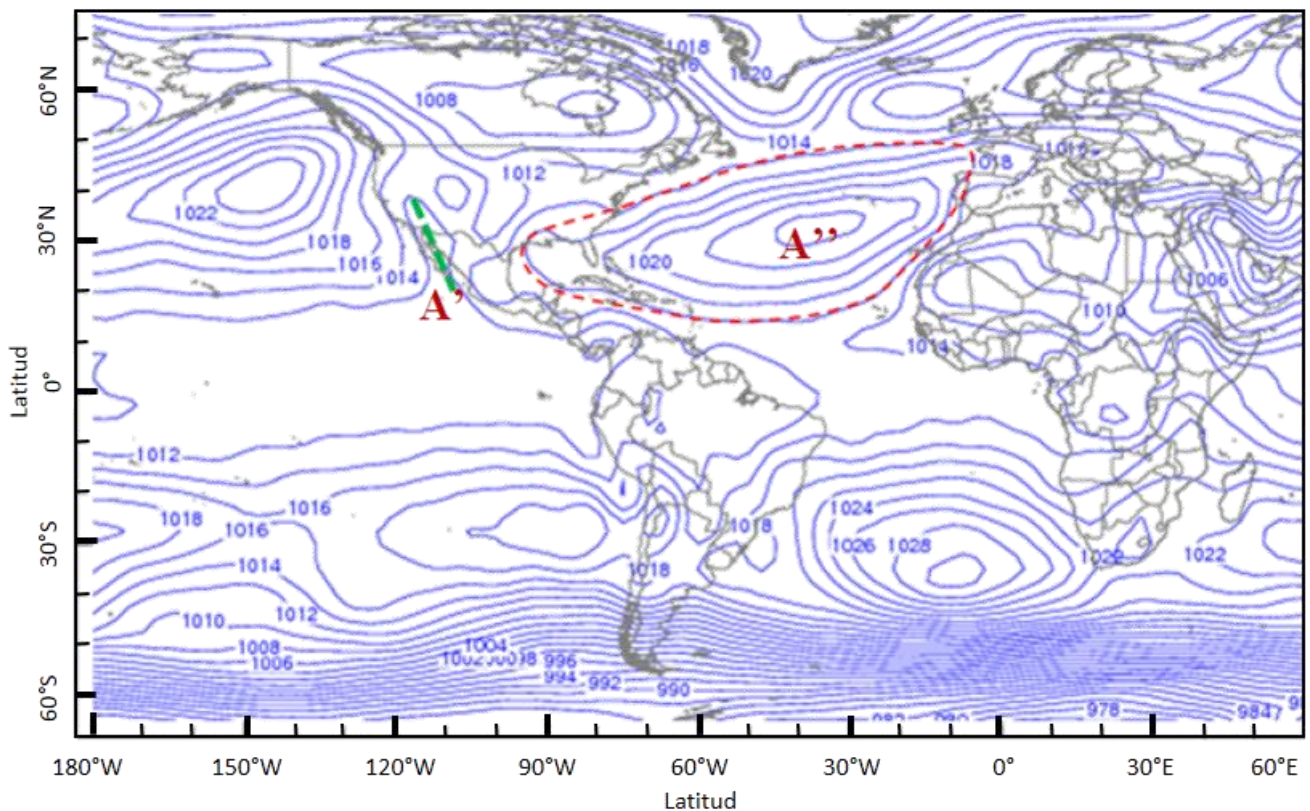


Figura 15. Patrón promedio del mes de julio. (A') Línea de vaguada. (A'') Sistema de alta presión en el Atlántico, asociado a la disminución de lluvias en el Golfo. Figura modificada de SMN., (2015).

Tabla 1. Precipitación mensual y total anual en las tres altitudes estudiadas

Mes	P_{2100} (mm)	P_{1600} (mm)	P_{1450} (mm)
Mayo	184.6	---	184.0
Junio	382.4	---	395.8
Julio	218.6	185.3	187.6
Agosto	357.6	242.3	253.6
Septiembre	628.8	577.5	641.2
Octubre	216.8	341.0	326.8
Total anual	2 545.6	---	2 838.4

La precipitación diaria cubrió un rango de 0.2 a 92.2 mm; la precipitación promedio, considerando las fue de 10.9 ± 17.1 (σ) mm. En la tabla 2 se muestra la precipitación promedio diaria mensual a cada altitud.

A nivel de evento, los valores promedio de las características de la lluvia (cantidad de precipitación, intensidad promedio, tiempo de duración) no fueron muy diferentes entre las altitudes, solamente la intensidad máxima promedio presentó un aumento conforme la altitud disminuía (Tabla 3). Al observarse los valores máximos, la cantidad de precipitación fue mayor en la parte media-baja (1600 m) y menor en la parte media-alta (2100 m). Así también los valores máximos de las intensidades promedio de la lluvia (I_{prom}), fueron disminuyendo conforme aumentaba la altitud. En cambio, los valores máximos de las intensidades máximas ($I_{m\acute{a}x}$) fueron mayores en la parte media-alta y baja. Por último, el tiempo de duración (T_d) fue más largo (~4 horas) en la parte media-baja con respecto a las otras dos altitudes (Tabla 3).

Tabla 2. Precipitación promedio diaria en las tres elevaciones estudiadas

Mes	P_{diaria} 2100 (mm/día)	P_{diaria} 1600 (mm/día)	P_{diaria} 1450 (mm/día)
Mayo	6.2	---	6.1
Junio	12.8	---	13.2
Julio	7.1	6.0	6.1
Agosto	11.6	7.8	8.2
Septiembre	21.0	19.3	21.4
Octubre	7.0	11.0	10.5

4.2. Caudal

A continuación se muestra la variación temporal de la precipitación y del caudal del río durante el periodo de lluvias investigado; ambas variables están graficadas a una resolución de 10 min (Figura 16).

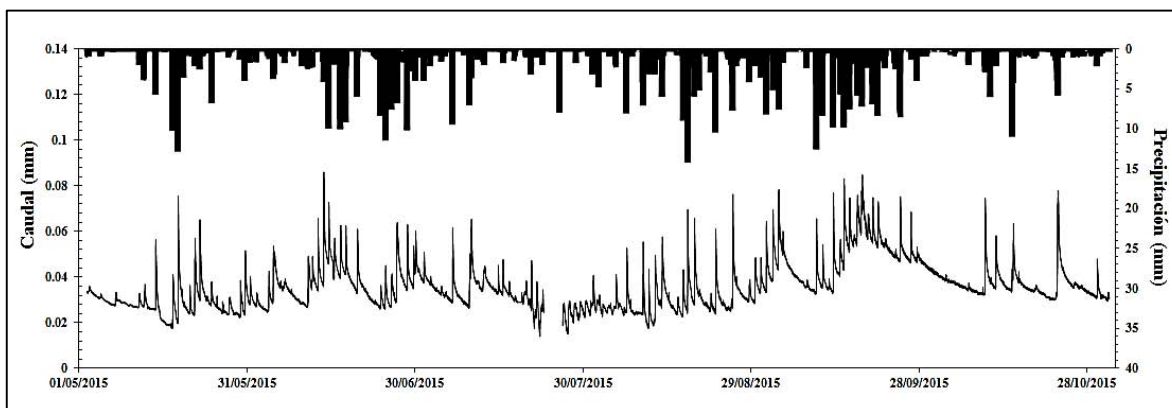


Figura 16. Precipitación (2100 m s.n.m.) y caudal del río Los Gavilanes durante época de lluvias (mayo-octubre 2015). El vacío de datos de caudal se debe a una falla del equipo.

El caudal total observado durante el periodo mayo-octubre fue de 930.3 mm, el cual equivalió al 47% de la precipitación observada. En general, se observó que el caudal siguió el patrón de distribución de la lluvia, mostrando valores máximos en el mes de septiembre (210 mm) y valores mínimos en el mes de mayo (123 mm) (Figura 17).

Tabla 3. Características y estadísticos descriptivos de la precipitación por evento a las distintas elevaciones (mayo-octubre 2015)

Características	2100 m				1600 m				1450 m			
	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Mediana	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Mediana	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Mediana
Cantidad (mm)	0.2	69.2	10.5 \pm 14.4	4.6	0.1	92.1	11.2 \pm 17.4	3.1	0.2	87.0	12.1 \pm 10.7	5.8
I_{prom} (mm/h)	0.1	15.4	4.6 \pm 7.8	2.5	0.1	30.7	4.2 \pm 5.6	2.3	0.2	57.9	5.0 \pm 6.7	2.9
I_{máx} (mm/h)	0.2	85.0	6.0 \pm 7.8	2.5	0.1	60.3	6.6 \pm 10.1	1.8	0.2	73.2	7.5 \pm 10.7	3.4
T_d (horas)	0.0	25.0	3.2 \pm 3.6	2.0	0.0	31.0	4.3 \pm 5.0	3.0	0.0	28.0	3.9 \pm 3.9	3.0

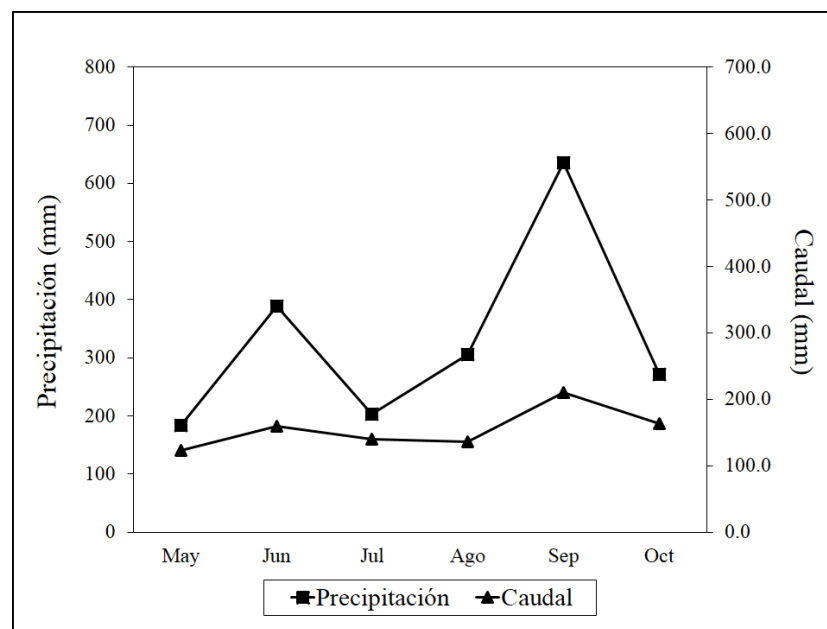


Figura 17. Distribución de la precipitación y el caudal (mayo-octubre 2015).
Estos valores son los acumulados mensuales para ambas variables.

El caudal promedio diario en los 6 meses de estudio fue de 5.1 ± 1.3 (σ) mm; observándose un comportamiento similar que el caudal mensual, es decir, los valores promedio también fueron máximos en septiembre (7 mm) y mínimos en mayo (4.1 mm) (Tabla 4).

Tabla 4. Caudal diario mensual.

Mes	Caudal mín. (mm/día)	Caudal máx. (mm/día)	Caudal promedio ($\pm \sigma$) mm/día
Mayo	2.5	5.5	4.1 ± 0.6
Junio	3.8	7.5	5.3 ± 1.0
Julio	3.2	6.4	4.5 ± 0.8
Agosto	3.4	5.8	4.4 ± 0.6
Septiembre	5.1	9.8	7.0 ± 1.2
Octubre	4.4	6.7	5.3 ± 0.5

4.3. Precipitación-escorrimento: Análisis a nivel de evento

Para identificar, separar y cuantificar los flujos rápido (Q_r) y base (Q_b) de los hidrogramas, en respuesta a eventos individuales de precipitación, se definieron los siguientes criterios (Figura 18):

- Se tomaron en cuenta hidrogramas completos y bien definidos, para lo cual se seleccionaron aquellos eventos de precipitación mayores a 1 mm (53 hidrogramas fueron eliminados, asociados a eventos de lluvia de 0.1 a 0.6 mm). Además de ello, cuando los hidrogramas fueron poco claros se decidió no analizarlos (6 hidrogramas asociados a eventos de 1 a 3.2 mm de lluvia).
- Cuando se presentaron dos eventos consecutivos, se decidió analizarlos juntos y así cuantificar mejor los hidrogramas (22 casos).

En total, se analizaron 119 hidrogramas con coeficientes de escurrimento (Q/P) menores o iguales a 1. Así también se presentaron 2 casos en los que Q/P fue mayor a 1, los cuales fueron excluidos del análisis para evitar reportar eventos atípicos de precipitación-escorrimento. Estos 2 casos se presentaron en los meses de mayo y julio, y los valores de Q/P fueron en promedio de 1.37.

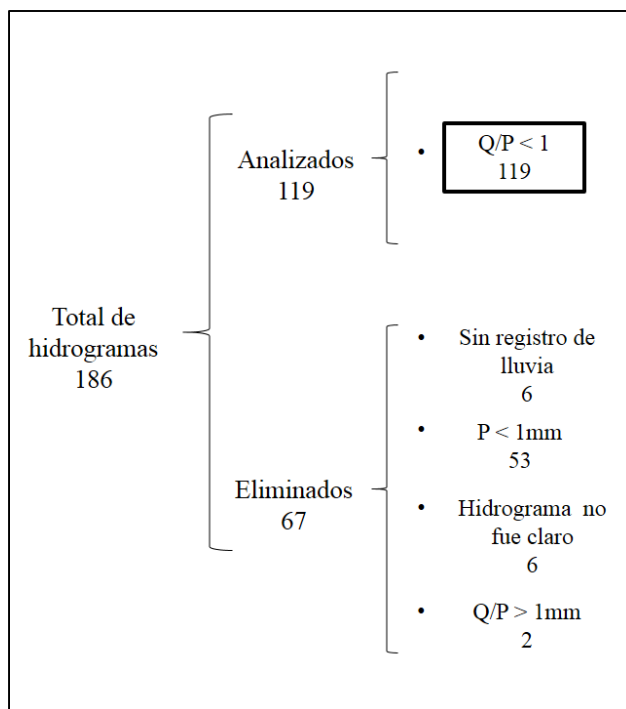


Figura 18. Resumen de los criterios de selección de los hidrogramas para su análisis.

4.3.1. Características de los eventos de precipitación

Para asociar la respuesta del caudal (hidrograma) a las entradas de precipitación, individualmente cada hidrograma fue comparado con los eventos de precipitación observados simultáneamente en las 3 altitudes, (a partir del 17 de junio de 2015, se contaron con los tres registros de lluvia, antes sólo con dos). Como criterio, se decidió asociar el hidrograma con la altitud que mostró el primer registro de lluvia. En todos los casos, su tiempo de inicio fue previo al ascenso del hidrograma.

Las cantidades de precipitación a las cuales respondieron los hidrogramas cubrieron un rango entre 1 y 86 mm. El antecedente de precipitación (AP) presentó un rango de 4.3 a 292.8 mm; AP reportó su valor promedio mínimo a principios de la época de lluvias (mayo) y su promedio máximo en el mes de septiembre (Tabla 5). En promedio, las intensidades de lluvia que caracterizaron estos eventos fueron de 4.9 ± 5.2 (σ) y de 11.5 ± 11.1 mm/h para I_{prom} e $I_{\text{máx}}$, respectivamente. El tiempo promedio de duración de la lluvia (T_d) fue de 6.5 ± 6.8 (σ) horas; en la tabla 6 se pueden observar sus respectivos valores mensuales.

Tabla 5. Precipitación y antecedentes de precipitación de los eventos analizados

Mes	<i>n</i> (eventos)	Cantidad de precipitación (mm)				AP (mm)		
		Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Mediana	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)
Mayo	17	1.0	52.2	16.9 \pm 14.1	11.2	7.0	103.7	49.0 \pm 30.5
Junio	24	1.4	33.6	16.0 \pm 9.8	16.3	30.7	126.3	78.1 \pm 27.1
Julio	12	3.2	53.8	19.0 \pm 17.0	13.8	28.4	134.2	84.0 \pm 29.4
Agosto	26	1.2	39.8	13.9 \pm 11.6	9.0	4.3	110.3	56.6 \pm 28.9
Septiembre	25	1.0	59.6	29.6 \pm 30.8	30.8	52.9	292.8	154.2 \pm 77.7
Octubre	15	2.0	86.0	23.2 \pm 29.8	9.8	4.5	152.0	70.9 \pm 43.0

Tabla 6. Características de los eventos de precipitación analizados

Mes	<i>n</i> (eventos)	I_{prom} (mm/h)				$I_{máx}$ (mm/h)				T_d (mm)			
		Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Mediana	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Mediana	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Mediana
Mayo	17	0.4	23.1	7.3 \pm 7.5	4.5	0.4	25.0	10.7 \pm 7.4	9.0	1.0	19.0	4.6 \pm 4.6	3.0
Junio	24	0.4	26.2	4.1 \pm 5.3	2.5	0.4	25.6	9.8 \pm 7.4	8.2	1.0	19.0	6.3 \pm 4.7	5.0
Julio	12	0.5	12.5	4.5 \pm 4.1	2.8	2.2	26.4	10.8 \pm 9.4	6.5	1.0	46.0	8.2 \pm 13.2	3.0
Agosto	26	0.4	15.3	5.3 \pm 4.2	4.7	1.2	27.0	8.9 \pm 7.9	5.3	0.2	12.0	3.9 \pm 3.4	2.5
Septiembre	25	0.2	23.8	5.1 \pm 5.2	4.4	0.4	40.2	16.1 \pm 12.0	16.8	0.2	31.0	9.0 \pm 7.0	6.0
Octubre	15	0.3	14.3	3.8 \pm 4.3	1.8	1.0	73.2	13.5 \pm 20.0	4.0	1.0	26.0	8.5 \pm 7.7	6.0

4.3.2. Coeficiente de escurrimiento (Q/P), flujo rápido y base, y picos de descarga.

Para los eventos analizados, el promedio de Q/P fue de 0.3 ± 0.2 (σ). Interesantemente, mes a mes se observó que el valor de Q/P promedio no varió (Tabla 7).

Del caudal total (Q_T) generado en respuesta a los eventos de lluvia, la aportación del flujo base (Q_b) tuvo un rango de 0.4 a 12.4 mm (74.5 a 99.4%), y para el flujo rápido (Q_r) fue de 0.003 a 1.9 mm (0.4 a 12.4%) (Tabla 7). Así también Q_b tuvo un valor promedio de $92.7 \pm 6.2\%$, y para Q_r de $7.3 \pm 6.2\%$ (Figura 19A; Tabla 8). Esto muestra una dominancia del flujo base en el caudal total del río. Los picos de descarga comprendieron un rango de 0.03 a 0.4 mm, equivalente a 1.75 y 23.34 m³/s.

Durante el periodo de estudio, los volúmenes mensuales de Q_r fueron en general bajos y con poca variación, con aportaciones menores al 10% en el Q_T . Sin embargo, se observó que Q_r fue relativamente mayor al principio de la época de lluvias. Por su parte, Q_b contribuyó con al menos el 91 % del Q_T , teniendo su mayor contribución al final de la época de lluvias (Figura 19A). A pesar de la variación mensual de Q_T (Figura 19B), las proporciones de Q_r y Q_b se mantuvieron con pocos cambios durante el periodo estudiado (Figura 19A).

Tabla 7. Coeficiente de escurrimiento (Q/P), caudal total (Q_T), flujos rápido (Q_r) y base (Q_b) ($n = 119$ eventos)

Mes	Q/P			Q_T (mm)				Q_r (mm)				Q_b (mm)			
	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Total	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Total	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Total
Mayo	0.04	1.1	0.3 ± 0.3	0.5	6.3	3.1 ± 1.6	52.2	0.003	1.2	0.4 ± 0.4	6.1	0.4	5.7	2.7 ± 1.4	46.1
Junio	0.05	0.7	0.3 ± 0.2	0.4	7.2	3.8 ± 2.2	90.0	0.004	1.3	0.4 ± 0.4	8.8	0.4	6.7	3.4 ± 1.9	81.2
Julio	0.1	0.6	0.3 ± 0.2	0.6	12.9	4.8 ± 3.9	57.3	0.003	1.4	0.3 ± 0.4	3.3	0.6	12.4	4.5 ± 3.6	54.0
Agosto	0.09	0.6	0.3 ± 0.1	0.4	9.3	3.4 ± 2.5	88.9	0.01	1.6	0.4 ± 0.4	10.4	0.4	7.7	3.0 ± 2.1	78.5
Septiembre	0.09	0.9	0.3 ± 0.2	0.9	12.2	5.0 ± 3.0	123.7	0.01	1.1	0.3 ± 0.3	8.2	0.9	11.6	4.6 ± 2.8	115.5
Octubre	0.07	0.7	0.3 ± 0.2	0.7	10.9	3.9 ± 3.2	59.1	0.005	1.9	0.4 ± 0.5	5.3	0.7	10.1	3.6 ± 2.8	53.8

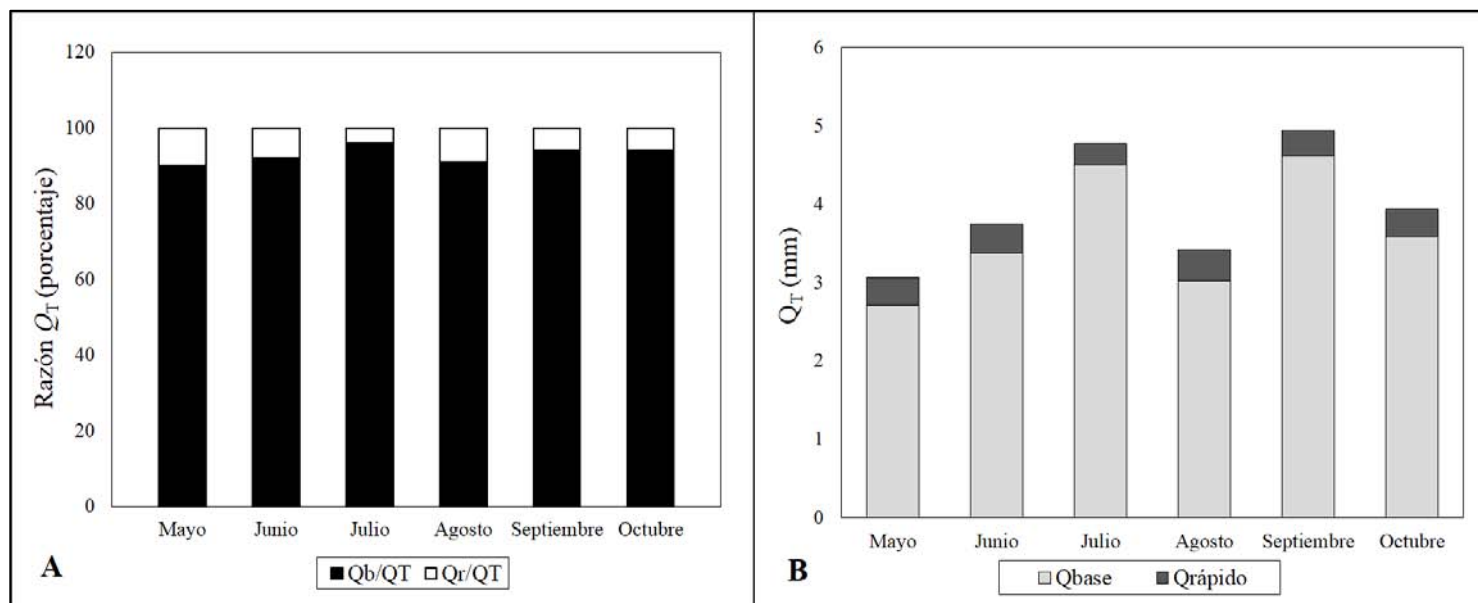
Figura 19. (A) Distribución y separación del caudal total en las razones Q_b/Q_T y Q_r/Q_T ; (B) Contribución promedio de los flujos rápido y base al caudal total, durante el periodo de estudio.

Tabla 8. Estadísticos de la proporción de los flujos rápido y base con respecto al caudal total por mes

Mes	<i>n</i> (hidrogramas)	Q_r/Q_T			Q_b/Q_T		
		Mín. (%)	Promedio ($\pm \sigma$)%	Máx. (%)	Mín. (%)	Promedio ($\pm \sigma$)%	Máx. (%)
Mayo	17	0.6	9.6 \pm 7.9	25.1	74.9	90.4 \pm 7.9	99.4
Junio	24	0.9	8.5 \pm 6.3	25.5	74.5	91.5 \pm 6.3	99.1
Julio	12	0.6	3.9 \pm 3.9	15.2	84.8	96.2 \pm 3.9	99.4
Agosto	26	1.3	9.0 \pm 6.5	21.6	78.4	91.0 \pm 6.5	98.7
Septiembre	25	0.9	5.6 \pm 4.4	16.3	83.7	94.5 \pm 4.4	99.1
Octubre	15	0.7	6.0 \pm 6.3	20.4	79.6	94.0 \pm 6.3	99.3

En relación a la precipitación, las proporciones del flujo base y rápido fueron en promedio de 29 ± 0.19 % (σ), y de 1.8 ± 1.16 %, respectivamente. Q_b/P no mostró un patrón definido, manteniéndose siempre mayor al 25%. Por su parte Q_r/P tuvo su mayor contribución en el mes de agosto; mientras que su menor aportación fue observada en los meses de julio y septiembre (Figura 20).

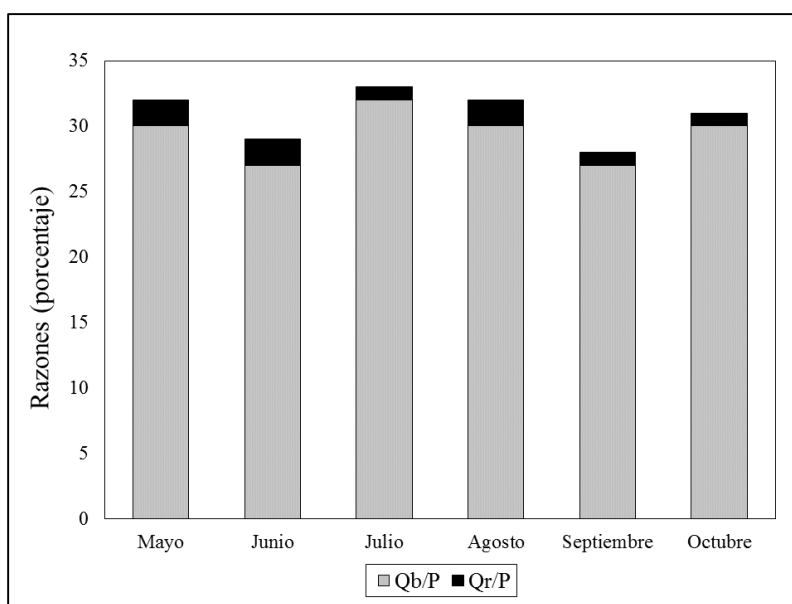


Figura 20. Contribución del flujo base y rápido a la precipitación (Q_b/P y Q_r/P) durante el periodo estudiado.

4.3.3. Tiempo de retraso, tiempo de pico y tiempo de recesión del caudal

El análisis de hidrogramas mostró, en promedio, un tiempo de retraso (L) de 4 ± 3 (σ) horas; un tiempo de pico (T_p) de 2.2 ± 1.9 horas; y un tiempo de recesión (T_r) de 14 ± 9.4 horas.

Se observó que los valores máximos de L y T_p se presentaron en los meses de julio y octubre; siendo en el caso de T_r en agosto y octubre. Con respecto a los demás meses, el comportamiento fue similar entre las variables (Tabla 9).

Tabla 9. Métricas de los hidrogramas

Mes	Tiempo de retraso (horas) L			Tiempo de pico (horas) T_p			Tiempo de recesión (horas) T_r		
	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)	Mín.	Máx.	Promedio ($\pm \sigma$)
Mayo	0.7	8.5	3.5 ± 2.0	0.2	7.8	1.8 ± 1.8	1.8	27.2	13.8 ± 7.0
Junio	1.5	6.2	3.7 ± 1.4	0.2	5.3	2.1 ± 1.3	2.2	23.2	12.9 ± 6.5
Julio	1.2	12.8	4.0 ± 3.0	0.5	9.0	2.9 ± 2.3	1.7	41.0	15.7 ± 13.8
Agosto	1.8	5.8	3.7 ± 1.3	0.3	4.7	2.0 ± 1.2	0.8	46.5	14.5 ± 11.6
Septiembre	1.5	12.3	3.6 ± 2.4	0.2	3.7	1.6 ± 0.9	3.0	29.2	13.8 ± 7.5
Octubre	1.8	26.3	6.1 ± 6.6	0.7	11.5	3.5 ± 3.6	1.7	43.3	12.7 ± 11.7

4.4. Cambios en las características de los hidrogramas y en el antecedente de precipitación a lo largo de la época de lluvias

Para evaluar si los flujos (Q_T , Q_r y Q_b), así como los tiempos de respuesta (T_r , T_p y L) y los antecedentes de precipitación (AP), fueron significativamente diferentes en el transcurso de la época de lluvias, se comparó el conjunto de datos por parámetro, mes a mes, mediante pruebas estadísticas (ANOVA) en el programa SigmaPlot (versión 13.0, Systat Software Inc). El nivel de confianza al cual se evaluaron las significancias fue de 0.05.

Los resultados obtenidos no sugirieron diferencias para Q_r , T_r , L y T_p ($p > 0.05$). En este caso, Q_T fue ligeramente diferente en agosto y septiembre ($p = 0.053$). Para estos mismos meses, Q_b sí mostró ser significativamente diferente ($p = 0.025$). En el caso de AP, con excepción de junio, sí se presentaron diferencias entre julio y los demás meses ($p < 0.05$).

4.5. Influencia de las características de la lluvia antecedente en las propiedades del hidrograma

Para evaluar el efecto de las características de la lluvia (cantidad de precipitación, I_{prom} , $I_{m\acute{a}x}$ y T_d) y de la precipitación antecedente (AP), sobre los flujos y propiedades del hidrograma (Q_r , Q_b , Q_T , L , T_p y T_r), se llevaron a cabo pruebas de correlación Spearman (Spearman Rank Order Correlation) utilizando una vez más el programa estadístico SigmaPlot.

La cantidad de precipitación (P) y la intensidad máxima de lluvia ($I_{m\acute{a}x}$) mostraron las correlaciones más altas ($r_s > 0.64$) con los distintos flujos (Q_T , Q_r , Q_b) y las métricas obtenidas de los hidrogramas (T_r , T_p , L) (Tabla 10). El tiempo de duración de la lluvia (T_d) también mostró una alta correlación con Q_b y Q_T ($r_s > 0.60$), y relaciones moderadas con T_r , L y Q_r ($r_s \geq 0.40$). Por otra parte, la I_{prom} reportó una buena correlación con L y Q_r , siendo para la primera negativa y para la segunda positiva. En el caso de AP se encontraron relaciones muy bajas con todos los parámetros, y en su mayoría negativas.

Tabla 10. Coeficientes de correlación de Spearman

	P (mm)		I_{prom} (mm/h)		$I_{m\acute{a}x}$ (mm/h)		T_d (horas)		AP (mm)	
	r_s	p	r_s	p	r_s	p	r_s	p	r_s	p
T_p	0.15	0.1	-0.2	0.04	< 0.001	1.0	0.34	< 0.001	-0.11	0.2
T_r	0.77	< 0.001	0.001	0.3	0.67	< 0.001	0.49	< 0.001	-0.09	0.3
L	-0.06	0.6	-0.45	< 0.001	-0.21	0.02	0.40	< 0.001	-0.17	0.06
Q_r	0.82	< 0.001	0.42	< 0.001	0.73	< 0.001	0.40	< 0.001	-0.15	0.1
Q_b	0.80	< 0.001	0.21	0.02	0.65	< 0.001	0.62	< 0.001	0.12	0.2
Q_T	0.83	< 0.001	0.25	0.007	0.69	< 0.001	0.61	< 0.001	0.10	0.3

Con el fin de construir un modelo con el cual tanto el caudal y sus componentes, así como los tiempos de respuesta obtenidos de los hidrogramas (variables dependientes), pudieren ser explicados a partir de las características de la precipitación y el antecedente de precipitación (variables independientes), se probaron distintas correlaciones y modelos lineales con todas y cada una estas variables.

Primeramente se realizaron correlaciones entre las características de precipitación (P , I_{prom} , $I_{m\acute{a}x}$, T_d) y AP, para ver si existía alguna relación entre ellas y también conocer cuáles variables podrían ser las más influyentes ($r_s \sim 0.50$). En este sentido, las variables $I_{m\acute{a}x}$ y P mostraron una fuerte correlación ($r_s = 0.93$; $p < 0.001$). En contraparte, las variables que

mostraron mayor independencia fueron T_d ($r_s = 0.51$; $p < 0.001$), I_{prom} ($r_s = 0.50$; $p < 0.001$) y AP ($r_s = 0.08$; $p = 0.4$)

El modelo empleó regresiones lineales múltiples entre las variables de precipitación y cada una de las propiedades del hidrograma. De todas las variables de precipitación, sólo se excluyó $I_{máx}$ debido a su alta correlación con P , además de mostrar una menor relación con las variables del hidrograma, comparando con P . Por lo tanto, a través del programa SigmaPlot se fueron identificando y seleccionando las variables más significativas ($p \leq 0.05$), las cuales fueron utilizadas para obtener modelos lineales de cada propiedad del hidrograma (Tabla 11).

Se encontró que P y T_d fueron las variables que mejor explicaron el comportamiento de los flujos (Q_T , Q_b , Q_r) y los tiempos (T_p , L y T_r), en conjunto con AP. Por otro lado, I_{prom} mostró el menor poder explicativo.

Tabla 11. Modelos de regresión

Variable (es) independiente (es)	Ecuación	p			r_s	r^2
		P	T_d	AP		
P y T_d	$Q_T = 1.193 + (0.0881 * P) + (0.157 * T_d)$	< 0.001	< 0.001	---	0.82	0.68
P y T_d	$Q_b = 1.134 + (0.073 * P) + (0.158 * T_d)$	< 0.001	< 0.001	---	0.81	0.66
P y AP	$Q_r = 0.204 + (0.0158 * P) - (0.00186 * AP)$	< 0.001	---	< 0.001	0.75	0.56
P , T_d y AP	$T_r = 8.253 + (0.29 * P) + (0.357 * T_d) - (0.0281 * AP)$	< 0.001	< 0.001	0.015	0.69	0.47
P y T_d	$L = 3.014 - (0.0525 * P) + (0.3 * T_d)$	< 0.001	< 0.001	---	0.64	0.41
P y T_d	$T_p = 1.54 - (0.0303 * P) + (0.188 * T_d)$	< 0.001	< 0.001	---	0.63	0.39

5 Discusión

5.1. Instrumentación y medición de una cuenca no aforada

En México hay una gran ausencia de información hidrológica y meteorológica en cuencas de montaña, al igual que en otros países del centro y sur del continente americano, debido al limitado número de estaciones de monitoreo en estas regiones, las cuales se caracterizan por ser en general remotas y poco accesibles. Sin embargo, la alta variabilidad de las condiciones climáticas y de las características biofísicas del paisaje de montaña, hace imperante su monitoreo y estudio (Célleri et al., 2011). En cuanto a conocimiento hidrológico, se carece de información respecto a la dinámica estacional y anual de los afluentes y sistemas de ríos de montaña, los cuales conforman la red de tributarios de los grandes ríos que desembocan ya sea en el Golfo de México o en el Océano Pacífico. De las estaciones hidrométricas existentes en nuestro país, sólo el 8% se localizan en microcuencas y cuencas un poco más grandes con áreas de drenaje de 0.1 a 30 km² (BANDAS, 2016).

Si bien la red de estaciones meteorológicas administradas principalmente por el Servicio Meteorológico Nacional, la Comisión Nacional del Agua, la Comisión Federal de Electricidad y la Secretaría de Marina, entre otros, es mucho más extensa comparada con la red de estaciones hidrométricas; aún estas estaciones son pocas en zonas de montaña y las existentes se encuentran ubicadas en las partes bajas. Por tanto la información meteorológica, en la mayoría de los casos, no capta la variabilidad del clima ni de la precipitación observada en la montaña de acuerdo a su gradiente altitudinal. En el caso de la región central de Veracruz, las estaciones meteorológicas más cercanas a la cuenca del río Los Gavilanes, sujeto de este estudio, son la de Xalapa (1360 m s.n.m.) y la de Tembladeras (3102 m s.n.m.) (Muñoz-Villers et al., 2016a; SEMAR, 2016; SMN, 2016a,b).

Como se mencionó en la introducción, la cuenca del río Los Gavilanes es un sistema hidrológico muy importante debido a que suministra el 90% del agua que consume la ciudad de Coatepec y los poblados aledaños (~100,000 habitantes). Además, sostiene actividades económicas muy importantes cuenca abajo como lo son la agricultura, pesca, turismo, etc., las cuales dependen fuertemente de esta fuente de agua. Pese a su importancia, el río Los

Gavilanes no dispone de una estación hidrométrica que registre los cambios estacionales y anuales de los caudales. De igual modo, tampoco se cuenta con una red oficial que registre la precipitación al interior de la cuenca, lo cual es crucial para estudiar y entender las relaciones precipitación-caudal. Cabe mencionar que este sistema de cuenca comprende un amplio gradiente altitudinal (de los 1000 a los 4000 m) con el cual también varía la precipitación. En este caso la precipitación anual observada a los 1100 m (parte baja) y 3700 m (parte alta) es la mitad (1450 mm) de lo que se observa en la zona de distribución del bosque mesófilo de montaña (1500-2500 m) (Muñoz-Villers et al., 2016a).

En este contexto, el presente trabajo es el primero en estudiar y reportar la respuesta hidrológica de la cuenca del río Los Gavilanes, para lo cual fue necesario instrumentarla, obteniéndose así registros continuos de la precipitación y caudal a una alta resolución de muestreo, con el fin de contestar nuestras preguntas de investigación. Por el tamaño de la cuenca (41 km²), fue un gran reto e implicó un enorme esfuerzo medir el caudal así como la precipitación en ella. Para este último, lo fue el ubicar los pluviómetros de tal forma que abarcaran y caracterizaran la variación espacial de la precipitación a distintas altitudes. En este sentido, fue muy complicado colocar un pluviómetro en el lado occidental de la cuenca dada la inaccesibilidad de esa zona, limitando así la asociación de algunas respuestas del caudal a las entradas de lluvia. La conservación de esta red de pluviómetros implicó también realizar visitas periódicas al sitio de estudio, aproximadamente cada mes y medio, para descargar los datos y dar el mejor mantenimiento posible al equipo instalado.

En cuanto al caudal, uno de los desafíos fue ubicar el limnógrafo en el lecho del cauce del río en un lugar seguro, ya que un primer dispositivo instalado se extravió. Así mismo, otro reto fue el realizar mediciones a distintas alturas de flujo base. En particular fueron complicados los aforos y las mediciones de la profundidad del agua a niveles altos del flujo base del río, durante los meses en los que se registraron las mayores entradas de lluvia. Posteriormente, fue importante validar el método de aforo en un río grande (quinto orden), para lo cual fue muy necesario realizar aforos con el método área-velocidad, el cual confirmó las estimaciones de caudal obtenidas con el método de aforo químico. Por su parte, el método área-velocidad requirió mediciones de la velocidad del flujo del río con un molinete, realizadas en profundidad en cada sección vertical (columna de agua) y a lo largo de la sección transversal del río. Finalmente, una vez obtenidos los datos, se debe tener cierta

cautela en la elección de la ecuación que describe el comportamiento de la altura de agua vs. el caudal del río obtenida a partir de los aforos (Figura 12), ya que a través de ella se transforman los datos de altura del río a caudal. Para ello, se debe corroborar la coherencia de los datos transformados con mediciones y observaciones en campo, así también con las entradas de lluvia mensuales y durante el periodo, de lo contrario se podría reportar información de caudal que podría estar sobreestimada y en consecuencia, mal interpretada.

Para mejorar aún más las mediciones de lluvia y caudal realizadas en la cuenca Los Gavilanes, se recomienda densificar la red de pluviómetros sobre el rango altitudinal para robustecer más las observaciones. Para el caudal es significativo medir, conocer y entender la variabilidad de las velocidades en la columna de agua y a lo largo del cauce del río. Para ello se sugiere aforar el río, empleando tanto el método del trazador químico como el de velocidad-área; corrigiendo a través del molinete, los perfiles de velocidad a lo largo de la sección transversal y en profundidad. Para el aforo químico, se sugiere realizar varios ensayos que al mismo tiempo registren la variación del caudal en diferentes puntos sobre la sección transversal (tres puntos; uno al centro y dos en los márgenes del río), para conocer de esta forma la variabilidad de la velocidad a lo largo de esta sección.

Así también realizar más mediciones a diferentes condiciones de flujo base de los que se tienen, para mejorar la curva nivel de agua-caudal construida.

5.2. Dinámica hidrológica de la cuenca del río Los Gavilanes

Aproximadamente el 50% de la precipitación registrada en la cuenca se observó en caudal. Esta proporción caracteriza a la época de lluvias, por lo que este porcentaje probablemente podría aumentar si se considera el año hidrológico completo, esto debido a la alta contribución del flujo base al caudal total en la época de secas. El coeficiente Q/P fue 12 y 21% más bajo comparado con lo reportado en las microcuencas tributarias de bosque mesófilo maduro (0.3 km^2) y secundario (0.1 km^2), respectivamente; estos coeficientes sí contemplan todo el año hidrológico (Muñoz-Villers y McDonnell, 2013).

La dominancia del flujo base sobre el caudal total ($\sim 93 \pm 6.2\%$), indica un control de los flujos subsuperficiales para la generación de caudal en la cuenca. Así también se observó un aumento de la contribución del flujo base al caudal total conforme la época de lluvias avanzaba. Esto sugiere un aumento de la capacidad de almacenamiento y movilización del

agua en el subsuelo, por procesos de infiltración, percolación y recarga de agua en la cuenca, expresado en una mayor aportación del flujo subsuperficial al caudal del río.

Esta dominancia del flujo base es consistente con lo que Muñoz-Villers y McDonnell (2013) reportan en microcuencas de bosques maduro y secundario (~ 90%, respectivamente) en la parte media-alta de Los Gavilanes. En general esto sugiere que el flujo de agua subterránea es la fuente principal del caudal en los ríos. Por lo que la generación del caudal en esta región está estrechamente asociado con las características edafológicas y geológicas de las cuencas, en particular su alta capacidad de infiltración y recarga de agua subterránea, como consecuencia de su baja densidad aparente ($0.25\text{-}0.45\text{ g/cm}^3$), alta porosidad (89%) y su alta conductividad hidráulica saturada observada en la interface suelo-roca (5-30 mm/h) (Muñoz-Villers y McDonnell, 2013; Muñoz-Villers et al., 2016).

Por otra parte, los estudios de Muñoz-Villers et al. (2016), cuantificaron los tiempos de residencia de flujos base de ríos abarcando varios tamaños de cuenca ($0.1\text{-}34\text{ km}^2$) en Los Gavilanes, empleando técnicas de isótopos estables del agua ($\delta^2\text{H}$). Sus resultados mostraron tiempos promedio de residencia del agua de 2.2 años, lo cual refleja nuevamente la gran capacidad de almacenamiento de este sistema. Además, estos tiempos estuvieron correlacionados con la fisiografía, topografía, permeabilidad y tipo de cubierta vegetal de las cuencas, destacándose que cuencas cubiertas por bosque mesófilo con forma elongada, con pendientes moderadas ($20\text{-}30^\circ$) y con altas conductividades en el subsuelo (5-30 mm/h) conlleva a tiempos de residencia largos.

Así también la poca perturbación de la cubierta vegetal de la zona (Figura 4) podría ser un factor importante, ya que se mantiene el componente interceptador de lluvia, el cual protege al suelo, manteniendo de esta forma sus características naturales físicas e hídricas que influyen en el proceso de infiltración, permitiendo así la estabilización del caudal durante todo el año.

La contribución del flujo rápido fue de $7 \pm 6.2\%$, teniendo su mayor contribución en los meses de mayo y agosto, en los cuales se presentaron las mayores intensidades promedio registradas y los tiempos de duración de los eventos más cortos, lo cual podría indicar un exceso de la capacidad de infiltración, el cual aumentó la generación de flujo rápido. En general, esta baja aportación del flujo rápido al caudal total sugiere una baja ocurrencia de

flujos por procesos superficiales, lo cual es atribuido al buen drenaje de la cuenca y a la protección de las propiedades físicas e hídricas del suelo, por parte de la cubierta vegetal. En el mismo estudio de Muñoz-Villers y McDonnell (2013) indican que la conversión de bosque a pastizal a nivel de microcuenca, genera una gran variabilidad del caudal, siendo muy responsiva durante la época de lluvias, producto de la baja interceptación del pastizal y del favorecimiento de la escorrentía superficial, siendo este último, producto de la alteración de la infiltración, es decir, de la compactación y reducción de la conductividad hidráulica superficial del suelo. Sin embargo se requiere comparar el comportamiento de la cuenca con otra similar pero con diferente cobertura vegetal, para observar y cuantificar mejor el papel de la cubierta boscosa,

Comparando estos resultados con el de otras cuencas tropicales se encontró lo siguiente. En la cuenca Panama (10 km²) al sur de Ecuador, cubierta con pastizal (57%) y bosque de niebla (29%) sobre suelo de tipo Cambisol (46%) y Leptosol (42%) provenientes de depósitos de flujo piroclásticos, se reportó un coeficiente de escurrimiento anual (Q/P) del 50%. Las contribuciones al caudal total por flujos rápido y base fueron del 33 y 67%, respectivamente. Aun cuando la razón Q/P fue muy similar entre los estudios, la contribución de flujo rápido fue bastante más alta, lo cual podría atribuirse a la mayor cobertura de pastizal y a las diferencias en las propiedades físicas e hídricas asociadas al tipo de suelo, lo cual favorece la generación de flujos superficiales (Crespo et al., 2011).

En esa misma región de Ecuador, la cuenca Zurita (11.4 km²) cuya cobertura vegetal es bosque de niebla (73%) y sub-páramo (15%), con suelo dominante Histosol (50%) seguido por Regosol (30%) proveniente de rocas metamórficas, presentó un valor de Q/P del 70%; sin embargo la aportación del flujo rápido y base al caudal total fue de 11 y 89%, respectivamente. En este caso Q/P es mayor comparando con nuestro sitio de estudio, esto debido posiblemente a sus fuertes pendientes (55%). Por otra parte, la similitud en la proporción de los flujos pudiere ser atribuida a la dominancia de bosque de niebla y suelos permeables, característica compartida con la cuenca Los Gavilanes (Crespo et al., 2011).

Haciendo la comparación con cuencas de mayor tamaño, la razón Q/P obtenida es baja con respecto a la que se reporta (78%) para la cuenca del río San Francisco (75.3 km²) en Ecuador (Crespo et al., 2011). Por su área esa cuenca alberga una gran variedad de suelos (Histosoles,

Regosoles, Cambisoles y Stagnosoles); su vegetación dominante es bosque de niebla (68%) y sub-páramo (21%). Años más tarde, los estudios realizados por Timbe et al. (2014) en esta cuenca en Ecuador reportaron tiempos de residencia del agua de 0.7 a 0.9 años, los cuales son menores a los obtenidos en la cuenca Los Gavilanes (~ 2 años; Muñoz-Villers et al., 2016). Esto sugiere que la generación de caudales en la cuenca andina está gobernado por flujos subsuperficiales laterales poco profundos, debido a la poca profundidad de la capa superficial del suelo y su baja permeabilidad. Reflejado no sólo en los tiempos de residencia sino también en la alta proporción Q/P , caso contrario de lo que ocurre en la cuenca Los Gavilanes. Resultado de las diferencias en las características físicas e hídricas del suelo, las cuales influyen en la dominancia de la generación de los flujos.

5.3. Respuesta de la cuenca a eventos de precipitación: Flujos y métricas de hidrogramas

Para el periodo de estudio, las métricas de las respuestas de los hidrogramas mostraron en promedio tiempos de retraso de 4 ± 3 (σ) horas; tiempos de pico de 2.2 ± 1.9 horas y tiempos de recesión de 14 ± 9.4 horas. Se observó que los tiempos de retraso y de pico fueron más largos a mayores cantidades de lluvia y antecedentes de precipitación, y a tiempos de duración de la lluvia prolongados. En el caso de los tiempos de recesión, estos fueron más largos a moderadas intensidades, y de registros medios de las cantidades de precipitación y de los antecedentes de precipitación. Comparativamente, los tiempos de respuesta del río Los Gavilanes fueron mucho más prolongados que los obtenidos en las microcuencas de bosque antes referidas. Los rangos fueron, para el tiempo de retraso de 0.7 a 26.3 vs 0.3 a 2.3 horas, tiempos de pico de 0.2 a 11.5 vs 0.4 a 4.5 horas para Los Gavilanes vs las microcuencas de bosques, respectivamente (Muñoz-Villers y McDonnell, 2013). Además de estos estudios, no se encontraron otras investigaciones en bosques de niebla, con las cuales comparar nuestros resultados. Sin embargo los tiempos de retraso reportados en una cuenca de bosque tropical seco (3.15 km^2) en Guadalajara, México, con cobertura de bosque de pino (82%) y bosque mixto (13%), con suelo Cambisol; presentó un tiempo de retraso promedio de 3.8 horas, el cual es similar al presentado en el río Los Gavilanes. La misma cuenca reportó un rango de 1.5 a 6.5 horas, siendo mayor el tiempo máximo reportado en la cuenca Los Gavilanes (26.3 horas) (Farrick y Branfireun, 2014).

Al contrastarse los flujos generados del caudal total en respuesta a eventos individuales de precipitación, se observó que los volúmenes de flujo base fueron mayores con altas cantidades de precipitación, antecedentes de precipitación e intensidades máximas. Así también de prolongados tiempos de duración de los eventos.

La generación del flujo rápido, con respecto a la cantidad de precipitación, sus contribuciones máximas ocurrieron a alta cantidad de precipitación y antecedente de precipitación.

Por último, el análisis de correlaciones mostró que el caudal total, base y rápido, así como los distintos tiempos de respuesta de los hidrogramas, se encuentran influenciados por las características de los eventos de precipitación, en particular por la cantidad y duración de la lluvia. Adicionalmente, el flujo rápido y el tiempo de retraso mostraron correlaciones con el antecedente de precipitación. En cuanto al flujo base, si bien no mostró una relación significativa con el antecedente de precipitación, sí se observaron aumentos en estos volúmenes a antecedentes altos de humedad.

Por lo cual, en un contexto del cambio climático, alterar los patrones de la precipitación afectaría directamente en los mecanismos de la generación del caudal en cuenca, siendo que a eventos extremos y de altas intensidades podrían acelerar la producción de los flujos superficiales, con un impacto de mayor magnitud en la parte baja de la cuenca. Además, añadiendo la pérdida del bosque mesófilo de montaña (debido a su gran amenaza de desaparición) y su reemplazo por otra cubierta vegetal, afectaría directamente en la generación de flujos, al alterar la capacidad de infiltración del suelo, su amortiguación a eventos extremos y su provisión de agua, durante la época de secas. Por lo que es indispensable, preservar y recuperar estas regiones de montaña, para mantener el funcionamiento natural del ecosistema (Muñoz-Villers y McDonnell, 2013) y así mitigar las posibles afectaciones sobre los recursos hídricos y sus beneficios para la sociedad.

6 Conclusiones

El componente dominante del caudal total en el río Los Gavilanes fue el flujo base, con una contribución del 93%. Asimismo, su aumento progresivo a través de la época de lluvias se atribuye al aumento de la capacidad de almacenamiento y movilización del agua en el subsuelo, por procesos de infiltración, percolación y recarga de agua en la cuenca conforme el antecedente de humedad fue en aumento.

Las variables de precipitación que más explicaron las contribuciones de los flujos rápido y base, al igual que los tiempos de retraso, de pico y de recesión, fueron la cantidad de precipitación y la duración de los eventos de lluvia. Asimismo el antecedente de precipitación mostró una influencia en el flujo rápido y el tiempo de recesión; siendo también importante en la generación del flujo base a altos antecedentes de humedad.

Por último, este trabajo ilustra la gran importancia de monitoreo y estudio hidrológico, a partir de los cuales se pueden inferir algunos procesos de generación y provisión de agua en cuencas, en la región de montaña investigada.

7 Referencias

- Ataroff, M., 2001. *En Bosques nublados del Neotrópico*. Kappelle, M., Brown, A. (Eds.). IMBIO, Costa Rica, 397-442.
- BANDAS, 2016. Información publicada en la página web del Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS). Disponible en: <http://www.conagua.gob.mx/conagua07/contenido/documentos/portada%20bandas.htm>
- Barrero-Rojas, J.P., 2014. Dinámica de la humedad del suelo y el nivel freático, y su influencia sobre el régimen de caudales en la cuenca Los Gavilanes, Veracruz-México [Tesis de maestría]: Medellín, Universidad Nacional de Colombia, 106.
- Boy, J., Valarezo, C., Wilcke, W., 2008. Water flow paths in soil control element exports in an Andean tropical montane forests. *European Journal of Soil Science*. 59, 1209-1227.
- Brooks, K.N., Ffolliott, P.F., Magner, J.A., 2013. *En Hydrology and the management of watersheds* (4ª ed.). Wiley-Blackwell, Iowa, United States of America, 533.
- Bruijnzeel, L.A., 2001. Hydrology of tropical montane cloud forests: A reassessment. *En Second international colloquium on hydrology and water management in the humid tropics*. Hawaii, 440.
- Bruijnzeel, L.A., 2006. Final technical report DFID-FRP. Project no. R7991. Hydrological impacts of converting tropical montane cloud forest to pasture, with initial reference to northern Costa Rica. Vrije Universiteit Amsterdam and Forestry Research Program of the U. K. Department for International Development, Aylesford. Disponible en: http://www.falw.vu/~fiesta/reports/R7991_Final%20Technical%20Report_Jan06.pdf **No sé si así se reporta un reporte**
- Bruijnzeel, L.A., Scatena, F.N., Hamilton, L.S., 2010. Tropical montane cloud forest: State of knowledge and sustainability perspectives in a changing world. *En Tropical montane cloud forests*. Bruijnzeel, L.A., Scatena, F.N., Hamilton, L.S. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge. Reino Unido, 691-740.
- Bruijnzeel, L.A., Mulligan, M., Scatena, F.N., 2011. Hydrometeorology of tropical montane cloud forests: emerging patterns. *Hydrological Processes*. 25, 465-498.
- Bubb, P., May, I., Sayer, J., 2004. *Cloud forest agenda*. UNEP-WCMC, Cambridge, UK.
- Burt, T.P., McDonnell, J.J., 2015. Whither field hydrology? The need for discovery science and outrageous hydrological hypotheses. *Water Resources Research*. 51, 5919-5928.
- Caballero, L.A., Rimmer, A., Easton, Z.M., Steenhuis, T.S., 2012. Rainfall runoff relationships for a cloud forest watershed in Central America: Implications for water resource engineering. *Journal of the American Water Resources Association*. 48, 1022-1031.
- Campos-Pinto, L., De Mello, C.R., O, O.R., Norton, L.D., Curi, N., 2016. Role of inceptisols in the hydrology of mountainous catchments in southeastern Brazil. *Journal of Hydrologic Engineering*. 21, 5015017-501501710.
- Carrasco-Núñez, G., Lee, S., Díaz-Castellón, R., Vázquez-Selem, L., Capra, L., 2010. Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 197, 209-224.
- Cavelier, J., Vargas, G., 2002. Procesos hidrológicos. *En Ecología y conservación de bosques neotropicales*. Guariguata, M.R., Kattan, G.H (Eds.). Libro Universitario Regional, Cartago, Costa Rica, 145-165.
- Célleri, R., Crespo, P., Biévre, B., Acosta, L., 2011. Una iniciativa regional del monitoreo hidrológico de ecosistemas andinos. 5.
- Challenger, A. Soberón, J., 1998. Los ecosistemas terrestres. *En Utilización y conservación de los ecosistemas terrestres de México: Pasado, presente y futuro*. Challenger, A (Ed.), Instituto de Biología, UNAM, México, 89-98.
- Clark, K.E., Torres, M.A., West, A.J., Hilton, R.G., New, M., Horwath, A.B., Fisher, J.B., Rapp, J.M., Robles-Caceres, A., Malhi, Y., 2014. The hydrological regime of a forested tropical Andean Valley. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. 18, 1-46.
- Crespo, P.J., Feyen, J., Buytaert, W., Búcker, 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, 164-174.

- Crespo, P., Bücken, A., Feyen, J., Vaché, K.B., 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, 3896-3910.
- Davie, T., 2008. Precipitation. *En Fundamentals of Hydrology*. Routledge fundamentals of physical geography (2ª ed.). Gerrard, J (Ed.), Taylor y Francis e-Library, United States of America, 16-17.
- Dingman, S.L., 2014. *En Physical Hydrology* (2ª ed.), Waveland Press, Inc, United States of America, 646.
- Frumau, K.F.A., Bruijnzeel, L.A., Tobon, C., 2006. Hydrological measurement protocol for montane cloud forest. Annex 2, Final Technical Report DFID-FRP Project R7991. Vrije Universiteit, Amsterdam, 6-8.
- Farrick, K.K., Branfireun, B.A., 2014. Soil water storage, rainfall and runoff relationships in a tropical dry forest catchment. *Water Resources Research*. 50, 9236-9250.
- García, E., 2004. Primera parte. Modificaciones al sistema de Köppen. *En Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen*. (5ª ed.), García, E (Ed.). Instituto de Geografía UNAM, D.F., México, 21-24.
- García-Coll, I., Avelino-Matínez A., Ramírez A., Niño-Cruz A., Rivas A.J., Domínguez L., 2004. Primera parte. Estudios ambientales en cuencas. La relación agua-bosque: delimitación de zonas prioritarias para pago por servicios ambientales hidrológicos en la cuenca del río Gavilanes, Coatepec, Veracruz. *En El manejo integral de cuencas en México. Estudios y reflexiones para orientar la política ambiental*. Cotler, H (Ed.). INE-SEMARNAT, D.F., México, 99-115.
- Gash, J.H.C., 1979. An analytical model of rainfall interception by forests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 105, 43-55.
- Geissert, K.D., A. Gómez Tagle Ch., A. Gómez Tagle Rojas y M. Guevara Santamaría., 2012. Funciones ecohidrológicas del suelo y su importancia para la conservación y el desarrollo. *CONABIO. Biodiversitas*. 105, 10-12.
- Geissert, D., Gómez-Tagle, C.A., Martínez-Hernández, L., Meza-Pérez, E., Enríquez-Fernández, E., 2013. Cartografía del suelo para la identificación de unidades hidroedáficas funcionales en una cuenca de montaña: Conceptos y propuesta metodológica. *En Memorias del Tercer Congreso Nacional de Manejo de Cuencas Hidrográficas*. Aguilar, R., Burgos, A., Gonzáles, R., Carmona, E., Ríos, E (Eds.), Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental, Morelia, Michoacán: UNAM, 3-12.
- Goller, R., Wilcke, W., Leng, M.J., Tobschall, H.J., Wagner, K., Valarezo, C., Zech, W., 2004. Tracing water paths through small catchments under a tropical montane rain forest in south Ecuador by an oxygen isotope approach. *Journal of Hydrology*. 308, 67-80.
- Gómez-Tagle, A. Jr., Geissert, D.K., Perez-Maqueo, O., Marin-Castro, B. E., Rendón-López, M. B., 2011. Chapter 10. Saturated hydraulic conductivity and land use change, new insights to the payments for ecosystem services programs: a case study from a tropical montane cloud forest watershed in eastern central Mexico. *En Developments in Hydraulic Conductivity Research*. Dikinya, O (Ed.), InTech, India, 225-248.
- Guswa, A.J., Rhodes, A.L., Newell, S.E., 2007. Importance of orographic precipitation to the water resources of Monteverde, Costa Rica. *Water Resources Research*. 30, 2098-2112.
- Hewlett, J.D., Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *En Forest hydrology*. Sooper, W.E., Lull, H.W (Eds.). Pergamon Press, New York, USA, 275-290.
- Holwerda, F., Bruijnzeel, L. A., Munoz-Villers, L. E., Equihua M., Asbjornsen H., 2010. Rainfall and cloud water interception in mature and secondary lower montane cloud forests of central Veracruz, Mexico. *Journal of Hydrology*. 384, 84-96.
- Holwerda, F., Bruijnzeel, L. A., Barradas V.L., Cervantes, J., 2013. The water and energy exchange of a shaded coffee plantation in the lower montane cloud forest zone of central Veracruz, Mexico. *Agricultural and Forest Meteorology*. 173, 1-13.
- Kapos, V., Rhind, B., Edwards, M., Price, M.F., Ravilious, C., 2000. Developing a map of the world's mountain forests. *En Forests in sustainable mountain development: a state of knowledge report for 2000*. Task force on forests in sustainable mountain development. Price, M.F., Butt, D (Eds.), CABI Publishing in association with The International Union of Forestry Research Organizations (IUFRO), United Kingdom, 4-8.

- Lugo-Hubp, J.I., 2015. *En* Diccionario Geomorfológico (2ª ed.), Geografía para el siglo XXI. Serie Textos Universitarios; 7, México, 480.
- McGuire, K.J., McDonnell, J.J., 2010. Hydrological connectivity of hillslopes and streams: Characteristic time scales and nonlinearities. *Water Resources Research*. 46, W10543.
- Moore, R.D., 2004. Introduction to salt dilution gauging for streamflow measurement part II: Constant-rate injection. *Streamline Watershed Management Bulletin*. 8, 11-15.
- Moore, R.D., 2005. Introduction to salt dilution gauging for streamflow measurement part III: slug injection using salt in Solution. *Streamline Watershed Management Bulletin*. 8, 1-6.
- Mulligan, M., 2010. Modeling the tropics-wide extent and distribution of cloud forest and loss, with implications for conservation priority. *En* Tropical montane cloud forest. Science for Conservation priority. Bruijnzeel, L.A., Scatena, F.N., Hamilton, L.S (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 14-38.
- Muñoz-Villers, L. E., López-Blanco, J., 2008. Land use/cover using Landsat TM/ETM images in a tropical and biodiversity mountainous area of central-eastern Mexico. *International Journal of Remote Sensing*. 29, 71-93.
- Muñoz-Villers, L. E., 2008a. Efecto del cambio en el uso de suelo sobre la dinámica hidrológica y calidad de agua en el trópico húmedo del centro de Veracruz, México [Tesis de doctorado]: Universidad Autónoma Metropolitana, 93.
- Muñoz-Villers, L.E., Holwerda, F., Gómez-Cardenas, M., Equihua, M., Asbjornsen, H., Bruijnzeel, L.A., Marín-Castro, B.E., Tobón, C., 2012. Water balances of old-growth and regenerating montane cloud forest in central Veracruz, Mexico. *Journal of Hydrology*. 462-463, 52-63.
- Muñoz-Villers, L. E., McDonnell, J.J., 2012. Runoff generation in a steep, tropical montane cloud forest catchment on permeable volcanic substrate. *Water Resources Research*. 48, 1-17.
- Muñoz-Villers, L. E., McDonnell, J.J., 2013. Land use change effects on runoff generation in a humid tropical montane cloud forest region. *Hydrology and Earth System Sciences*. 17, 3543-3560.
- Muñoz-Villers, L. E., Holwerda, F., Alvarado-Barrientos, M.S., Geissert, D., Marín-Castro, B., Gómez-Tagle, A., McDonnell, J., Asbjornsenm H., Dawson, T., Bruijnzeel, A. L., 2015. Efectos hidrológicos de la conversión del bosque de niebla en el centro de Veracruz, México. *Bosque*. 36, 395-407.
- Muñoz-Villers, L. E., Geissert, D.R., Holwerda, F., McDonnell, J.J., 2016. Factors influencing stream baseflow transit times in tropical montane watersheds. *Hydrology and Earth System Sciences*. 12, 10975-11011.
- Muñoz-Villers, L.E., Aranda-Delgado, E., Castilleja-Delgado, E., Holwerda, F. (2016a, octubre). La cuenca del río Pixquiác, centro de Veracruz ¿Qué nos dicen 10 años de monitoreo de precipitación y caudal?. Cartel presentado en el IV Congreso Nacional de Manejo de Cuencas Hidrográficas, Xalapa-Veracruz, México.
- Porrás, I., Grieg-Gran, M., Neves, N., 2008. All that glitters: A review of payments for watershed services in developing countries. *Natural Resource Issues* No. 11. International Institute for Environment and Development. London, UK.
- Raghunath, H. M., 2006. Hydrographs. *En* Hydrology. Principles. Analysis. Design (2ª ed.), New Age International. Daryaganj, New Delhi, 117-120.
- Roa-García, M.C., Brown, S., Schreier, H., Lavkulich, L.M., 2011. The role of land use and soils in regulating water flow in small headwater catchments of the Andes. *Water Resources Research*. 47, W05510.
- Rollenbeck, R., Anhuf, D., 2007. Characteristics of the water and energy balance in an Amazonian lowland rainforest in Venezuela and the impact of the ENSO-cycle. *Journal of Hydrology*. 337, 337-390.
- Rossignol, J-P., 1987. Los estudios morfoedafológicos en el área Xalapa-Coatepec, Veracruz. *En* La morfoedafología en la ordenación de los paisajes rurales Conceptos y primeras aplicaciones en México. Geissert, D., Rossignol, J-P (Eds.), INEREB-IRD, Xalapa, México, 23-39.
- Rzedowski, J. 1996. Análisis preliminar de la flora vascular de los bosques mesófilos de montaña de México. *Acta Botánica Mexicana*. 35, 25-44.
- Rzedowski, J., 1998. Bosque Mesófilo de Montaña. *En* Vegetación de México. CONABIO (Ed.), Limusa, México, 328-339.

- Salemi, L.F., Groppo, J.D., Trevisa, R., De Moraes, J.M., De Barros Ferraz, S.F., Villani, J.P., Duarte-Neto, P.J., Martinelli, L.A., 2013. Land-use change in the Atlantic rainforest region: Consequences for the hydrology of small catchments. *Journal of Hydrology*. 499, 100-109.
- Schellekens, J., Bruijnzeel, L.A., Scatena F.N., Bink, N.J., Holwerda, F., 2000. Evaporation from a tropical rain forest, Luquillo experimental forest, eastern Puerto Rico. *Water Resources Research*. 38, 2183-2196.
- SEMAR, 2016. Información publicada en la página web de la Secretaría de Marina de México (SEMAR). Disponible en: http://meteorologia.semar.gob.mx/red_emas2.html
- SMN. 2015. Reporte del clima en México, julio 2015: Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Julio 2015, año 3, Número 7. 1-22. Disponible en: <http://smn.cna.gob.mx/tools/DATA/Climatolog%C3%ADa/Diagn%C3%B3stico%20Atmosf%C3%A9rico/Reporte%20del%20Clima%20en%20M%C3%A9xico/RC-Julio15.pdf>
- SMN, 2016 a. Información publicada en la página web del Servicio Meteorológico Nacional de México (SMN). Disponible en: <http://smn.cna.gob.mx/es/observando-el-tiempo/estaciones-meteorologicas-automaticas-ema-s>
- SMN, 2016 b. Información publicada en la página web del Servicio Meteorológico Nacional de México (SMN). Disponible en: http://smn1.conagua.gob.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=164:veracruz&catid=14:normales-por-estacion
- Timbe, E., Windhorst, D., Frede, H.G., Feyen, J., Breuer, L., 2014. Understanding uncertainties inferring mean transit times of water through tracer-based lumped-parameter models in Andean tropical montane cloud forest catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*. 18, 1503-1523.
- Veneklass, E.J., Van Ek, R., 1990. Rainfall interception in two tropical montane rain forests, Colombia. *Hydrological Processes*. 4, 311-326.
- Williams-Linera, G., 2012. *En El bosque de niebla del centro de Veracruz: ecología, historia y destino en tiempos de fragmentación y cambio climático*. CONABIO-Instituto de Ecología, A.C, Xalapa, Veracruz, México, 208. Versión electrónica <http://www.inecol.edu.mx/librobosquedeniebla.pdf>
- Williams-Linera, G., Toledo, M., Hernández, C.G., 2013. How heterogeneous the cloud forest communities in the mountains of central Veracruz, Mexico?. *Plant Ecology*. 214, 685-701

8 Glosario

Tipos de suelo:

Andosol: Suelo de color negro, producto del intemperismo de materiales volcánicos y no volcánicos. Se encuentran en relieves montañosos y lomeríos, bajo una amplia variedad de cubierta vegetal y clima.

Cambisol: Suelo condicionado por la topografía y de edad limitada. Presenta una diferenciación incipiente de horizontes en el subsuelo, marcada por cambios de estructura, de color, de contenido de arcilla o carbonatos. Se deriva de una amplia variedad de rocas, en terrenos planos a montañosos, bajo todos los tipos de clima.

Histosol: Suelo que se forma por una gran acumulación de materia orgánica, debido a la lenta transformación de los residuos vegetales. Se presenta en las regiones boreales, árticas, subárticas, en regiones templadas y tropicales (pantanos y manglares).

Regosol: Suelo mineral reciente, condicionado por la topografía, de color claro y de poco desarrollo; sobre materiales no consolidados. Es común en zonas áridas y regiones montañosas.

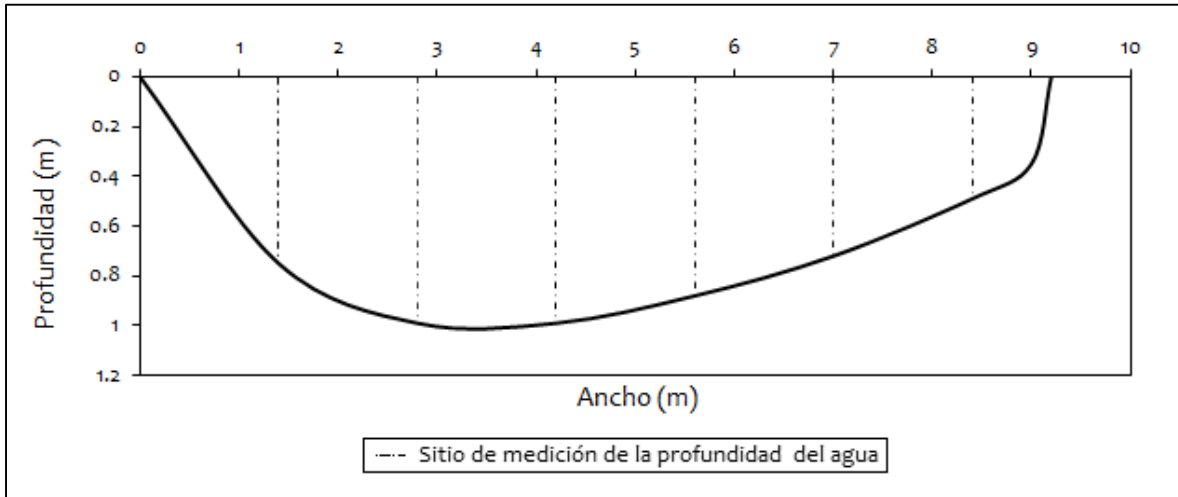
Stagnosol: Suelo que se encuentra periódicamente saturado de agua, debido a las oscilaciones del nivel freático. Se desarrolla en terrenos planos a ligeramente ondulados, en regiones templadas frescas a semicálidas, con condiciones húmedas y perhúmedas.

Órdenes de corrientes: Concepto que se aplica para el análisis de una cuenca hidrográfica. Es un método que clasifica numéricamente las corrientes fluviales de una cuenca. Consiste en nombrar como corriente de primer orden a aquellas que no reciben afluentes; la unión de dos corrientes de primer orden origina una de segundo orden; dos de segundo orden generan una de tercero y así sucesivamente.

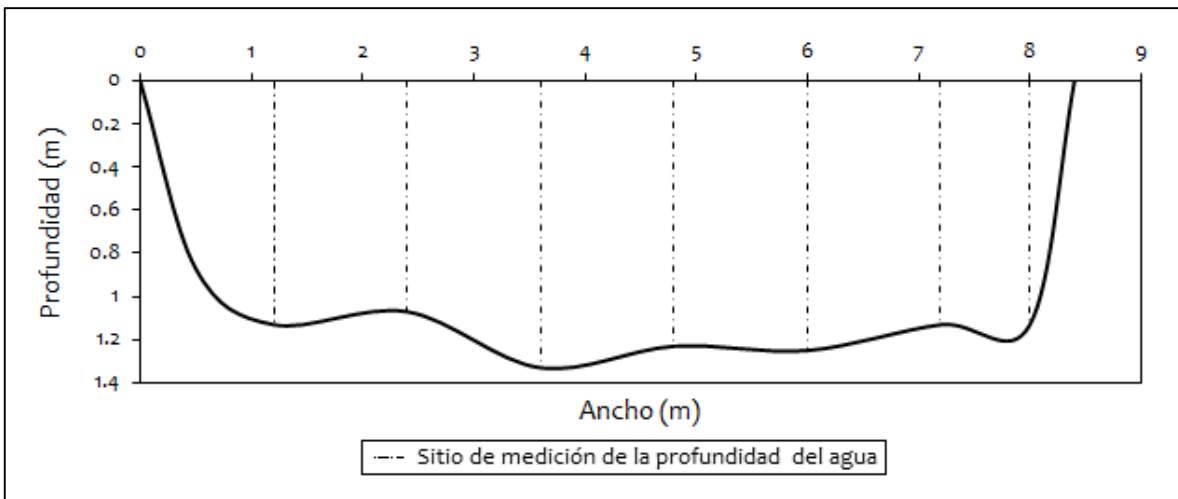
Conceptos obtenidos de Lugo-Hubp, 2015.

9 Anexo

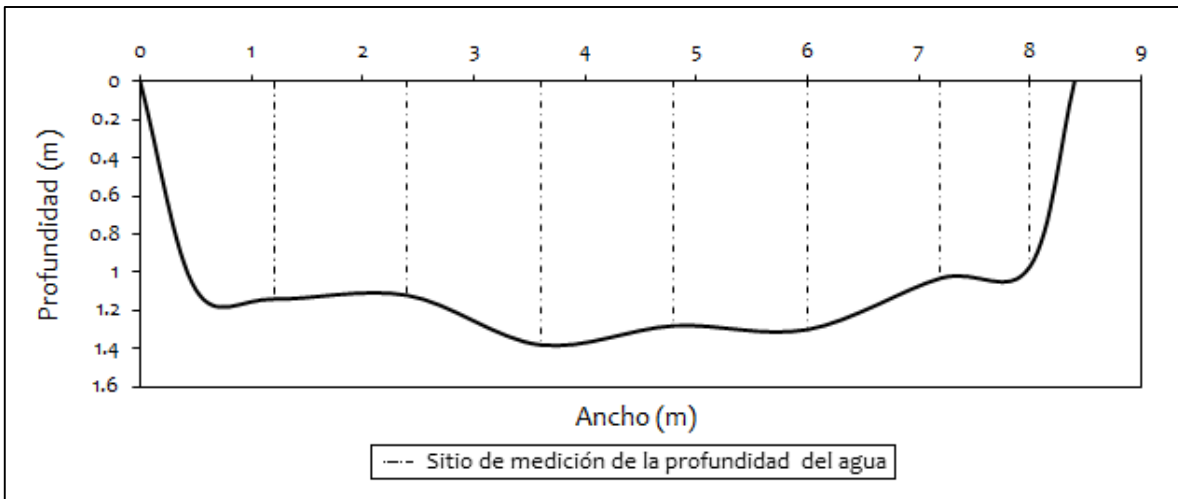
Las respectivas áreas en cada visita a campo se ilustran a continuación:



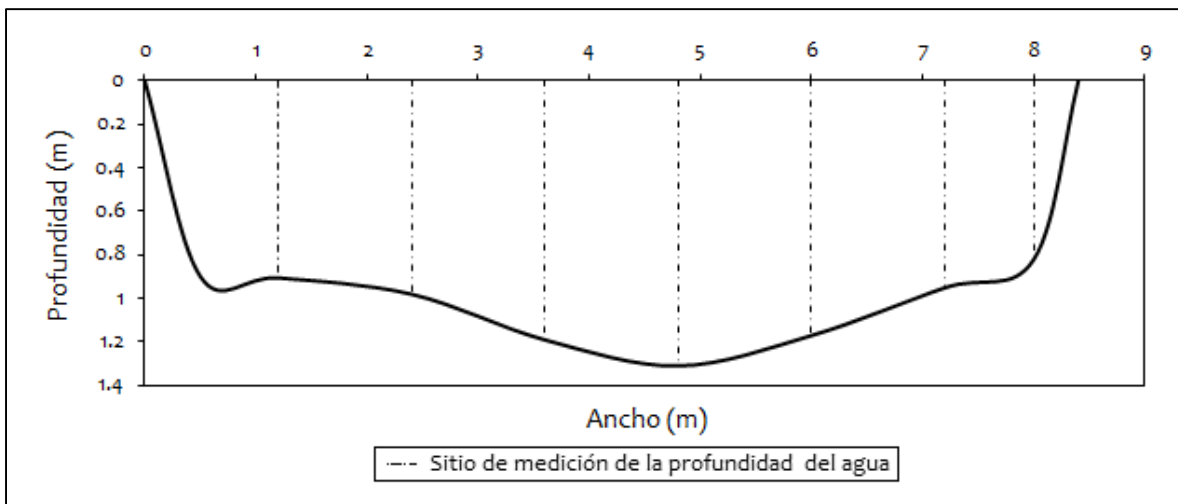
Sección transversal del 7 de abril de 2015.



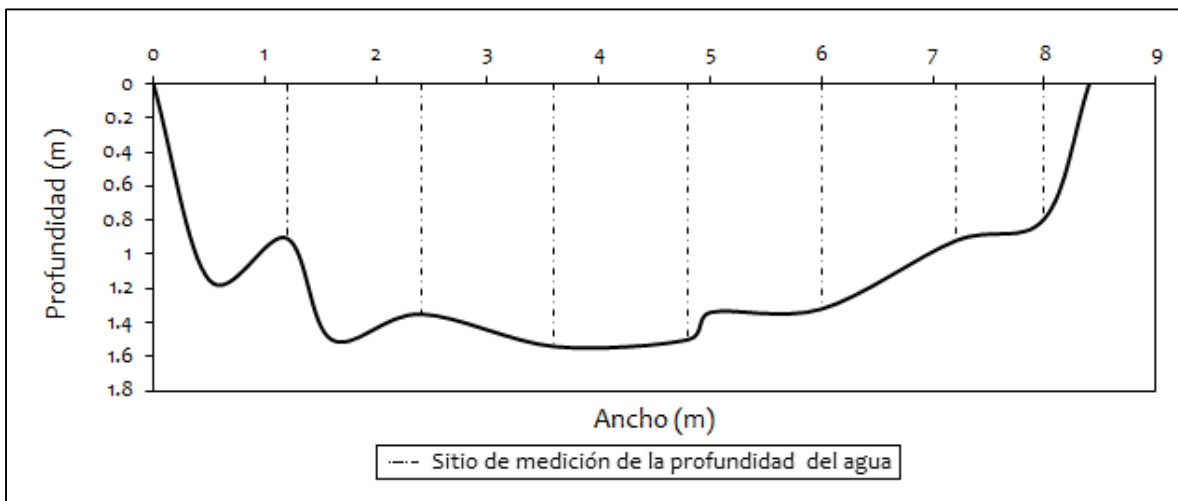
Sección transversal del 15 de junio de 2015.



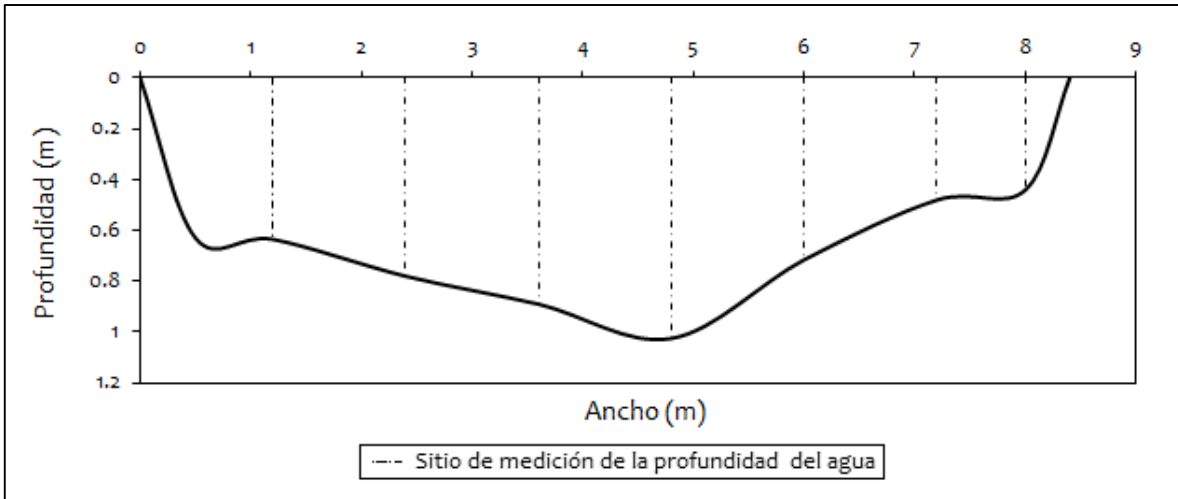
Sección transversal del 18 de junio de 2015.



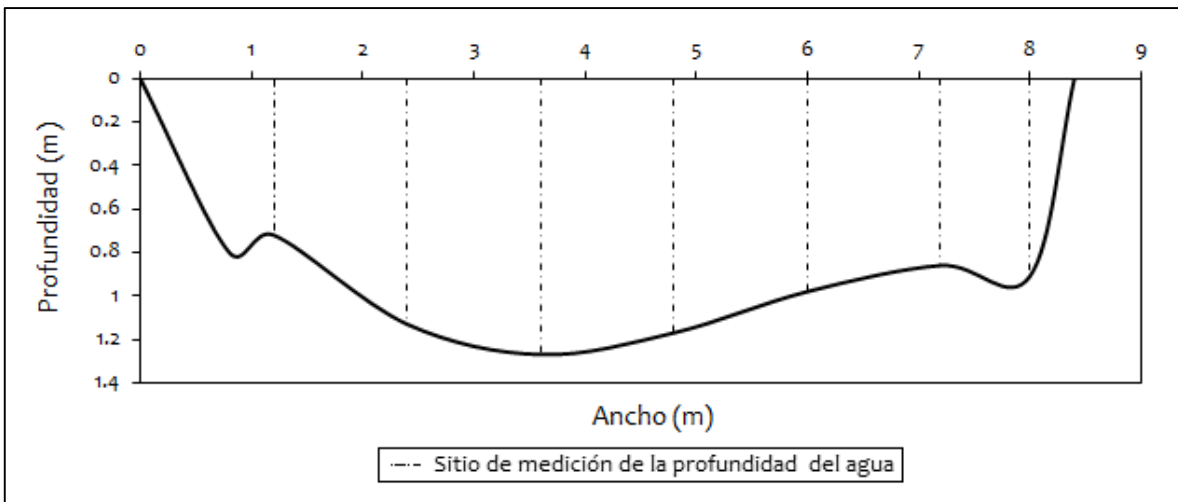
Sección transversal del 6 de agosto de 2015.



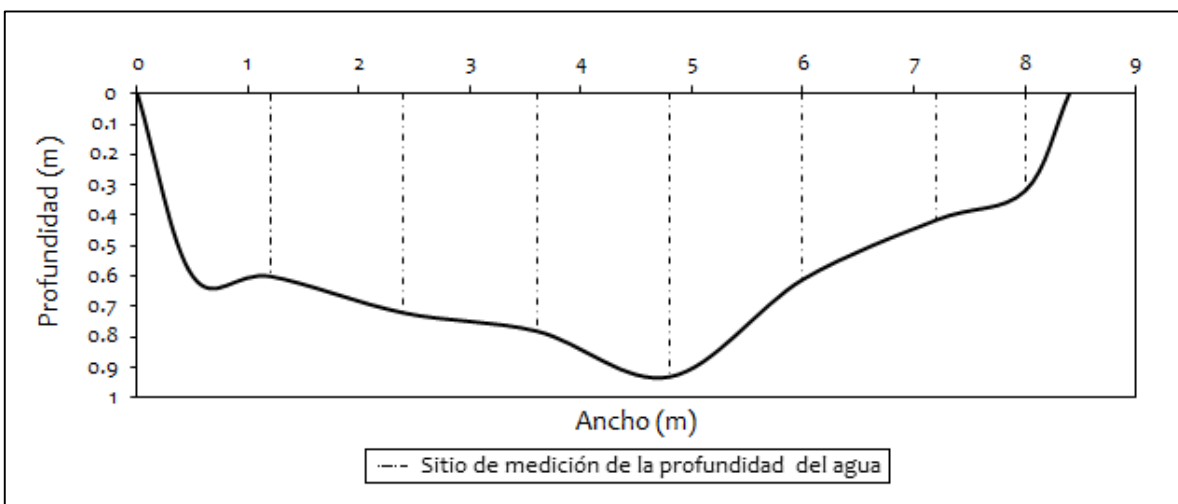
Sección transversal del 14 de septiembre de 2015.



Sección transversal del 30 de octubre de 2015.



Sección transversal del 30 de enero de 2016.



Sección transversal del 12 de marzo de 2016.