



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS

**“FUNCIONAMIENTO HIDROLÓGICO DE UNA
MICROCUENCA INSTRUMENTADA, EN UN BOSQUE
TEMPLADO DE LA CUENCA DEL LAGO DE CUITZEO”**

TESIS

Que presenta

BIÓL. DULCE MARÍA ROSAS RANGEL

Como requisito para obtener el grado de:

**MAESTRA EN GEOCIENCIAS
Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

Director de Tesis:

Doctor en Ciencias de La Tierra
JORGE ALEJANDRO ÁVILA OLIVERA

Co-Directo de Tesis:

Doctor en Ciencias Biológicas
ALBERTO GÓMEZ-TAGLE CHÁVEZ

Morelia, Michoacán, México. Febrero del 2015



A los seres más hermosos que la vida puso en mi camino

Alondra:

Gracias por tu sonrisa en cada mañana, por ser mi inspiración, mi motor y la bendición más grande que me ha dado la vida.

Javier:

Gracias por ser mi complemento, por tu apoyo incondicional, por tu paciencia, amor y cariño,
Gracias por todos los momentos hermosos vividos y por vivir.

Mamá:

Gracias por tu amor, por tus consejos, por la fe que tienes en mí,
por todo tu apoyo, por ser un ejemplo de vida para mí.

Papá:

Gracias por todo lo que me has enseñado, por creer en mí, por todo tu apoyo,
por ser un ejemplo de vida para mí, *por desafiar al destino para darme educación.*

Hermanos:

Gracias por su cariño y por apoyarme
en todo momento.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al CONACyT por la beca número 491629 otorgada durante el periodo de la maestría, sin la cual no hubiera sido posible la culminación de este proyecto.

Mi mayor agradecimiento y admiración al Dr. Alberto Gómez-Tagle Chávez y Dr. Jorge Alejandro Ávila Olivera, por motivarme y confiar en mí para realizar este proyecto, gracias por su amistad, apoyo, paciencia y conocimiento transmitido.

A la Dra. María Alcalá de Jesús, al Dr. Manuel Mendoza Cantú, a la Dra. Erna Martha López Granados, y al Dr. Alfredo Amador García, por el tiempo dedicado a la revisión de este trabajo y sus valiosas aportaciones para enriquecerlo.

Gracias a los proyectos SEP-PROMEP 2009-2010 “Variación espacial de la infiltración superficial y sus propiedades de control en el sur de la cuenca de Cuitzeo” por la infraestructura, equipo y datos proporcionados. A los proyectos UMSNH-CIC 2011 y 2012-2013 “Caracterización detallada del funcionamiento ecohidrológico para la captación hídrica, en una microcuenca de Cuitzeo”, UMSNH-CIC 2013-2014 “Cartografía de permeabilidad edáfica empleando métodos geoestadísticos a escala de cuenca”. Por la información y datos micrometeorológicos, de interceptación de flujo fustal, de humedad edáfica, así como apoyo logístico para muestreo y calibración de equipo.

También un agradecimiento muy especial a los compañeros de laboratorio Rafael y Edgar por la instalación de los tubos de acceso para la medición de la humedad edáfica; gracias a Isabel por su valiosa ayuda en los análisis de laboratorio y al resto del equipo que me ayudó en la toma de datos Carolina, Diana, Javier, Leiz, Norma, y Zareth.

Sin dejar de lado, un enorme agradecimiento a los doctores A. Francisco Gómez-Tagle Rojas y Yolanda Chávez Huerta por permitir la realización de esta investigación en su propiedad (predio Alto-Fresno), así como por el apoyo en la recolección de datos micrometeorológicos, de humedad edáfica, flujo fustal, precipitación incidente y precipitación directa.

A mis maestros de la Maestría gracias por engrandecer mi desarrollo profesional, sus consejos y opiniones resultaron fundamentales para la culminación de esta tesis. A mis amigas Aurora, Julia y Lucy gracias por su amistad y motivación para cumplir esta meta.

RESUMEN

En este trabajo se analizaron las variaciones diarias, mensuales en un periodo de 428 días (01/06/2012 a al 31/08/2013) de los componentes del ciclo del agua en una microcuenca instrumentada de 11.77 ha de extensión de las cuales el 83.23% corresponde a bosque de pino-encino, para reconocer su funcionamiento hidrológico. La microcuenca forma parte de la estación ecohidrológica “Alto Fresno”, ubicada al sur de la cuenca del Lago de Cuitzeo. La instrumentación de la microcuenca consistió en la instalación de equipo para medir directamente variables meteorológicas, la precipitación incidente, efectiva, la intercepción del dosel, el flujo fustal, el escurrimiento y la humedad edáfica.

El funcionamiento hidrológico se determinó a partir de un balance hídrico, el periodo (01/06/2012 a al 31/05/2013). La precipitación anual fue de 894.84 mm, con un total 89 eventos de precipitación y un promedio por evento de 7.41 mm. La intensidad promedio durante los primeros 10 minutos (I_{10}) fue de 12.53 mm h⁻¹, y la I_{30} de 5.04 mm h⁻¹, mientras que la intensidad promedio fue de 0.88 mm h⁻¹. La precipitación muestra un claro patrón estacional. El 87.90% ocurrió en la época de lluvias (junio-octubre), 7.38% en la época fría seca (noviembre-febrero) y 4.63% en la época cálida seca (marzo-mayo). La intercepción del dosel, la precipitación efectiva y el flujo fustal, corresponden al 17.20%, 80.60% y 2.20% de la precipitación incidente respectivamente. La captación hídrica por flujo fustal fue de 0.438 L mm⁻¹, mientras que la capacidad de almacenamiento promedio de los árboles es de 1.44 L. La morfología y arquitectura de copa determinaron la captación hídrica de los árboles. El valor de la evapotranspiración real estimada fue de 778.05 mm equivalente al 86.95% del total de la precipitación incidente, el cual es un valor similar al registrado en plantaciones forestales de *Pinus patula*.

En cuanto al escurrimiento, el gasto anual máximo fue de 1,248 L min⁻¹ y el mínimo de 4.59 L min⁻¹ con un promedio de 33.10 L min⁻¹. El escurrimiento superficial representó el 14.25% de la precipitación total anual. La estacionalidad del patrón de lluvias determinó la distribución estacional del escurrimiento en la microcuenca.

Las reservas de agua del suelo fueron de 281.70 mm en promedio durante el periodo seco, alcanzaron un máximo de 488.30 mm en agosto 2013 y un mínimo de 160.70 mm en febrero 2013. Si bien la humedad edáfica no está relacionada con la cobertura vegetal lo está con las propiedades hidrofísicas del suelo y el espesor de los horizontes edáficos. La infiltración para el periodo anual corresponde al 3.30% de la precipitación incidente, calculándose un promedio de 0.04038 mm día⁻¹ equivalente a 0.00168 mm h⁻¹. El porcentaje de infiltración es bajo. La variación de la humedad edáfica está directamente relacionada con la capacidad de infiltración de los suelos y su capacidad de almacenar agua, esto está influenciado por la temporalidad de la precipitación, así como por la intensidad y duración de la lluvia, además del uso del suelo.

El análisis del funcionamiento hidrológico de la microcuenca instrumentada tiene gran importancia porque se cuantificaron de manera directa los componentes del ciclo del agua, son pocos los trabajos en los que se han medido estas variables. Los valores derivados de este estudio pueden servir de referencia para otras áreas con condiciones similares.

Palabras Clave: Precipitación, intercepción, evapotranspiración, escurrimiento, humedad edáfica, balance hídrico.

ABSTRACT

In this paper, daily and monthly variations were analyzed over a period of 428 days (01/06/2012 to the 31/08/2013) in the components of the water cycle in an instrumented watershed of 11.77 ha of extension of which 83.23% are pine-oak forest, to recognize their hydrological functioning. The watershed is part of the Ecohydrological station "Alto Fresno", located south of the Lake of Cuitzeo. The implementation of the watershed consisted on the installation of equipment to directly measure meteorological variables, the incident precipitation, effective precipitation, canopy interception, the fustal flow, runoff and soil moisture.

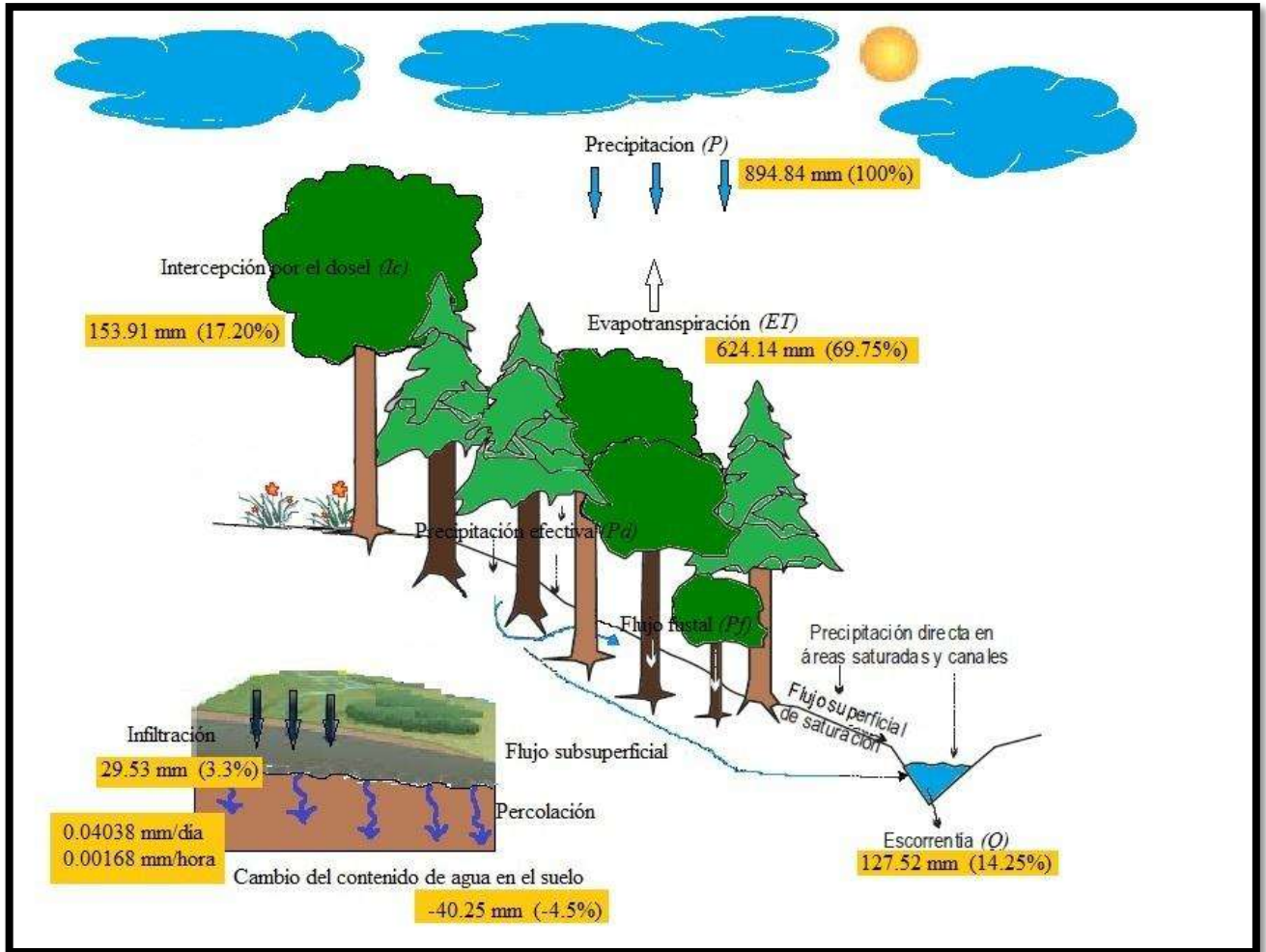
The hydrological functioning was determined from a water balance, the period (01/06/2012 to the 31/05/2013). The annual rainfall was 894.84 mm, with a total of 89 rainfall events and an average of 7.41 mm per event. The average intensity during the first 10 min (I10) was 12.53 mm h⁻¹, and I30 of 5.04 mm h⁻¹, while the average intensity was 0.88 mm h⁻¹. The rainfall shows a clear seasonal pattern. The 87.90% occurred in the rainy season (June to October), 7.38% in the dry cold season (November to February) and 4.63% in the dry hot season (March to May). The canopy interception, effective precipitation and the fustal flow correspond to 17.20%, 80.60% and 2.20% respectively of the incident precipitation. The water catchment by fustal flow was 0.438 L mm⁻¹, while the average storage capacity of trees is 1.44 L. The morphology and architecture of the treetop determined the water catchment of trees. The value of actual evapotranspiration estimated was 778.05 mm equivalent to 86.95% of the incident rainfall, which is a similar value to that recorded in forest plantations of *Pinus patula*.

As for the runoff, the maximum annual affluent was 1.248 L min⁻¹ and a minimum of 4.59 L min⁻¹ with an average of 33.10 L min⁻¹. Runoff accounted for 14.25% of the total annual precipitation. The seasonal rainfall pattern determined the seasonal distribution of runoff in the watershed.

The soil water reserves were 281.70 mm on average during the dry period, peaking at 488.30 mm in August 2013 and a minimum of 160.70 mm in February 2013. Although soil moisture is not related to vegetation cover, is related to soil hydrophysical properties and thickness of soil horizons. Infiltration for the annual period corresponds to 3.30% of incident precipitation, calculating an average of 0.04038 mm day⁻¹ equivalent to 0.00168 mm h⁻¹. The infiltration rate is low. The variation of soil moisture is directly related to the infiltration capacity of the soil and its ability to store water, this is influenced by the timing of precipitation, as well as the intensity and duration of rainfall, and land use.

The analysis of the hydrological functioning of the instrumented watershed is of great importance because has quantified directly the components of the water cycle, there are only a few studies in which these variables have been measured. The values derived from this study may serve as a reference for other areas with similar conditions.

Keywords: precipitation, interception, evapotranspiration, runoff, soil moisture, water balance.



Esquematización de los principales flujos de agua del Ciclo Hidrológico en ecosistemas forestales

(Modificado de Schellekens 2000 y Amador 2009).

CONTENIDO

CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN.....	4
1.3 OBJETIVO GENERAL	5
1.3.1 Objetivos específicos.....	5
CAPITULO 2. ANTECEDENTES	6
2.1 Cuencas experimentales e instrumentadas	6
2.2 JUSTIFICACIÓN.....	11
CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO.....	12
3.1 Ciclo hidrológico.....	12
3.1.1 Balance hidrológico.....	16
3.2 Cuencas hidrográficas	17
CAPITULO 4. ÁREA DE ESTUDIO	19
4. 1 Ubicación de la “microcuenca instrumentada”	19
4.2 Geología	19
4.3 Suelos	20
4.4 Clima	20
4.5 Vegetación y uso de suelo.....	21
CAPITULO 5. MATERIALES Y MÉTODOS	22
5.1 Caracterización de la microcuenca.....	22
5.2 Precipitación.....	26
5.3 Intercepción del dosel.....	28
5.4 Evapotranspiración.....	29
5.4.1 Ecuación de Penman-Monteith FAO (2006).....	32
5.5 Escurrimiento superficial	33
5.5.1 Coeficiente de escorrentía	34

5.6 Infiltración.....	35
5.6.1 Medición de la humedad edáfica.....	35
5.6.2 Cálculo de la reserva de agua.....	36
5.7 Obtención del balance hídrico.....	37
CAPITULO 6. RESULTADOS.....	42
6.1 Caracterización de la microcuena.....	42
6.2 Análisis y variación de la precipitación.....	47
6.3 Determinación de las pérdidas de precipitación por intercepción del dosel.	51
6.3.1 Intercepción.....	51
6.4 Cálculo de la Evapotranspiración.....	54
6.5 Escurrimiento superficial.....	57
6.6 Variación de humedad edáfica e infiltración.....	58
6.7 Análisis del balance hidrológico de la microcuena.....	62
CAPITULO 7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	64
7.1 Microcuena instrumentada.....	64
7.2 Precipitación.....	66
7.3 Intercepción del dosel.....	67
7.4 Evapotranspiración.....	70
7.5 Escurrimiento superficial.....	72
7.6 Variación de la humedad edáfica e infiltración.....	74
7.7 Funcionamiento hidrológico.....	76
7.8 CONCLUSIONES.....	78
RECOMENDACIONES Y PERSPECTIVAS.....	80
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	81
ANEXOS.....	89

INDICE DE FIGURAS

Páginas

Figura 1. Ciclo hidrológico (Tomado de Moreno, 2010).....	13
Figura 2. Componentes de una cuenca hidrográfica (Tomado de Maderey, 2005).	18
Figura 3. Ubicación del área de estudio dentro de la Cuenca del Lago de Cuitzeo.	19
Figura 4. Estación meteorológica automática DAVIS-VANTAGE PRO2.	26
Figura 5. Pluviómetro totalizador	27
Figura 6. Canaletas metálicas para medir la precipitación efectiva (Pd).	27
Figura 7. Collarines para cuantificar el flujo fustal.	29
Figura 8. Vertedor triangular.....	33
Figura 9. Sondas TDR DELTA-T PR2 (Izquierda) y ML2 (Derecha) instaladas para realizar mediciones en campo.	36
Figura 10. Representación de la microcuenca con curvas de nivel a 1 m.	42
Figura 11. Curva hipsométrica de la microcuenca.	44
Figura 12. Cobertura vegetal y uso del suelo de la microcuenca.	46
Figura 13. Análisis de correlación de la precipitación diaria Pp (mm).	47
Figura 14. Frecuencias de los eventos de precipitación para el periodo anual determinados a los 10 y 30 min de intensidad, intensidad total de los eventos y lámina total acumulada por evento.	48
Figura 15. Frecuencias de los eventos de precipitación para el periodo extendido determinados a los 10 y 30 minutos de intensidad, intensidad total de los eventos y lamina total acumulada por evento.	49
Figura 16. Climograma mensual de la estación ecohidrológica Alto Fresno.	50
Figura 17. Climograma estacional de la estación ecohidrológica Alto Fresno.....	50
Figura 18. Climograma estacional de la estación ecohidrológica Alto Fresno.....	51
Figura 19. Serie de precipitación incidente diaria Pp (mm).....	51
Figura 20. Histograma de la precipitación incidente (Pp). Fuente: Gómez-Tagle <i>et al.</i> , (En revisión).	52
Figura 21. Relación entre la precipitación incidente (Pp) y la precipitación efectiva (Pd) para cada canaleta (C1 a C6). Fuente: Gómez-Tagle <i>et al.</i> , (En revisión).....	53

Figura 22. Lámina de agua interceptada por el dosel (mm) en función de la precipitación incidente (mm) en el bosque de pino-encino bajo condiciones de dosel húmedo. Fuente: Gómez-Tagle <i>et al.</i> (En revisión).....	53
Figura 23. Proporción de pérdidas por intercepción en función de la precipitación incidente en un bosque de pino-encino bajo condiciones de dosel húmedo. Fuente: Gómez-Tagle <i>et al.</i> , (En revisión).....	54
Figura 24. Serie de evapotranspiración <i>ETP</i>	55
Figura 25. Serie de evapotranspiración real (<i>ETR</i>).	56
Figura 26. Evapotranspiración potencial <i>ETP</i> calculada con Penman-Monteith y Thornthwaite, DH: Déficit hídrico de la microcuenca.	57
Figura 27. Hidrograma del periodo de análisis.....	58
Figura 28. Ubicación de sitios permanentes para medición de humedad edáfica.	59
Figura 29. Serie de precipitación efectiva.	59
Figura 30. Porcentaje de humedad volumétrica en el Sitio 3.	60
Figura 31. Humedad del suelo para la microcuenca C1 de la estación ecohidrológica Alto Fresno. Febrero corresponde al mes más seco de la serie y agosto el más húmedo.	61
Figura 32. Balance hídrico calculado con Thornthwaite, DH: Déficit hídrico de la microcuenca. Los números corresponden a los meses en orden cronológico.	63

INDICE DE CUADROS

Páginas

Cuadro 1. Componentes del ciclo hidrológico.....	14
Cuadro 2. Parámetros morfométricos de la microcuenca.	43
Cuadro 3. Superficies de cobertura vegetal y uso del suelo en la microcuenca (2013)...	46
Cuadro 4. Parámetros estadísticos de las intensidades de los eventos de precipitación de la zona de estudio para el periodo anual junio-2012 a mayo-2013. I10: intensidad en los primeros 10 minutos del evento (mm h^{-1}); I30: intensidad den los primeros 30 minutos del evento (mm h^{-1}); It: intensidad promedio anual por evento (mm h^{-1}); Lt: lamina total acumulada por evento (mm).	48
Cuadro 5. Parámetros estadísticos de las intensidades de los eventos de precipitación de la zona para el periodo extendido junio-2012 a agosto-2013, en I10: intensidad en los primeros 10 minutos, I30: intensidad den los primeros 30 minutos del evento, It: intensidad promedio anual del evento (mm h^{-1}), Lt lamina total acumulada por evento en mm.	49
Cuadro 6. Comparación de los promedios de <i>ETR</i> por estacionalidad.....	56
Cuadro 7. Balance hídrico anual de la estación ecohidrológica Alto Fresno.	62
Cuadro 8. Balance hídrico extendido de la estación ecohidrológica Alto Fresno.	63
Cuadro 9. Comparación de los resultados obtenidos en este estudio durante el período húmedo con otros autores.	72

CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN

El agua es la sustancia más común en la superficie de la Tierra, cubre más del 70% del planeta, es de las pocas sustancias que se puede encontrar en tres estados físicos (sólido, líquido y gaseoso), esto hace posible que la Tierra tenga un clima adecuado para los seres vivos. El agua actúa como un mejorador climático a través de la energía absorbida y liberada durante su transformación en las diferentes fases (Davie, 2002). Por sus propiedades físicas y químicas controla la dinámica funcional de los ecosistemas (Anderson y McDonnell, 2005), esto hace que el agua sea vital para el desarrollo de la vida en el planeta.

El agua es un elemento que proporciona servicios de provisión y de regulación en los ecosistemas (De Groot *et al.*, 2002), por lo que las sociedades humanas a lo largo de la historia se han establecido en sitios próximos a cuerpos de agua (ríos, lagos o mares), apropiándose de los recursos que brinda la naturaleza y compitiendo por el agua disponible en el ambiente. El agua es un recurso indispensable para el desarrollo social y económico (Naiman, 1996, Daily *et al.*, 1997), es por esto que el análisis del funcionamiento hidrológico de los ecosistemas, constituye un medio apropiado para evaluarlos en términos de los procesos físicos, ecológicos y sociales que determinan la cantidad, calidad y temporalidad del paso el agua a través de un área o región determinada (Maass, 2006 y Moreno, 2010).

Para comprender el funcionamiento hidrológico de una determinada zona de interés es necesario estudiar el ciclo del agua, el cual es un modelo conceptual de como el agua circula en la Tierra. A escala global el ciclo inicia con el calentamiento de la superficie del mar que provoca la transformación del agua líquida en vapor de agua, que se mueve en la atmósfera. Cuando las condiciones son las adecuadas, el vapor de agua se condensa en un líquido (o sólido) y cae a la superficie en forma de precipitación, de nieve o de granizo. El océano evapora más agua de la que recibe por la precipitación, mientras que en los continentes sucede lo contrario. La diferencia entre la precipitación y la evaporación en la zona terrestre es el escurrimiento, esta agua está en movimiento sobre o bajo la superficie

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

terrestre hacia los océanos, lo que completa el ciclo hidrológico (Davie, 2002; Shaw *et al.*, 2010).

A una escala local, es posible definir con mayor detalle el proceso del ciclo hidrológico, principalmente hay tres procesos (evaporación, precipitación y escorrentía), pero es posible subdividir cada uno en diferentes subprocesos. La evaporación incluye la evaporación de aguas abiertas (ríos y lagos), la evaporación del suelo, la evaporación de la superficie de las plantas y la transpiración de éstas. La precipitación puede ser en forma de niebla, nieve, granizo, lluvia o alguna combinación de los tres últimos (aguanieve). La interceptación de la precipitación por las plantas hace que el agua esté de nuevo disponible para la evaporación o puede incluso llegar a la superficie del suelo. El término escorrentía comprende el movimiento del agua sobre (escurrimiento superficial) y por debajo de la superficie terrestre. El movimiento de agua por debajo de la superficie ocurre después de la infiltración del agua en el suelo, el agua se mueve en la zona no saturada (escurrimiento subsuperficial) y en la zona saturada (escurrimiento subterráneo). En estos procesos que se llevan a cabo en el subsuelo, es donde se genera la recarga de acuíferos (Davie, 2002; Mendoza *et al.*, 2002).

Los fenómenos hidrológicos no son aislados, están relacionados con factores ambientales que aceleran o detienen, a distintos niveles, la frecuencia y desarrollo de los eventos. El ciclo del agua está condicionado a las características de la orografía, geología, tipos y características del suelo, características de la cobertura vegetal y las condiciones climáticas propias de cada región (Hutjes *et al.*, 1998).

El ciclo hidrológico en un bosque varía según el tipo de clima y la vegetación existente (Bruijnzeel, 2004). Así mismo la vegetación determina la cantidad de agua que queda disponible para percolarse y recargar los acuíferos (Navar, 2011). En un evento de precipitación en un bosque, una parte del agua es interceptada por el dosel, a partir del cual el agua puede redistribuirse para alcanzar la superficie terrestre como precipitación directa, escurrir por los troncos como escurrimiento fustal o caulinar, o evaporarse directamente desde la superficie de los troncos y la hojarasca (pérdidas por intercepción) (Hewelett y Nutter, 1969). Continuando con el ciclo del agua, la precipitación que alcanza el suelo y se

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

infiltra, modifica la reserva de agua edáfica, la cual puede ser utilizada por la vegetación (transpiración) o percolar hacia las capas inferiores del suelo como infiltración neta del sistema (Echeverría *et al.*, 2007).

Dado que la escasez del agua representa una amenaza importante a nivel global, nos hemos visto cada vez más interesados en tratar de entender y predecir el comportamiento hidrológico. Una herramienta innovadora para entender el ciclo del agua es el uso de programas informáticos para modelar, el cual puede ser utilizado tanto a nivel local como regional, para evaluar y predecir los efectos del cambio de uso de suelo y cambio climático en distintos escenarios (Sharma *et al.*, 2000; Bruijnzeel, 2006).

En las últimas décadas el interés por las cuencas experimentales y cuencas instrumentadas ha aumentado, hoy en día es un instrumento indispensable para los estudios hidrológicos. Los análisis más precisos se basan frecuentemente en cuencas experimentales donde se pueden medir, con un alto grado de exactitud, las entradas (en forma de precipitación) y las salidas (en forma de escurrimiento superficial). Esto permite valorar los efectos de distintas coberturas vegetales, así como la influencia de los diferentes factores que intervienen en el ciclo hidrológico (Nadal *et al.*, 2010; García-Ruiz y Gallart, 1997).

El ciclo hidrológico se concibe como un modelo conceptual que explica la sucesión de una serie de procesos relacionados con el agua, los cuales operan dentro del sistema global de la Tierra. Es posible representar el ciclo del agua en forma de una ecuación, que normalmente se denomina balance hídrico. La ecuación del balance hídrico es una expresión matemática de los procesos hidrológicos que se presentan dentro de un plazo determinado, e incorpora principios de la continuidad de la masa y la energía. De esta manera el ciclo hidrológico se define como un sistema cerrado por lo que no hay masa o energía creadas o perdidas dentro de él; la masa en este caso es el agua (Tim Davie, 2002).

El balance hídrico es una herramienta muy útil en el análisis de los problemas de agua en una región determinada, al realizarlo se obtiene una evaluación sobre la condición hídrica, es decir el comportamiento del agua en dicha región. Esta información aporta las bases para el seguimiento a largo plazo de parámetros ecohidrológicos en una unidad de estudio como son las cuencas hidrográficas; definidas como porciones de espacio terrestre limitadas por

un parteaguas o divisoria, a partir del cual los escurrimientos superficiales derivados de la precipitación son captados y conducidos por una red de corrientes a una salida o área de drenaje (Moreno, 2010; Amador, 2009).

En este trabajo de investigación, mediante la instrumentación de una microcuenca de estudio, se cuantifican de forma directa e indirecta los diferentes procesos que intervienen en el ciclo hidrológico, y con ello se determinan valores para realizar un balance hídrico detallado, de esta manera se reconoce de una mejor manera el funcionamiento hidrológico del área de estudio.

1.2 PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN

¿Cómo es el funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada en un bosque templado, en la que se miden directamente los procesos que intervienen en el ciclo del agua?

1.3 OBJETIVO GENERAL

Reconocer el funcionamiento hidrológico anual de la microcuenca instrumentada número uno de la estación ecohidrológica Alto Fresno, al sur de la cuenca del lago de Cuitzeo.

1.3.1 Objetivos específicos

1. Caracterizar hidrológica y biofísicamente la microcuenca instrumentada.
2. Cuantificar la precipitación durante el periodo anual junio 2012 a mayo 2013 y el periodo extendido junio 2012 a agosto 2013.
3. Determinar las pérdidas de precipitación por intercepción del dosel.
4. Estimar la evapotranspiración de la zona de estudio a través de variables meteorológicas medidas insitu.
5. Cuantificar el escurrimiento superficial a través de un aforo continuo.
6. Estimar la infiltración a través de la medición de la humedad edáfica.
7. Analizar el balance hídrico de la microcuenca obtenido a partir de los datos generados en este trabajo.

CAPITULO 2.

2.1 ANTECEDENTES

2.1.1 Cuencas experimentales e instrumentadas

Los primeros trabajos sobre estudios hidrológicos en cuencas experimentales comenzaron en 1909 en Carolina del Norte cerca de Otto en Estados Unidos (Swank y Crossley, 1987), la zona fue bautizada en 1933 como Bosque Experimental Coweeta, posteriormente en 1948 fue llamado laboratorio hidrológico Coweeta centrando sus investigaciones en la medición del clima, las corrientes de agua y gasto, así como el crecimiento de bosques y factores abióticos. Durante más de 80 años, el laboratorio ha proporcionado a los científicos la oportunidad de medir y registrar datos sobre la precipitación, la evaporación y el escurrimiento en conjunto con análisis químicos. Usando estos datos, los investigadores de Coweeta han descrito el ciclo y la calidad del agua en un bosque no perturbado, y estudiado el impacto de las perturbaciones antrópicas sobre el agua, los nutrientes y los ciclos de la materia orgánica (Swank *et al.*, 2001; Swank y Crossley, 1987).

El Centro Agronómico Tropical Investigación y Enseñanza (CATIE) en Costa Rica, cuenta desde 1942 con un centro de investigación hidrológica con varias cuencas experimentales, entre ellas la cuenca piloto La Suiza, que fue instrumentada 1973 empezando por cuantificar el escurrimiento superficial y la erosión de pastizales con árboles aislados, haciendo relaciones entre las prácticas agrícolas y la pérdida de suelo, mediante mediciones directas y fotointerpretación. Además de investigaciones hidrológicas, también se realizan investigaciones de los recursos fitogenéticos en la región Mesoamericana, así como la conservación de germoplasma (CATIE, 1991).

Posteriormente en Arizona (Estados Unidos) se instrumentaron tres cuencas en 1951 en un área superior a 150 km², empezando a tomar datos en 1953. En la cuenca Walnut Gulch hay evidencia que demuestra que este sitio fue un pastizal hace más de 100 años, ahora la zona está dominada por arbustos y praderas. En los sitios se realiza investigación de los procesos hidrológicos de la zona, buscando evidencias de cambio climático haciendo modelación a escala local y global en cuencas semiáridas naturales. Además se hacen análisis de arrastre

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

de sedimentos y erosión para prevención de desastres naturales, se elaboran planes de gestión de cuencas, y trabajos sobre teledetección (USDA, 2013).

La investigación hidrológica en la cuenca Schäfertal se inició en 1965, ésta se encuentra en una llanura en las montañas de Lower Harz, en Alemania. Desde las primeras etapas el enfoque de la investigación fue el balance de agua a escala del paisaje, incluidos los efectos y la interacción con variables, edafológicas, geológicas, topográficas, y factores ecológicos. La estación hidrológica original permanece y se ha modernizado, actualmente se trabaja en un proyecto llamado TERENO que incluye una estación climatológica altamente equipada, una densa red de observación de aguas subterráneas, un río equipado con una sonda multiparamétrica y muestreado automático, varias parcelas para medir el contenido de agua del suelo, que cuentan con una red de monitoreo inalámbrica a escala de ladera, medición automática del potencial hídrico del suelo y el equivalente de agua nieve; también se establecen análisis de teledetección en tiempo real (Graeff *et al.*, 2009).

En 1979 López realizó una investigación en Guatemala instrumentando una microcuenca con el propósito de cuantificar la precipitación e introducir en el país los conceptos de manejo de aguas de tormenta, para mejorar las condiciones de escorrentía que produce la lluvia, con la finalidad de aprovechar la disponibilidad de agua y aliviar el impacto ambiental que tienen las altas precipitaciones en la ciudad.

Cabe mencionar que una cuenca instrumentada además de aportar información sobre el funcionamiento hidrológico, también puede ser estudiada con otros fines como la Cuenca Experimental Liming (EWLS) que empezó su investigación hidrológica en 1989 con el objetivo de evaluar la aplicación de CaCO_3 (piedra caliza) en las tierras altas y los bosques de humedales de una cuenca forestada, como estrategia para mitigar la acidez del agua del lago Woods y mejorar la pesca en la región de Adirondack en el estado de Nueva York, Estados Unidos (Driscoll, 1996).

Otros estudios en cuencas experimentales han sido realizados en las provincias de Chile respecto al funcionamiento hidrológico, en los cuales han dirigido las acciones en el cambio de balance hídrico, intercepción y evapotranspiración de diferentes cubiertas vegetales y bosques, estos trabajos pueden encontrarse en Huber y Oyarzun (1983), Huber *et al.*

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

(1985), Oyarzun (1985) Huber y López (1993). Investigaciones sobre procesos hidrológicos y transporte de sedimentos en cuencas experimentales en bosques de coníferas, han sido documentadas por Iroumé (1990, 1992 y 1997). Recientemente, Castillo (2005) realizó un análisis de caudales máximos en las cuencas experimentales andinas con distintas coberturas arbóreas, encontrando que los caudales máximos se registran después de una cosecha o tala rasa para cualquier tipo de precipitación, a excepción de las plantaciones de *Eucaliptus nitens* en donde los caudales máximos después de la tala no se habían recuperado a la culminación de la investigación citada.

Sobresalen los trabajos desarrollados en la estación de Chamela en el estado de Jalisco (México) para bosque tropical, donde Burgos y Mass (1999) hacen un análisis de los componentes hidrológicos del ecosistema de un bosque tropical seco, en el cual cuantifican todos los componentes del balance hidrológico y otros componentes derivados, describiendo los aspectos del flujo de agua a través del ecosistema con una precipitación media anual de 698 mm.

En épocas más recientes, Martínez (2007) utilizó datos de estaciones hidrométricas para desarrollar curvas intensidad-duración-periodo de retorno en una microcuenca experimental urbana, para el estudio y diseño de estructuras de captación y conducción de aguas pluviales para evitar afectaciones en áreas de alta densidad poblacional, con la construcción de estructuras hidráulicas destinadas al control de los escurrimientos causados por precipitaciones de alta intensidad en la ciudad de México.

Por otra parte, Amador (2009) cuantifico los procesos del ciclo hidrológico en áreas de captación del Parque Nacional Cerro Garnica en Michoacán, para estimar de manera experimental la relación entre la estructura de la vegetación y su contribución por intercepción de la lluvia con la respuesta hidrológica para calibrar el modelo de Gash y simular escenarios ambientales ante distintos tipos de tormentas, lo que permitió estimar porcentajes de pérdidas por intercepción, con valores de 0 hasta 47% de la precipitación y capacidades de almacenamiento de agua en el dosel de 0 a 12 mm.

En los bosques de niebla (en México llamados mesófilos) se han hecho trabajos como el de Muñoz-Villers *et al.* (2011). En la cuenca alta del río La Antigua, ubicado en la cordillera

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

Cofre de Perote-Pico de Orizaba Veracruz (México) con mediciones directas de los procesos hidrológicos, se analizaron los efectos causados por la perturbación del bosque mesófilo de montaña y su conversión a pastizal, los patrones de escurrimiento de agua y transporte de sedimentos estacionales y anuales en una microcuenca. En este trabajo se reporta que en los pastizales se producen altas tasas de escurrimiento y arrastre de sólidos (6.2% de la precipitación) lo que ocasiona la pérdida de fertilidad natural del suelo con reducción en su productividad. También se registra una tasa mayor de escurrimiento rápido en el pastizal (8% de la precipitación total), en comparación con el bosque mesófilo que presento valores de 2% y el bosque secundario 5%.

Las cuencas instrumentadas, debido a la cantidad de mediciones registradas, sirven para la creación de modelos que permiten predecir el comportamiento de una cuenca ante distintos escenarios como lo realizado por Van Osch (2010) en el proyecto ENCHILADA, el cual fue realizado en la cuenca del río Gavilanes en Veracruz. El autor documentó la importancia del bosque mesófilo con el objetivo de modelar y predecir los rendimientos anuales y la distribución estacional de los caudales de tres cuencas, por una serie de condiciones climáticas y los cambios en la cobertura vegetal. Otro trabajo de este tipo se realizó en el proyecto FIESTA en Costa Rica (Bruijnzeel, 2006), documentando que los suelos de los bosques en general actúan como esponja que absorben agua durante los periodos húmedos y liberándola de forma gradual durante los periodos secos (Bruijnzeel, 2004).

En los bosques de niebla la precipitación anual alcanza los 3506 mm anuales (Muñoz-Villers *et al.*, 2012). Las entradas de agua son relativamente altas, esto debido a la interceptación del agua por el dosel, es decir, por goteo del dosel o precipitación horizontal; a bajas tasas de transpiración de las plantas (Stadtmüller y Agudelo, 1990); así como a la absorción directa de agua de niebla por las hojas de las plantas (Burgess y Dawson, 2004). A pesar de la importancia de estos bosques en todo el mundo, son deforestados y transformados en praderas secundarias y tierras cultivadas, en particular en América Latina (Hamilton *et al.*, 1995; Bruijnzeel y Hamilton, 2000).

Cabe mencionar que muchos de los trabajos sobre funcionamiento hidrológico se relacionan con los impactos sobre el cambio de uso de suelo, como la sustitución de áreas de bosque por pastizales o cultivos. Estos cambios sobre la dinámica del ciclo del agua han sido investigados en varias partes del mundo (Yin y Li, 2001; Bruijnzeel, 2006). Estos cambios derivan en impactos directos sobre la hidrología continental de distintas temporalidades, alterando el balance entre la precipitación, evapotranspiración y el escurrimiento como lo menciona Li *et al.* (2007). El ciclo hidrológico puede ser alterado a corto o mediano plazo mediante el incremento o disminución del caudal, se ha documentado incluso la eliminación del caudal en épocas de estiaje (Bruijnzeel, 1990, 2004).

Uno de los aspectos más importantes en estudios sobre hidrología y climatología es la determinación de la evapotranspiración (*ET*), como lo menciona Sánchez *et al.* (2005) al realizar un estudio en Sodankylä, una región de bosque boreal en el norte de Finlandia, donde señala que la medida de este parámetro conlleva muchas dificultades. Por este motivo, durante la última década, se han propuesto una amplia variedad de métodos para su estimación, desde los clásicos que permiten obtener la *ET* a escala local a partir de medidas de campo, hasta los recientes basados en técnicas de teledetección.

A nivel nacional, existen iniciativas de monitoreo continuo de las principales cuencas realizado por la Comisión Nacional del Agua (CNA). Esta información se conjunta en la base de datos hidrométrica BANDAS, que es de acceso libre vía internet. Esta base de datos agrupa 2,070 estaciones hidrométricas para todas las cuencas que abarcan el territorio nacional, en donde se registra el nivel de agua (escalas) y la cantidad de agua que pasa en un determinado momento (aforos) en los principales ríos de la República Mexicana. Sin embargo, las series de tiempo para muchas de las estaciones son incompletas o presentan periodos sin registros.

2.2 JUSTIFICACIÓN

El conocimiento del funcionamiento hidrológico de un área de interés mediante el balance hídrico es fundamental para poder implementar un uso racional del agua. El cálculo del balance hídrico ayuda en la predicción de las consecuencias ocasionadas por los cambios artificiales en el régimen de ríos y lagos.

El inicio de una investigación sobre el funcionamiento hidrológico comienza con el análisis de la precipitación y el escurrimiento superficial para obtener de forma indirecta el resto de los procesos que intervienen en el ciclo del agua como la evapotranspiración, interceptación, Infiltración (Davie, 2002). En el trabajo que se presenta la mayoría de los parámetros fueron medidos de forma directa para caracterizar el funcionamiento hidrológico de una microcuenca de manera más precisa que como se realiza en la actualidad con métodos convencionales como el propuesto por Thornthwaite y Mather (1957).

En los sitios donde se lleva a cabo un monitoreo hidrológico detallado, por lo general se encuentran en zonas conservadas o con un mínimo de disturbios, sin embargo en nuestro país existen amplias zonas del territorio nacional con diferentes niveles de degradación que no pueden ser representadas hidrológicamente por los sitios de monitoreo señalados. Por ello es importante conocer el funcionamiento hidrológico en zonas con alto grado de degradación y que han pasado por procesos de estabilización natural como es el caso de la microcuenca de estudio.

Esta propuesta de investigación propone una aproximación integral del análisis de la funcionalidad hidrológica de una microcuenca cuantificando la mayoría de los procesos del ciclo hidrológico. Los resultados de este trabajo pueden servir de apoyo para mejorar las estrategias de manejo del agua, en cuencas con características similares a la analizada.

CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO

3.1 Ciclo hidrológico

El agua en la naturaleza no permanece estática, presenta una dinámica en la que se definen varias etapas, fases o procesos: precipitación, evaporación, transpiración, infiltración, escurrimiento y percolación, éstas por su manera de enlazarse generan un verdadero ciclo (Maderey, 2005).

El ciclo del agua o ciclo hidrológico a escala global, es el procesos de recirculación de agua dentro de un sistema cerrado (planeta), con una dinámica de distintas trayectorias a través de las cuales se mueve y transforma el agua en cualquiera de sus tres estados; estos procesos ocurren en la atmósfera, litósfera e hidrósfera, sustentando los recursos hídricos en el planeta (Vélez 1987; Moreno, 2010; Cruz, 2011).

La atmósfera contiene al agua en forma de vapor proveniente casi en su totalidad del agua evaporada en el mar. Esta humedad es transportada por los diversos sistemas de vientos hacia los continentes en donde se precipita en forma líquida, sólida o de condensación (roció o escarcha). Durante la precipitación el agua puede iniciar su retorno hacia la atmósfera, esto debido a que en caída puede evaporarse y una parte no llega al suelo; por otra parte al caer sobre las plantas queda interceptada en el dosel donde un porcentaje se evapora regresando a la atmósfera o, escurre hacia el suelo y se infiltra, de ésta una parte puede caer sobre cuerpos de agua (ríos, lagos, lagunas, presas y mares, etc.), otra correrá en la superficie terrestre originando el escurrimiento superficial o escorrentía que llega a los cauces de los ríos y a través de estos al mar (Anderson y McDonnell, 2005; Maderey, 2005)

La escorrentía incluye el movimiento del agua hacia un curso de agua, después de alcanzar la superficie de la tierra como precipitación. Una vez que el agua alcanza un cauce, el proceso es denominado “caudal o gasto”. Éste es el volumen de agua que pasa en un punto determinado por unidad de tiempo ($m^3 s^{-1}$) y un registro continuo del caudal se conoce como hidrógrama (Castillo Vega, 2005).

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

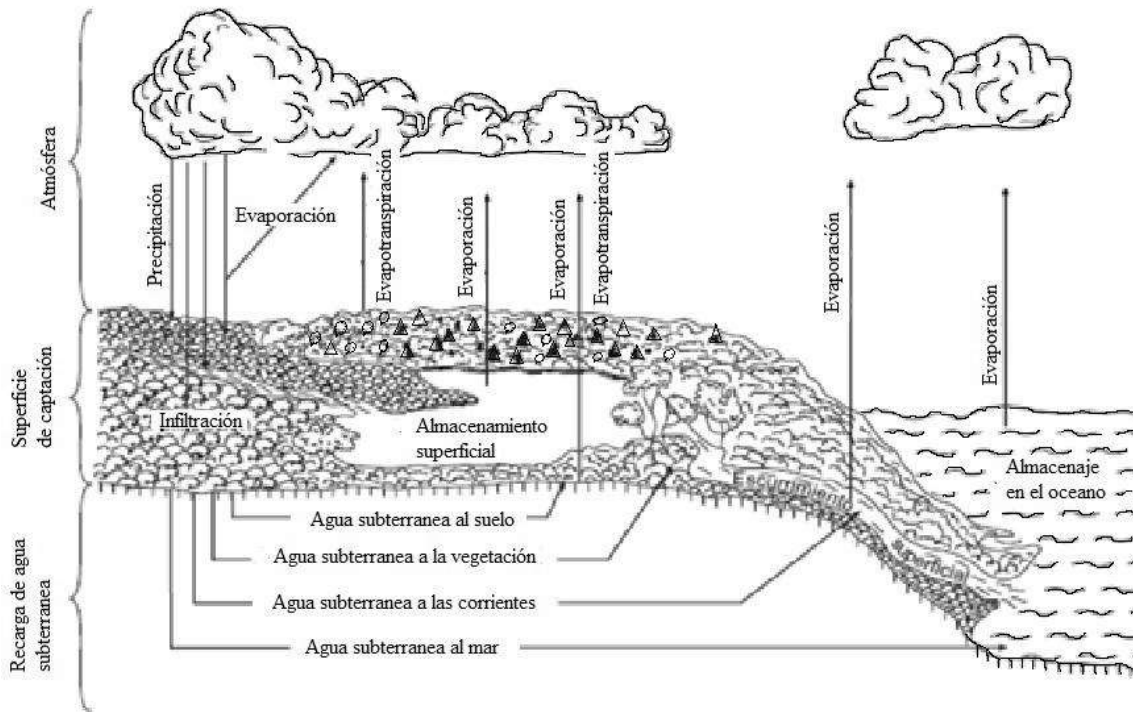


Figura 1. Ciclo hidrológico (Tomado de Moreno, 2010).

Una parte de la lluvia que se precipita y alcanza la superficie se evapora directamente desde el suelo, y otra a través del proceso de infiltración, satisface la humedad del suelo; cuando éste se satura, produce flujo que puede desplazarse en forma lateral a través del material dispuesto debajo de la superficie del terreno, a lo que se denomina interflujo o flujo subsuperficial. La cantidad de agua que atraviesa la superficie del terreno por unidad de tiempo y se desplaza en el subsuelo recibe el nombre de ritmo o tasa de infiltración. Si el agua que se introduce en el subsuelo se desplaza a mayor profundidad, entonces se dice que ocurre la percolación y por este proceso llega a los mantos de agua subterráneos y alimenta el caudal base de los ríos; la dinámica del agua subterránea es muy lenta (Anderson y McDonnell 2005; Medeley, 2005; Moreno, 2010).

Durante el ciclo una parte del agua recorre el suelo y es absorbida por las raíces de las plantas, y por los procesos de transpiración vegetal vuelve a la atmósfera en forma gaseosa (Pereyra y Martínez, 1988). El término evapotranspiración (*ET*) es comúnmente usado para indicar la suma de los componentes de evaporación del dosel seco (*ET*), evaporación del

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

dosel húmedo I , y la evaporación directa del suelo (E_s). El último término generalmente es despreciable en los bosques con doseles densos o cerrados, donde la radiación solar que ingresa al interior del bosque es mínima, esto ocasiona que las condiciones de humedad sean tan altas que inhiben procesos de evaporación (Muñoz, 2008).

Los animales también participan en el ciclo hidrológico ya que toman parte del agua y la expulsan, así cualquiera que sea la fase del ciclo hidrológico que se analice siempre al final tendrá un retorno hacia la atmósfera por evaporación, por lo que algunos autores sugieren que el ciclo inicia en las nubes (Anderson y McDonnell, 2005).

En la literatura existen muchas sinonimias en torno a los nombres usados para describir los procesos que intervienen en el ciclo hidrológico, dependiendo de la formación académica y disciplina de los autores e investigadores. Por se enlistan a continuación los términos empleados en el presente trabajo para facilitar su comprensión (cuadro1) haciendo una síntesis de diversos autores (Aparicio, 1992; Burgos, 1999; Mendoza, 2002; Muñoz-Villers, 2008; Moreno, 2010; Tesón, 2011 y Alvarado 2013).

Cuadro1. Componentes del ciclo hidrológico.

Componente en mm	Símbolo	Definición
<i>Precipitación</i>	P	Es la cantidad de agua meteorológica recogida sobre la superficie terrestre, esto incluye básicamente: lluvia, nieve, granizo y en algunos casos rocío o escarcha.
<i>Precipitación incidente</i>	Pp	Es el total de precipitación que llega a la parte superior de la vegetación, es llamada por otros autores como precipitación bruta, se mide con pluviómetros o pluviógrafos.
<i>Precipitación efectiva</i>	Pd	Es el agua que logra llegar al suelo al atravesar el dosel y está disponible para ser almacenada, drenada, evaporada o filtrada, es referida por otros autores como precipitación directa o neta.
<i>Intercepción</i>	Ic	Es la cantidad de agua retenida por la vegetación arbórea, se estima a partir de la relación entre la

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

		precipitación incidente, la precipitación efectiva y el flujo fustal.
<i>Flujo fustal</i>	<i>Pf</i>	Es la precipitación que llega al suelo a través de los troncos de cada individuo arbóreo es llamado en otros trabajos flujo caulinar.
<i>Evaporación</i>	<i>ET</i>	Es el proceso por el cual el agua pasa del estado líquido en que se encuentra en los almacenamientos, conducciones y en el suelo, en las capas cercanas a su superficie, al estado gaseoso y se transfiere a la atmósfera.
<i>Transpiración</i>	<i>T</i>	Es el agua que se despiden en forma de vapor de las hojas de las plantas
Evapotranspiración potencial	<i>ETP</i>	Es la máxima evaporación que se produciría en una superficie completamente cubierta de vegetación y sin límites en el recurso hídrico.
Evapotranspiración real	<i>ETR</i>	Es la evapotranspiración que está condicionada por la disponibilidad de agua, cuando ésta es suficiente su valor es el de la potencial; cuando hay déficit hídrico la <i>ETR</i> es inferior a la <i>ETP</i> .
Escorrentía	<i>Q</i>	Es el volumen de agua proveniente de la precipitación que circula sobre o bajo la superficie terrestre y que llega a una corriente para ser drenada a la salida de la cuenca.
Agua almacenada en el suelo	θ	Es la cantidad de agua contenida en un material, tal como el suelo, las rocas, la cerámica o la madera, medida en base a análisis volumétricos o gravimétricos.
Cambio del contenido de agua en el suelo	ΔS	Es la diferencia en la cantidad de agua contenida en un material durante un periodo de tiempo.

Cabe mencionar que los fenómenos hidrológicos no ocurren aislados, si no que se relacionan con los factores ambientales que pueden acelerar o detener a diferentes niveles, la frecuencia y desarrollo de los procesos que intervienen en el ciclo hidrológico, el cual está condicionado por la orografía, geología, tipo de suelo y sus propiedades, cobertura vegetal y uso del suelo, así como por las características propias de cada región (Medeley, 2005; Moreno, 2010).

3.1.1 Balance hidrológico

El balance hidrológico es el equilibrio entre todos los recursos hídricos que ingresan a un sistema y los que sale del mismo, en un intervalo de tiempo determinado. Se refiere al balance entre la ganancia de agua por precipitación, menos la pérdida de agua por evapotranspiración, escurrimiento y considerando además el cambio de humedad edáfica (Dunne y Leopold, 1978; Castellví, 1979; Amador, 2009).

Con el balance hídrico de una región se pueden realizar análisis de evaluación sobre la condición hídrica, es decir el análisis del funcionamiento o de la dinámica del comportamiento del agua en dicha región (Anderson y McDonnell, 2005). El conocimiento preciso de las entradas y salidas de agua en un sistema, aporta las bases para el seguimiento a largo plazo de parámetros ecohidrológicos en una unidad de estudio como son las microcuencas (Piña, 2007).

El balance hídrico se establece para un lugar y un periodo dados, por comparación entre los aportes y las pérdidas de agua en ese lugar y para ese periodo, los aportes son la precipitación y en algunos casos el riego. Las pérdidas corresponden esencialmente a la evapotranspiración, la infiltración se considera como una reserva en forma subterránea o de agua capilar en el suelo, estas diferencias se traducen en alturas de láminas de agua en milímetros, (Burgos, 1999; Anderson y McDonnell, 2005). El balance es positivo cuando la diferencia es positiva o la relación superior a cero. A partir de un estudio de balance hídrico es posible hacer una evaluación cuantitativa de los recursos de agua y sus modificaciones por influencia de las actividades del hombre (Sokolov y Chapman, 1981).

El método más usado para la obtención de balance hídrico es el modificado de Thornthwaite-Mather (1955), ya que puede ser usando en un amplio rango de vegetación y

suelos; contabiliza las ganancias de agua por precipitación o riego y las pérdidas por evaporación, escorrentía, drenaje profundo y la variación del almacenamiento de agua en el suelo; tiene una jerarquía de componentes primarios y secundarios. Los primarios son: precipitación, escurrimiento, evapotranspiración real; y los secundarios: interceptación del dosel, retención de agua por el mantillo, aporte de rocío, precipitación efectiva, evapotranspiración potencial y almacén de agua en troncos. Este método utiliza dos variables, la temperatura del aire usada como índice de energía disponible y la precipitación mensual (Ataroff, 2002; Anderson y McDonnell, 2005).

Es importante mencionar que las características estructurales y fisiológicas de la vegetación juegan un papel clave en la partición de la precipitación, ya que tienen un efecto sobre la redistribución de los flujos hídrico (Morán *et al.*, 2008). Sin embargo, el método de balance hídrico de Thornthwaite-Mather (1955), no contempla los diferentes tipo de vegetación, pero brinda un análisis básico de la hidrología del lugar, así como los patrones espaciales que pueden emplearse en la planeación o distribución de los recursos hídricos de algún sitio (Ataroff, 2002).

3.2 Cuencas hidrográficas

Uno de los principales problemas en la delimitación de zonas de estudio es que no presenta límites definidos como los ecosistemas, por lo que se utilizará el término de cuenca hidrográfica como criterio para definir la unidad de manejo del agua o del suelo (Moreno, 2010).

Una cuenca hidrográfica es el espacio geográfico conformado por la estructura del relieve (Figura 2), que a su vez establece unidades del paisaje que debido a su topografía, determinan el comportamiento de los escurrimientos de agua que drenan a un punto común, el punto de salida de la cuenca (Cotler *et al.*, 2007).

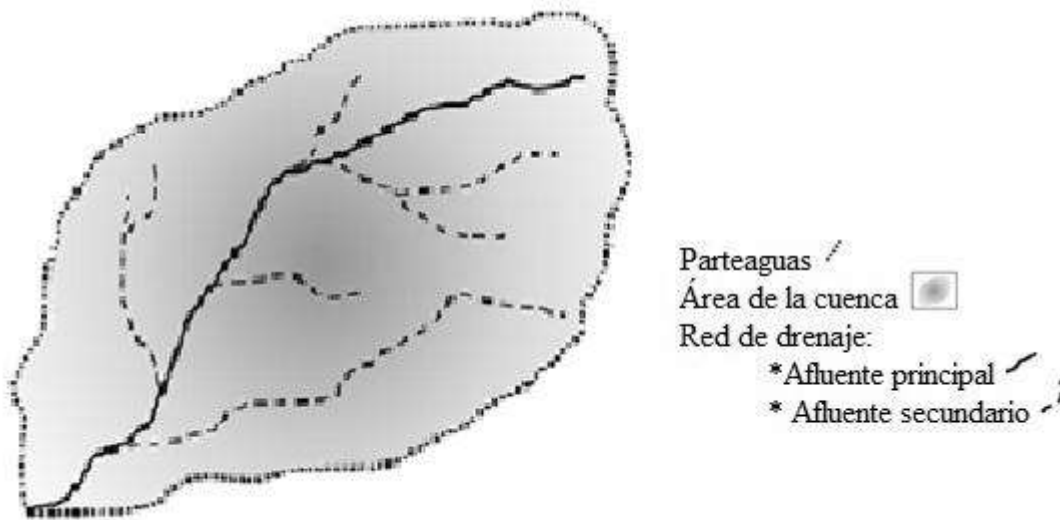


Figura 2. Componentes de una cuenca hidrográfica (Tomado de Maderey, 2005).

Las cuencas y microcuencas son definidas en este trabajo como los segmentos del espacio terrestre limitado por un parteaguas o divisoria, a partir del cual los escurrimientos superficiales derivados de la precipitación son captados y conducidos por una o varias corrientes a una salida o área de drenaje, la definición es en función jerárquica derivada del área que ocupan (Amador, 2009).

Las cuencas hidrográficas se pueden clasificar en tres tipos: exorréicas, endorréicas y arréicas. Las primeras se caracterizan por descargar su escorrentía superficial hacia el mar o un cauce determinado; las cuencas endorréicas drenan hacia un cuerpo de agua interior, como un lago; mientras que las cuencas arréicas se caracterizan por presentar un drenaje superficial que se infiltra antes de encontrar un cuerpo colector. Pueden ser diferenciadas en subcuencas o cuencas de orden inferior o microcuencas; o se pueden reconocer zonas caracterizadas por una función primordial (cabecera-captación y transporte-emisión), o por su nivel altitudinal (cuenca alta, media o baja (Cotler *et al.*, 2007).

CAPITULO 4. ÁREA DE ESTUDIO

4.1 Ubicación de la “microcuenca instrumentada”

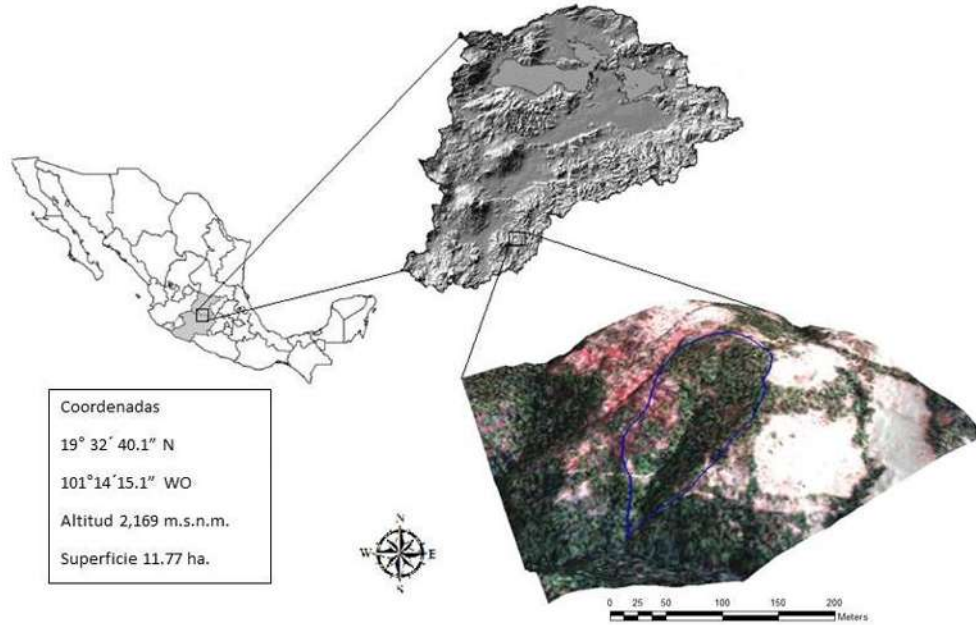


Figura 3. Ubicación del área de estudio dentro de la Cuenca del Lago de Cuitzeo.

La microcuenca se ubica al sur del municipio de Morelia capital del estado de Michoacán de Ocampo, aproximadamente a 18 km al SSO de la ciudad de Morelia. El centroide de la microcuenca se encuentra a una latitud de 19° 32' 40.1" N, longitud de 101° 14' 15.1" WO, y altitud de 2,169 msnm; tiene una superficie de 11.77 ha. La microcuenca forma parte de la estación de investigación ecohidrológica Alto Fresno (Figura 3). La microcuenca es tributaria del Río Grande de Morelia, está muy próxima a la subcuenca de Umécuaro-Loma Caliente y forma parte de la cuenca del Lago de Cuitzeo.

4.2 Geología

Las características geológicas del área de estudio corresponden a las encontradas a lo largo del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), propiamente formado por rocas volcánicas. El basamento está conformado por andesitas y flujos piroclásticos de composición riolítica (ignimbrita) denominada Cantera de Morelia proveniente del Mioceno (Biogioggero, 1995). Localmente está sepultada por materiales ígneos extrusivos de composición

basáltica y basalto-andesítica, originados a partir de episodios eruptivos. Destacan materiales piroclásticos como escorias y cenizas volcánicas producidas por conos volcánicos monogenéticos formados en etapas finales de las erupciones de estratovolcanes y volcanes en escudo típicos de la zona. Los piroclastos usualmente sepultan otros materiales llegando a cubrir extensiones considerables (Garduño-Monroy en Pujolar *et al.*, 2011).

4.3 Suelos

Los suelos predominantes en el área son Acrisoles órticos y Andosoles crómicos (INEGI, 1979), aunque también hay presencia en menor proporción de Luvisoles y Gleysoles. Sin embargo, se considera que la mayoría son suelos poligenéticos con un epipedón ándico y un endopedón lúvico (Gómez-Tagle, 2008). Estos suelos sobreyacen a ignimbritas de la Cantera de Morelia (Bigioggero *et al.*, 2004; Gómez-Tagle, 2008). En general, son derivados de ceniza volcánica, materiales piroclásticos, procesos coluviales y material redistribuido por procesos erosivos. La capa de ceniza superficial con propiedades ándicas es de espesor muy variable y sepulta capas de horizontes de acumulación de arcilla poco permeables y rojizos, propios de Luvisoles y Acrisoles derivados de deposiciones anteriores a las cenizas. En este contexto, los Luvisoles sepultados son derivados también de ceniza volcánica y se forman por la deshidratación y cristalización de los alófanos presentes en la fase ándica. La diferenciación hacia un tipo de suelo u otro está relacionada con la edad de los materiales y las condiciones climáticas predominantes durante la pedogénesis (Sedov *et al.*, 2003). Estas secuencias de suelos volcánicos superpuestos derivados de ceniza son comunes en el centro de México (Sedov *et al.*, 2003).

4.4 Clima

El área se caracteriza por un clima predominantemente templado subhúmedo con lluvias en verano. La precipitación anual oscila entre 810 y 967 mm, con una temperatura media anual de 17.5 °C, con base en los registros de la estación meteorológica de la población cercana de Santiago Undameo (García, 2004).

4.5 Vegetación y uso de suelo

La vegetación predominante es de bosques de pino-encino localizados entre los 1,900 y 2,650 msnm. Se puede observar una secuencia de disturbios bien marcada compuesta por: cárcavas desnudas, cárcavas en proceso de revegetación, matorrales-pastizales y los bosques de *Pinus-Quercus* (Rodríguez, 2014). Las cárcavas revegetadas corresponden a lomeríos suavizados debido a la retención de suelo por las plantas colonizadoras correspondientes a plántulas de *Pinus sp.* y *Crataegus pubescens* principalmente. Los matorrales-pastizales de la zona están compuestos por un estrato arbóreo dominado por tres géneros representativos: *Crataegus*, *Bacharis* y *Mimosa*. El bosque de pino-encino está representado por un estrato arbóreo compuesto de *Pinus leiophylla*, *P. devoniana*, *P. douglasiana*, *Quercus castanea*, *Q. laurina*, *Arbutus glandulosa*, *Clethra mexicana*, *Prunus serotina* var. *capuli*, *Fraxinus udehi* y *Carpinus caroliniana* principalmente y un estrato arbustivo donde destacan *Cornus excelsa*, *Crataegus pubescens* y *Bacharis heterophylla* (Gómez-Tagle, 2008). Las masas boscosas son en su mayoría de segundo crecimiento (< 50 años). Sin embargo existen remanentes importantes de bosque maduro (> 80 años) relativamente bien conservados en las partes con mayor dificultad de acceso. Además, debido a las condiciones socioeconómicas de la población local, áreas considerables de bosque fueron desmontadas con fines agropecuarios durante los últimos 50 años (Mendoza *et al.*, 2002; López *et al.*, 2006).

CAPITULO 5. MATERIALES Y MÉTODOS

5.1 Caracterización de la microcuenca

Para realizar la caracterización se utilizó el modelo digital LIDAR de tipo terreno de INEGI con resolución horizontal de 5 m por pixel. Fue identificada el área concerniente a la zona de estudio dentro del mosaico de imágenes del Municipio de Morelia E14A23 localizando la zona en la cuadrícula E14A23D4 para obtener los parámetros morfométricos de la microcuenca tales como: tamaño (área), forma (factor de forma, índice de forma, índice de compacidad, relación de elongación y altitud media de la cuenca), elevación, pendiente, red hidrológica (drenaje y morfología de arroyos), suelos y cubierta vegetal. La información fue procesada con los sistemas de Información Geográfica ArcView 3.2, ArcGis 10.0 y QGIS valmiera, para la edición se usó el software AutoCAD versión 2008.

La forma de la cuenca define la velocidad en los escurrimientos, la cuenca redondeada presenta escurrimientos más rápidos, mientras que la cuenca alargada presenta escurrimientos que se concentran más lentamente ya que recorre mayores distancias.

El factor de forma: Expresa la relación entre el ancho promedio de la cuenca y la longitud del eje más largo o axial.

$$Ft = \frac{Ap}{La}$$

Donde:

Ft = Factor de forma

Ap = ancho promedio

La = Longitud axial o del eje más grande

El *Índice de forma* es la relación entre el área de la cuenca y la longitud axial medida como el eje más largo de la misma. Un valor de $If = 1$, indica que la forma de la cuenca se asemeja a la de un cuadrado. Si $If > 1$, indica el grado de achatamiento de la cuenca, con tendencia a concentrar el escurrimiento de una lluvia intensa formando fácilmente grandes crecientes

$$If = \frac{A}{La^2}$$

Donde:

If = índice de forma

A = área de la cuenca

La = longitud axial de la cuenca

El *coeficiente de compacidad* (Cc), propuesto por Gravelius, es una medida de la redondez de la cuenca, es el resultado del cociente del perímetro de la cuenca entre el perímetro de un círculo de igual superficie que la cuenca. Para una cuenca circular $Cc = 1$, cuando $Cc > 1$, esto indica que la cuenca es alargada y/o asimétrica.

$$K = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Donde:

K = Índice de compacidad

P = Perímetro de la cuenca en metros

Pe = Perímetro de un círculo en metros

0.28 = constante

La *relación de elongación*, propuesta por Schumm, también es un parámetro que compara la cuenca con un círculo, se calcula dividiendo el diámetro de un círculo de igual área que la cuenca entre la longitud del eje mayor de la cuenca. La relación de elongación está fuertemente correlacionada con el relieve de la cuenca. Si en una cuenca $Re = 1$ se tienen relieves bajos y pendientes pequeñas; y si $0.6 < Re < 0.8$, entonces se tienen relieves altos y pendientes pronunciadas.

$$Re = 1.128 \frac{\sqrt{A}}{Lc}$$

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

Donde:

R_e = Relación de elongación

L_c = Longitud axial de la cuenca

Densidad de drenaje: Una medida del desarrollo de la red de una cuenca es la llamada densidad de drenaje; parámetro que tiene relación con la naturaleza del material que forma la cuenca, su cobertura y su relieve. La densidad de drenaje, según Horton, se define como:

$$Dd = \frac{\sum L_U}{A}$$

Donde:

Dd = Densidad de drenaje km^{-1}

L_U = Sumatoria de las longitudes de los cauces de todos los órdenes, km^{-1} .

A = Área de la cuenca km^2

Si Dd adquiere un valor bajo, entonces la cuenca puede presentar alguna de las siguientes condiciones: está formada por roca muy resistente, cuenta con un suelo muy permeable, vegetación densa o suelos planos.

Si Dd adquiere un valor alto, entonces las condiciones pudieran ser: roca poco resistente, suelos impermeables, poca vegetación o bastante relieve.

Densidad de corrientes es otra medida del desarrollo de la red de drenaje de una cuenca según Horton, es la densidad de corrientes. Se utiliza para establecer comparaciones entre cuencas al igual que la densidad de drenaje. Es determinada de la siguiente manera:

$$Dc = \frac{\sum N_U}{A}$$

Donde:

Dc = Densidad de corrientes, corrientes/ km^2

N_U = Numero de corrientes de todos los órdenes

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

$A =$ Área de la cuenca km^2

Curva hipsométrica es una curva que representa en ordenadas, las elevaciones o altitudes de la cuenca medidas usualmente en m.s.n.m., contra áreas asociadas a esas elevaciones en kilómetros cuadrados, ubicadas a partir de las superficies de la descarga o salida en abscisa. A partir de la forma de la curva hipsométrica de una cuenca se puede establecer su tipo geológico: a) nueva meseta; b) Madura (pie de montaña); c) Erosionada (valle).

Altitud media de la cuenca: Es un valor derivado de integrar el área que hay bajo la curva hipsométrica y dividirla entre la longitud de la misma

$$Mm = \frac{Ac}{Lc}$$

Donde:

Mm = Altitud media de la cuenca

Ac = Área bajo la curva hipsométrica

Lc = Longitud axial de la cuenca en km

La *pendiente* influye de manera directa en la rapidez de los escurrimientos y se obtiene por la siguiente formula:

$$Sm = \frac{H}{L} * 100$$

Donde:

Sm = Pendiente media (%)

H = Diferencia de elevación entre el punto más alejado al punto de interés

L = Longitud máxima de la cuenca o área de drenaje

5.2 Precipitación

La precipitación incidente fue medida con un pluviómetro automático de balancín y un pluviómetro totalizador. El pluviómetro automático es de marca DAVIS-VANTAGE PRO2 (Figura 4), con una precisión de 0.2 mm por golpe, en intervalos de 10 min. Fue colocado en campo abierto a una altura de 3.20 m del suelo dentro de la microcuenca. Cuando se incrementa la intensidad de lluvia, el balancín recibe altos volúmenes de agua en poco tiempo, causando movimientos rápidos de salto de inflexiones lo cual origina errores en la medición de la precipitación, por tal motivo fue previamente calibrado en laboratorio empleando el método de Calder y Kidd (1978), el cual consiste en medir la precisión del pluviómetro para que en caso de error, los datos puedan ser ajustados mediante una ecuación con este aparato se registraron los datos durante junio 2012 a agosto 2013.



Figura 4. Estación meteorológica automática DAVIS-VANTAGE PRO2.

La cuantificación de la precipitación incidente (P_p) también se realizó con pluviómetros totalizadores (Figura 5), los cuales tienen un diámetro de 29 cm y una superficie efectiva de 660.52 cm². Están colocados a una altura de 1.50 m sobre el suelo y se toman los registros cada 24 h. Los pluviómetros fueron ubicados donde se cumplió el criterio de apertura del dosel de Carlyle-Mosses (2004), el cual indica que el sitio de instalación debe encontrarse libre de vegetación en los alrededores inmediatos, de forma que entre el punto de medición y la parte superior del dosel se forme un ángulo de por lo menos 45°.



Figura 5. Pluviómetro totalizador

La cuantificación de la precipitación efectiva (P_d) se hizo empleando seis canaletas metálicas con una superficie de 0.25 m^2 ($0.25 \times 1.0 \text{ m}$) con sección cruzada en forma de V, bordes levantados para evitar pérdidas por salpicadura, con una pendiente de 20° y ubicadas a 80 cm del suelo (Figura 6). Las canaletas están conectadas mediante un tubo de PVC a recipientes plásticos cerrados con capacidad de 20 L. Las mediciones del volumen se realizaron manualmente cada 24 h con una precisión de $\pm 5 \text{ mL}$. Cinco de las canaletas fueron reubicadas aleatoriamente dentro del sitio de estudio cada dos semanas siguiendo el método propuesto por Holwerda *et al.* (2010) y una se mantuvo fija durante todo el periodo de estudio; lo anterior se realizó con la finalidad de garantizar que el muestreo de la precipitación efectiva cubriera la variación existente debajo del dosel arbóreo. Las mediciones diarias de volumen se convirtieron a lámina de precipitación dividiendo el volumen medido entre la superficie de captura.



Figura 6. Canaletas metálicas para medir la precipitación efectiva (P_d).

Los datos de precipitación fueron analizados por evento determinando su intensidad y duración en dos series de tiempo, la serie 1 corresponde al *periodo anual* (01-junio-2012 a

31-mayo-2013) y la serie 2 corresponde al *periodo extendido* (01-junio-2012 al 31-agosto-2013). Las precipitaciones fueron analizadas en base a las estaciones del año en verano, otoño, invierno y primavera; y se agruparon de acuerdo a la estacionalidad en época de lluvias, época fría seca, época cálida seca, de acuerdo a lo propuesto por García (2004).

5.3 Intercepción del dosel

Se analizó la captación hídrica por flujo fustal y la partición de la precipitación en sus componentes en un bosque de pino-encino. Para determinar las pérdidas de precipitación por intercepción se tomaron los datos e información generada por Gómez-Tagle *et al.*, (En revisión) como parte del proyecto CIC-UMSNH 2012-2013 “Caracterización detallada del funcionamiento ecohidrológico para la captación hídrica, en una microcuenca de Cuitzeo”. En éste se midieron sus principales componentes: precipitación incidente, precipitación efectiva y flujo fustal, siguiendo los lineamientos de Carlyle-Mosses (2004), Holwerda *et al.* (2010), Huber y Trecaman (2004). Los métodos se detallan a continuación.

En cuanto a los datos de flujo fustal (P_f) también se emplearon los datos obtenidos por Gómez-Tagle *et al.*, (En revisión) generados en el proyecto previamente mencionado. Se aplicó la metodología propuesta por Carlyle-Moses (2004) y Holwerda *et al.* (2010). Para ello Gómez-Tagle *et al.*, (En revisión) efectuaron un muestreo dasométrico dentro del área de estudio y se determinaron los parámetros de descripción de la vegetación arbórea en 22 sitios circulares de 531 m² (13 m de radio) distribuidos aleatoriamente. Las variables dasométricas incluyen: especie, diámetro normal, altura total, diámetro de copa y altura del fuste limpio (sección del tronco sin ramas). Posteriormente los datos fueron analizados para determinar las frecuencias, abundancias y dominancias para las diferentes especies. Fueron seleccionados 22 árboles individuales conforme a sus características dasométricas buscando que representen la variación del arbolado en el sitio de estudio.

Gómez-Tagle *et al.*, (En revisión) instalaron un anillo colector con un tubo de plástico flexible (PVC) cortado longitudinalmente (Figura 7). Los anillos colectores fueron colocados a una altura de 1 m; cada uno está conectado a un recipiente con tapa mediante un tubo de PVC. La capacidad de los recipientes varía entre 20 y 200 L dependiendo de las características dasométricas de los árboles individuales.



Figura 7. Collarines para cuantificar el flujo fustal.

Las mediciones se efectuaron igual que en el caso de la Pp y Pd en intervalos de 24 horas y con una precisión de ± 5 mL.

Ya que metodológicamente es imposible cuantificar la intercepción del dosel (Ic), esto es la cantidad de agua retenida por la vegetación arbórea. La intercepción fue estimada a partir de la relación entre la precipitación incidente Pp , la precipitación efectiva Pd y el flujo fustal (Pf) empleando la siguiente expresión:

$$Ic = Pp - (Pd + Pf)$$

Donde:

Ic = pérdidas de agua de lluvia por intercepción (mm),

Pp = precipitación incidente (mm),

Pd = precipitación efectiva (mm),

Pf = flujo fustal (mm).

5.4 Evapotranspiración

La *Evaporación* es el proceso por el cual el agua pasa del estado líquido en que se encuentra en los almacenamientos, conducciones y en el suelo, en las capas cercanas a su superficie, al estado gaseoso y se transfiere a la atmósfera; mientras que la *Transpiración* es el agua que se despiden en forma de vapor de las hojas de las plantas. Por lo tanto la

Evapotranspiración es la combinación de la evaporación y la transpiración (Aparicio, 1992).

Para estimar la evapotranspiración se utilizó la ecuación de Penman-Monteith ajustada y modificada por la FAO en 1998. Algunos autores (Tesón, 2011; Alvarado, 2007; Myers *et al.*, 1996) refieren que esta ecuación ha demostrado ser un estándar para calcular la evapotranspiración haciendo ajuste de distintos parámetros, reduciendo el error de sobreestimación comparado incluso con métodos directos como el de Granier (1985). El método supera las deficiencias del método anterior de Penman FAO (FAO, 1998) y proporciona valores más consistentes con los datos de uso de agua de los cultivos actuales de todo el mundo.

Ecuación original Penman-Monteith

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

Donde:

λET = flujo de calor latente [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$]

R_n = radiación neta [$\text{MJ m}^{-2} \text{día}^{-1}$],

G = flujo de calor del suelo [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$],

$(e_s - e_a)$ = déficit de presión de vapor con respecto a la saturación [kPa],

ρ_a = densidad media del aire a presión constante [kg m^{-3}],

C_p = calor específico del aire [$\text{MJ kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$],

Δ = pendiente de la relación entre temperatura del vapor y la presión de saturación [kPa °C^{-1}],

γ = constante psicrométrica [kPa °C^{-1}],

r_s = resistencia del cultivo o resistencia superficial [s m^{-1}],

r_a = resistencia aerodinámica [s m^{-1}],

Ecuación de la resistencia aerodinámica

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

La transferencia de calor y de vapor de agua desde la superficie evaporante hacia el aire que se encuentra sobre la planta, está determinada por la resistencia aerodinámica:

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{Z_m - d}{Z_{om}} \right] \ln \left[\frac{Z_h - d}{Z_{oh}} \right]}{k^2 U_z}$$

Donde:

r_a = resistencia aerodinámica [$s\ m^{-1}$],

Z_m = altura de las mediciones de viento [m],

Z_h = altura de las mediciones de humedad [m],

d = altura de desplazamiento [m],

Z_{om} = longitud de rugosidad que rige la transferencia de momento [m],

Z_{oh} = longitud de rugosidad que rige la transferencia de calor y vapor de agua [m],

k = constante de Von Karman 0.41 [-],

U_z = velocidad del viento a la altura Z [$s\ m^{-1}$].

Ecuación de la resistencia superficial

La resistencia superficial describe la resistencia del flujo de vapor a través del cultivo de transpiración y evaporación de la superficie del suelo. Donde la vegetación no cubre completamente el suelo, el factor de resistencia debe incluir los efectos de la evaporación de la superficie del suelo.

$$r_s = \frac{r_l}{LAI_{activa}}$$

Donde:

r_s = resistencia de superficie [$s\ m^{-1}$],

r_l = resistencia mayor en los estomas de la hoja bien iluminada [$s\ m^{-1}$],

LAI_{activa} = índice de área foliar (iluminado) [m^2 (área foliar) m^{-2} (superficie del suelo)],

5.4.1 Ecuación de Penman-Monteith FAO (2006)

A partir de la ecuación de Penman-Monteith original y las ecuaciones de la resistencia aerodinámica y la resistencia superficial, se obtiene el método para calcular la evapotranspiración a partir de la ecuación Penman-Monteith FAO (2006):

$$ETP = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

Donde:

ETP = evapotranspiración de referencia [mm d^{-1}],

R_n = radiación neta en la superficie del cultivo [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$],

G = densidad de flujo de calor en el suelo [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$],

T = temperatura media diaria del aire a 2 m de altura [$^{\circ}\text{C}$],

U_2 = velocidad del viento a 2 m de altura [m s^{-1}],

e_s = presión de vapor de saturación [kPa],

e_a = presión real de vapor [kPa],

$e_s - e_a$ = déficit de presión de vapor de saturación [kPa],

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor a saturación [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$],

γ = constante psicrométrica [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$]

Para determinar la evapotranspiración real ETR se multiplica ETP por el coeficiente del cultivo K_C siguiendo la metodología propuesta por Allen (2006), también llamada ecuación de cultivo.

$$ETR = K_C ETP$$

Donde:

ETR = evapotranspiración real del cultivo [mm d^{-1}],

K_C = coeficiente del cultivo [adimensional],

ETP = evapotranspiración de referencia [mm d^{-1}],

En el caso del presente estudio se utilizó $K_C = 0.65$, este valor fue dado por la FAO (2006) para bosques templados (Allen, 2006).

5.5 Esguerrimiento superficial

El esguerrimiento superficial fue cuantificado por medio de un aforo continuo. El sistema de aforo continuo del volumen de esguerrimiento superficial comprende un vertedor triangular (en forma de V) construido a la salida de la microcuenca (Figura 8) (proyecto SEP-PROMEPA 2010), una pileta de estabilización de flujo y equipo electrónico para medir el tirante de agua en el cauce con una precisión vertical de 1.0 mm, en intervalos de 10 min.



Figura 8. Vertedor triangular

El criterio para la construcción del tipo de vertedor fue determinado de acuerdo a la sección del cauce y al volumen del esguerrimiento esperado (Aparicio, 1992). El vertedor triangular tiene un ángulo de 64.5° de apertura. Se realizaron aforos durante la época de secas para determinar el caudal mínimo y en temporada de lluvias para medir las avenidas; con los datos obtenidos se procedió a calibrar las mediciones automáticas. Los sedimentos acumulados detrás del vertedor son removidos de forma regular.

El procedimiento para la calibración del vertedor se describe a continuación:

Se tomó primeramente la altura de columna de agua con una regla de nivel (escuadra de combinación 12" profesional) desde la apertura del vertedor al espejo de agua. Posteriormente se recolectó el agua que sale del vertedor con una cubeta de 20 L durante un periodo de 30 s. Se contabilizó el volumen de agua para el intervalo de tiempo definido y se determinó el volumen por unidad de tiempo ($L \text{ min}^{-1}$). Se registró nuevamente la altura de la columna de agua con la

regla de nivel. Estos datos se registraron con la fecha y hora exacta ± 30 s (hora oficial de horario de invierno), en formatos de campo previamente preparados. En cada aforo se realizaron un mínimo de cinco mediciones. Los datos recabados se capturaron y procesaron para generar ternas que representan la fecha-hora (tiempo), altura de la columna (mm) y el gasto $L \text{ min}^{-1}$ (Díaz *et al.* (En proceso).

Dado que el vertedor de la microcuenca cuenta con un sistema automático de monitoreo y de toma de datos que mide el nivel del agua (cada 10 min), fue necesario transformar los datos de altura de columna en gasto (Q). Para ello se hizo un ajuste no lineal de la ecuación utilizada por Muñoz-Villers (2008), en donde relaciona la altura de columna en un vertedor de sección triangular con el gasto.

Los registros de los tirantes de agua fueron convertidos a valores de gasto (m^3/s) utilizando la ecuación del vertedor triangular:

$$Q = \frac{8}{15} C_e (2g)^{0.5} \tan(0.5 \theta) h_e^{2.5}$$

Donde:

Q = Gasto o descarga en $m^3 s^{-1}$,

C_e = Coeficiente de descarga o salida de agua de drenaje, el cual además representa la velocidad del agua en la pileta antes del vertedor,

g = Fuerza de gravedad sobre el tirante de agua antes del vertedor (9.81 m s^{-2}),

θ = Ángulo o abertura del vertedor,

h_e = Carga sobre el vertedor o altura efectiva del nivel de agua (m).

5.5.1 Coeficiente de escorrentía

El escurrimiento generado por evento representa una fracción de la precipitación, a esta fracción se le denomina coeficiente de escorrentía (Hewlett y Hibbert, 1967), el cual relaciona el escurrimiento rápido (Q_r) con la precipitación P de un evento determinado, también se llama factor de respuesta y se enuncia de forma adimensional con la siguiente expresión:

$$C_e = \frac{Qr}{P}$$

Donde:

Qr = escurrimiento rápido (mm o L)

P = Precipitación (mm).

5.6 Infiltración

5.6.1 Medición de la humedad edáfica.

Para la realización del sexto objetivo específico que consiste en determinar la infiltración a través de la humedad edáfica, se analizó la variación temporal del contenido de agua del suelo (ΔW) utilizando sondas de humedad con funcionamiento TDR (reflectometría de dominio de tiempo por sus siglas en inglés) modelo PR2 (DELTA-T, Inc.). La humedad superficial fue medida con el ML2x (sonda de medición superficial) que permite medir la humedad superficial entre 0 y 10 cm.

Para medir la humedad de hasta 1.0 m de profundidad se empleó la sonda de humedad PR2 (perfilador de humedad, Figura 9). La calibración de la sonda TDR DELTA-T PR2 (perfilador de humedad) y ML2 (medidor superficial) se realizó en campo de acuerdo a lo propuesto por el fabricante, sacando muestras edáficas con una barrena a distintas profundidades (0, 10, 20, 30, 40, 60 y 100 cm), estas muestras fueron llevadas a laboratorio para determinar el porcentaje de humedad gravimétrica, textura de suelo y color.

El medidor superficial ML2 (medidor superficial) en un inicio fue calibrado siguiendo la metodología del fabricante, sin embargo debido a que solo se contaba con un sensor superficial, se extrajeron seis núcleos de suelo con un diámetros de 10.5 cm y altura de 15 cm, para realizar mediciones en el laboratorio durante 13 días cada 12 h para determinar la humedad gravimétrica y ver la correlación con la humedad volumétrica que registra el sensor. Con estos parámetros es posible calibrar el sensor de humedad.



Figura 9. Sondas TDR DELTA-T PR2 (Izquierda) y ML2 (Derecha) instaladas para realizar mediciones en campo.

Las mediciones de humedad edáfica fueron tomadas mensualmente en 33 tubos de acceso los cuales están colocados de manera estratégica para abarcar el área de la microcuenca. Cabe mencionar que inicialmente los sitios de medición de humedad fueron elegidos en base al MDE a escala 1:50,000 y posteriormente fueron rectificadas con el MDE LIDAR INEGI de tipo terreno a una escala 1:10,000 con resolución de 5 m por pixel, esto ocasiono diferencias de superficie y cambios entre la delimitación realizada en escala 1:50,000 y la delimitación 1:10,000 por lo tanto la distribución final de los tubos de acceso no es uniforme.

5.6.2 Cálculo de la reserva de agua.

Para realizar el cálculo de la reserva de agua en el suelo, el valor de la humedad volumétrica para cada profundidad y fecha de muestreo se multiplicó por el intervalo de la profundidad representada por el valor. Posteriormente los valores para todas las profundidades de un sitio se sumaron generando un valor de humedad edáfica, como lámina (mm) existente en cada uno de los puntos de medición. Los valores puntuales de los sitios de muestreo para cada fecha fueron interpolados para el total de la microcuenca utilizando el SIG-GRASS v 6.4.4 (GRASS, 2012) empleando un algoritmo de tensión y el límite de la cuenca. La descripción de la humedad edáfica se realizó empleando el ambiente de programación estadística R v 3.1.1 y los procedimientos de los paquetes RGDAL,

SPGRASS6 descritos por Corbelle y Crecente (2009) y Bivand (2011). Los resultados de humedad fueron analizados en relación con la cobertura vegetal y usos del suelo.

5.7 Obtención del balance hídrico

El estudio del balance hídrico en hidrología se basa en la aplicación del principio de conservación de masas, también conocido como ecuación de la continuidad. La ecuación establece que para cualquier volumen arbitrario y durante cualquier periodo de tiempo, la diferencia entre las entradas y salidas está condicionada por la variación del volumen de agua almacenada como lo refirió Sokolov y Chapman desde 1981. Por lo tanto el balance hídrico para cualquier masa de agua y cualquier intervalo de tiempo, en su forma más general está representado por la siguiente ecuación:

$$P + Q_{SI} + Q_{UI} - ET - Q_{SO} - Q_{UO} - \Delta S = 0$$

Donde:

P = precipitación (lluvia o nieve, realmente recibida en la superficie del suelo),

Q_{SI} = aguas superficiales recibidas dentro de la cuenca o masa de agua desde fuera,

Q_{UI} = aguas subterráneas recibidas dentro de la cuenca o masa de agua desde fuera,

ET = evaporación desde la superficie de la masa de agua,

Q_{SO} = la salida de corrientes de agua superficial,

Q_{UO} = la salida de corrientes de agua subterránea considerada,

ΔS = volumen de agua almacenada,

V = residual o diferencia derivado de errores de medición.

Charles Thornthwaite en 1948 propuso un método para estimar el potencial de evapotranspiración a partir de datos de la temperatura media. El método fue modificado en 1955 (Thornthwaite y Mather) para que fuera empleado en un amplio rango de suelos y tipos de vegetación. Usando este parámetro se puede calcular el balance hídrico de una región en particular, donde se obtienen o calculan los siguientes parámetros (Dunne y Leopold, 1978):

$$BH = Pp - ETP - Q - \Delta HS$$

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

Donde:

BH = Balance hídrico,

Pp = Precipitación,

ETP = Evapotranspiración potencial,

Q = Escurrimiento,

ΔHS = Cambio en la humedad del suelo.

La definición de los términos de referencia y la forma en que se obtienen se detallan a continuación:

1. *Precipitación mensual*: Se utiliza el promedio de la precipitación mensual de un número determinado de años o los datos de las estaciones climatológicas con mayor influencia en la zona de estudio o el acumulado diario mensual de la estación meteorológica de referencia.
2. *Evapotranspiración potencial (ETP) mensual*: Cuando no se tiene es necesario calcularla, para ello se requiere la temperatura media mensual obtenida de la estación de referencia o de mayor influencia en la zona. La ET se obtiene por medio de la siguiente fórmula:

$$ETP = 1.6 \left[\frac{10 T_a}{I} \right]^a$$

T_a = temperatura media mensual del aire ($^{\circ}C$),

$$I = \text{Índice de calor anual} = \sum_{i=1}^{12} \left[\frac{T_{ai}}{5} \right]^{1.5},$$

$i = 1$

$$a (\text{constante}) = 0.49 + 0.0179I - 0.0000771I^2 + 0.000000675I^3$$

3. *Déficit de precipitación* (deficiencia de agua de lluvia): Se obtiene de restar la ETP potencial a la precipitación. Los números negativos demuestran un déficit y los positivos que hay más entrada de lluvia en relación a la pérdida.
4. *Déficit acumulado*: Es decir de un mes a otro, consiste en sumar el déficit del mes actual con el del mes anterior.
5. *Humedad del suelo*: Está en relación con el tipo de suelo, la capacidad de retención de agua del mismo y de la profundidad de las raíces, esto debido a que las raíces llevan a

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

cabo la absorción de agua. Se obtiene una relación logarítmica del agua que es retenida en el suelo y el déficit que ha ido acumulando de la precipitación (falta de agua). Se puede determinar con una ecuación lineal.

6. *Cambio de humedad del suelo*: En determinados momentos y lugares no existe capacidad en el suelo de absorber agua por lo que la humedad puede llegar a ser nula. Dentro de la fórmula de Thornthwaite y Mayer, es aquella del mes actual menos la del mes anterior.

7. *Evapotranspiración real*: Es la que las plantas realmente son capaces de evaporar. Se obtiene restando a la precipitación el cambio de humedad del suelo. Este criterio no se cumple cuando la *ETP* es mayor o la *ETR* actual la sobrepasa; los valores no pueden ser mayores por lo que se consideran los mismos de la *ETP*.

8. *Déficit de humedad del suelo*: Se determina restando a la *ETP* la actual, debido a que la cantidad de agua en el suelo no es suficiente para abastecerlo con la cantidad que requieren las plantas.

9. *Exceso de agua en el suelo*: Se obtiene restando a la precipitación la *ETP* menos el cambio de humedad que ocurren en el suelo.

10. *Agua que está disponible para escurrir*: Proviene del exceso de agua anterior, se obtiene sumando el exceso de agua a la que es retenida en el suelo del mes anterior.

11. *Escurrencimiento*: Es el exceso de agua en el suelo por lo que escurre, se obtiene restando la precipitación menos la *ETP*, menos el cambio de humedad del suelo. De este exceso de agua, hay una cantidad que está disponible para escurrir y se obtienen sumando el exceso de agua y la que es retenida en el suelo del mes anterior.

12. *Agua retenida*: Es la mitad del agua disponible para escurrir, esta agua es la que queda almacenada en el suelo.

Así mismo está la fórmula para el cálculo del balance hidrológico basado en la publicación de Lee (1980) retomada por Chang (2003), que toma las variables del ciclo hidrológico para realizar la distribución del agua, donde:

$$BH = P - (I_c + ET + Q + Inf + Per)$$

Donde:

BH = Balance Hídrico ($m^3 \text{ año}^{-1}$),

P = Precipitación ($mm \text{ año}^{-1}$),

I_c = Intercepción ($mm \text{ año}^{-1}$), por el dosel y suelo forestal,

ET = Evapotranspiración ($mm \text{ año}^{-1}$), Evaporación + Transpiración,

Q = Escurrimiento superficial ($m^3 \text{ h}^{-1}$),

Inf = Infiltración ($mm \text{ h}^{-1}$ ó $día$).

Per = Recarga subterránea ($mm \text{ hr}^{-1}$, $mm \text{ día}^{-1}$ ó $cm \text{ h}^{-1}$, $cm \text{ día}^{-1}$).

La estimación del escurrimiento directo de una cuenca permite aplicar métodos de balance de masa para explicar el balance hídrico del área. Derivada de la expresión anterior, conociendo los parámetros de entrada, se pueden calcular la evapotranspiración con la fórmula estandarizada de balance hídrico basada en la ecuación de continuidad de Feller (1981) y retomada por Bruijnzeel (1989).

$$ET = Pp - Q - \Delta S - \Delta L$$

Donde:

ET = Evapotranspiración actual (mm),

Pp = Precipitación incidente (mm),

Q = Escurrimiento (altura de columna en mm, gasto en L/min),

ΔS = Cambio de cantidad de agua almacenada en la microcuenca,

ΔL = Cambio de cantidad de agua infiltrada en la microcuenca.

Derivada de las ecuaciones anteriores se presenta la siguiente fórmula de balance hídrico que es la utilizada para este trabajo:

$$P = ETR + I_c + Q + \Delta S + Per$$

Donde:

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

P = Precipitación incidente (mm),

ETR = Evapotranspiración real (mm),

I_c = Intercepción del dosel (mm),

Q = Escorrentía superficial (altura de columna en mm, gasto en $L \text{ min}^{-1}$),

ΔS = Cambio en la humedad del suelo (mm),

Per = Percolación (mm).

CAPITULO 6. RESULTADOS

6.1 Caracterización de la microcuenca

Fue identificada el área de estudio dentro del mosaico de imágenes del Municipio de Morelia localizando la zona de interés en la cuadrícula E14A23D4, con la cual se obtuvieron los parámetros morfométricos de la microcuenca tales como:

El *área* de la microcuenca abarca una superficie de 117.70 km² (11.77 ha), la parte más ancha es de 0.28 km. En la parte noroeste se encuentra una cárcava activa, al oeste un pastizal inducido, al noreste la estación meteorológica y parcelas de cultivo abandonadas. Es una microcuenca exorréica cuya longitud del cauce principal es de 0.20 km, el cual es un arroyo de segundo orden con una longitud total de los cauces de 0.64 km (Figura 10).

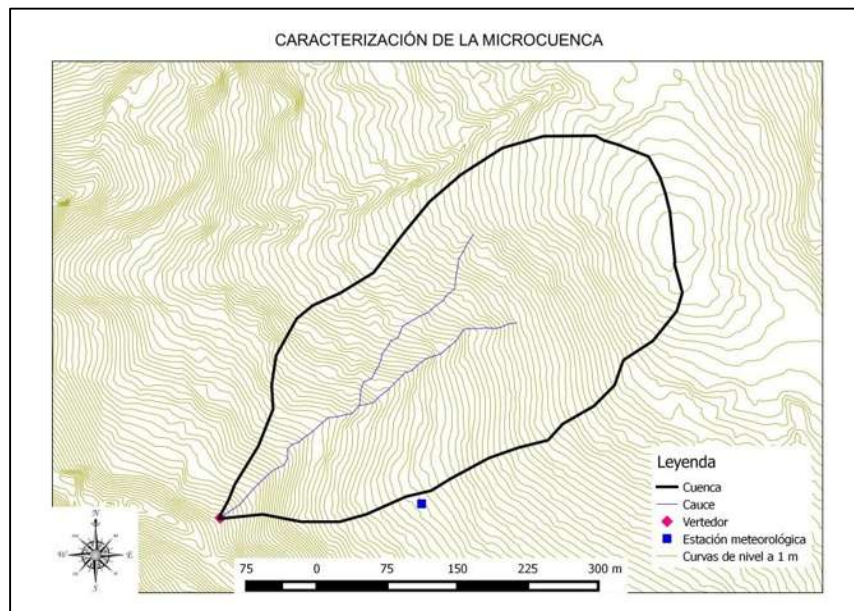


Figura 10. Representación de la microcuenca con curvas de nivel a 1 m.

El *coeficiente de compacidad* de la microcuenca es de $C_c = 1.17$, indicando que ésta es alargada, tal y como se puede corroborar en la imagen anterior (Figura 10).

La *relación de elongación*, propuesta por Schumm (1956) es un parámetro que compara la cuenca con un círculo para indicar su grado de redondez, en la cuenca de estudio se obtuvo

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

un valor de $R_e = 0.64$. La parte alta de la microcuenca tiene la forma un poco redondeada. En el cuadro 2 se presentan los principales parámetros morfométricos de la microcuenca instrumentada.

El *índice de forma* expresa la relación entre el ancho promedio de la cuenca y la longitud del eje más largo o axial, fue de $If = 0.33$, indicando que la microcuenca es ligeramente achatada.

La *Densidad de drenaje* (Dd) tiene un valor de 0.01 km, cuando el valor de Dd adquiere un valor bajo como en este caso, se considera que cuenta con un suelo muy permeable y vegetación densa (Aparicio, 1999), lo cual fue corroborado en campo. El valor de la *Densidad de corrientes* fue de 0.03 km, ésta es la medida del desarrollo de la red de drenaje de una cuenca según Horton (1945), este valor se utiliza para establecer comparaciones entre cuencas al igual que la densidad de drenaje.

Cuadro 2. Parámetros morfométricos de la microcuenca.

Parámetro	Valor	Unidad
Superficie	117.70	Km ²
Perímetro	1.43	Km
Longitud cauce principal	0.20	Km
Longitud total de cauces	0.64	Km
Numero de orden	2	
Índice de compacidad (Gravelius)	1.17	
Relación de elongación	0.64	
Índice de forma	0.33	
Densidad de drenaje	0.01	Km
Densidad de corrientes	0.03	Km
Altura mínima	2136	msnm
Altura máxima	2228	msnm
Diferencia altitudinal	92	m
Altitud media de la cuenca	2169	msnm
Pendiente media del cauce principal	13.44	%

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

Usualmente la forma de una cuenca tiene cierta influencia respecto a su respuesta hidrológica, sin embargo la topografía o relieve suele ser un factor más importante. El relieve de una cuenca se define por medio de su curva hipsométrica, la cual muestra gráficamente las distintas elevaciones del terreno en función de la superficie dominante. En la Figura 11 se observa que se trata de una cuenca geológicamente joven, por ejemplo una cuenca de meseta. El rango de altitud va desde los 2,136 hasta los 2,228 m.s.n.m. como se observa en la Figura 11.

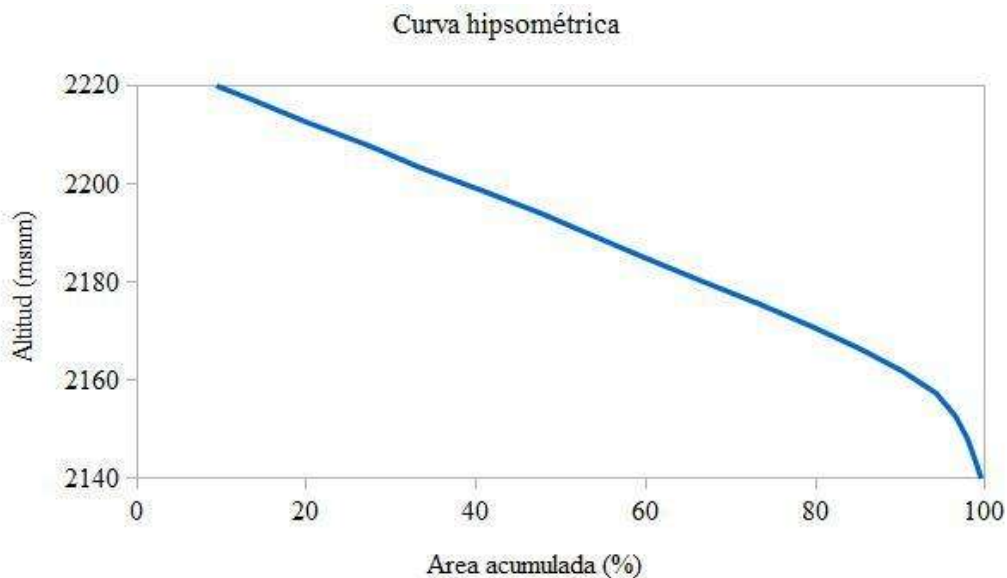


Figura 11. Curva hipsométrica de la microcuenca.

En el caso de la pendiente media de la microcuenca se aplicó el criterio de Horton (1945), y para la pendiente media del cauce principal se utilizó la ecuación propuesta por Taylor y Schwarz (1952) encontrándose una pendiente de 13.44%.

Unidades geológicas

El área de la microcuenca pertenece al Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). El basamento está formado por andesitas y por un gran derrame de ignimbritas de color blanco a gris con caras definidas, con abundante pómez blanca, presentan un contenido cristalino formado por cuarzo, plagioclasa y piroxeno oxidado; es considerada una ignimbrita félsica y poco vítrea de acuerdo a Bigioggero *et al.*, (2004). En estos flujos piroclásticos se pueden

apreciar una serie de fracturas paralelas con dirección NO-SE; la dirección de las fracturas es paralela al fallamiento regional del región geológica de Morelia descrito por Israde *et al.*, (2004). El espesor de los flujos piroclásticos para la zona es desconocido, pero la literatura (Pasquaré *et al.*, 1991; Garduño, 1999; Bigioggero *et al.*, 2004) reporta que puede alcanzar los 40 m. Las ignimbritas están coronadas por escorias y cenizas volcánicas ricas en alófanos producidas por conos volcánicos monogenéticos posiblemente provenientes del cerro La Trampa localizado al suroeste de la microcuenca.

Suelos

De acuerdo a los perfiles edafológicos realizados por Gómez-Tagle (2008) y Rodríguez (2014) los suelos presentes en la zona de estudio son Luvisoles crómicos, Acrisoles órticos, Lixisoles húmicos y Cambisoles; la descripción de los perfiles y características edáficas se detallan en el ANEXO 2.

Cobertura vegetal y uso del suelo

La cobertura vegetal (2013) predominante en la zona se muestra en la Figura 12, está conformada por bosque cerrado en un 69.55% (compuesto por *Pinus leiophylla*, *P. devoniana*, *P. douglasiana*, *Quercus castanea*, *Q. laurina*, *Arbutus glandulosa*, *Clethra mexicana*, *Prunus serotina* var. *capuli*, *Fraxinus udehi* y *Carpinus caroliniana* principalmente); seguido de bosque abierto que ocupa un 13.68% del área de la microcuenca, el matorral (*Cornus excelsa*, *Crataegus pubescens* y *Bacharis heterophylla*) cubre una extensión de 1.61%.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

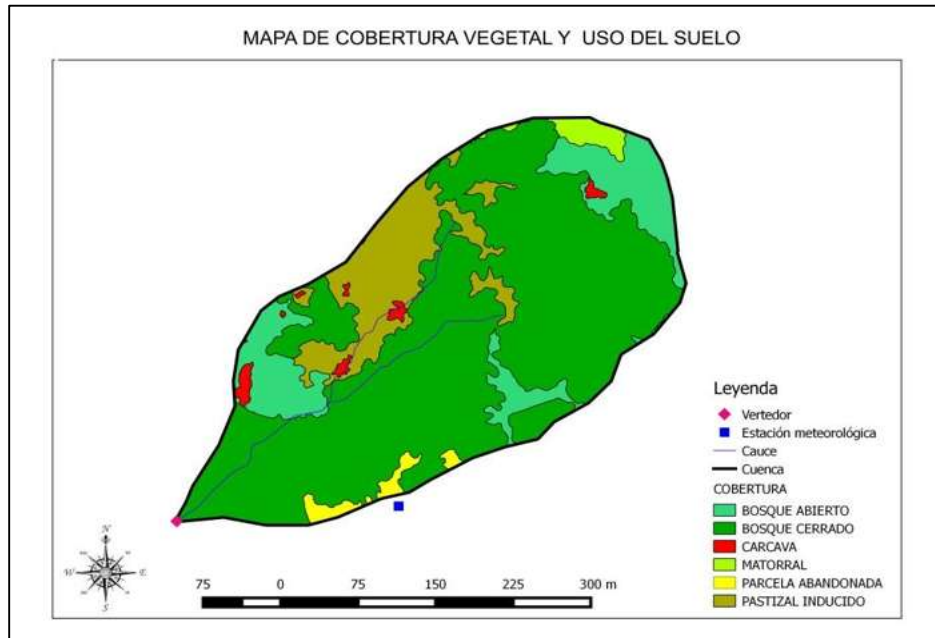


Figura 12. Cobertura vegetal y uso del suelo de la microcuenca.

Dentro de la microcuenca no se encuentran zonas agrícolas, sin embargo está una parcela abandonada que ocupa el 1.54%; existe un sitio de pastizal inducido que es aprovechado como agostadero de ganado vacuno (12.57% de cobertura). En la parte noroeste de la zona de estudio, existe un conjunto de cárcavas activas que en la delimitación de la microcuenca solo corresponde a un 1.05% equivalente a 0.12 ha. El área de cobertura vegetal y uso del suelo se muestra en el cuadro 3.

Cuadro 3. Superficies de cobertura vegetal y uso del suelo en la microcuenca (2013).

Cobertura vegetal y uso del suelo	ha	%
Bosque cerrado	8.19	69.55
Bosque abierto	1.61	13.68
Cárcava	0.12	1.05
Matorral	0.19	1.61
Parcela abandonada	0.18	1.54
Pastizal inducido	1.48	12.57
Total	11.77	100.00

6.2 Análisis y variación de la precipitación

La precipitación incidente (Pp) fue medida con un pluviómetro automático de balancín de la marca DAVIS-VANTAGE PRO2 en intervalos de 10 min., así como también con pluviómetros totalizadores con diámetro de 29 cm y una superficie efectiva de 660.52 cm², tomando las lecturas cada 24 h. Durante la toma de datos el pluviómetro dejó de funcionar en el periodo del 25/06/2012 al 18/07/2012, por lo que se rellenaron los datos del pluviómetro totalizador para completar la serie de tiempo, además se realizó un análisis de correlación (Figura 13) entre los registros del pluviómetro automático y el pluviómetro totalizador para verificar el margen de error encontrando una $R^2= 0.9464$.

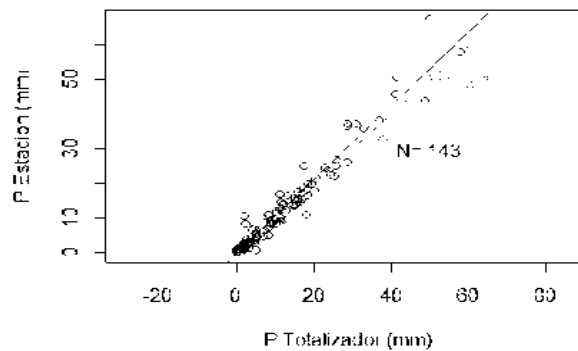


Figura 13. Análisis de correlación de la precipitación diaria Pp (mm).

La precipitación total durante el periodo anual fue de 894.84 mm. Los eventos de precipitación se definieron como la lluvia separada por al menos tres horas sin presentarse ésta. Con base en los datos registrados por la estación meteorológica se identificaron 89 eventos de precipitación entre el 1 de junio del 2012 y el 31 de mayo del 2013. La intensidad promedio en periodos de 10 minutos fue de 12.53 ± 12.77 mm h⁻¹, en 30 minutos fue de 5.04 ± 5.21 mm h⁻¹, y la intensidad promedio de las precipitaciones durante el periodo fue de 0.88 ± 1.24 mm h⁻¹. La precipitación máxima acumulada por evento fue de 68.75 mm, se registró en el mes de julio de 2013. La media de la lámina de lluvia total acumulada por evento es de 7.41 ± 6.64 mm como se muestra en el Cuadro 4.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

Cuadro 4. Parámetros estadísticos de las intensidades de los eventos de precipitación de la zona de estudio para el periodo anual junio-2012 a mayo-2013. I10: intensidad en los primeros 10 minutos del evento (mm h^{-1}); I30: intensidad en los primeros 30 minutos del evento (mm h^{-1}); It: intensidad promedio anual por evento (mm h^{-1}); Lt: lámina total acumulada por evento (mm).

PERIODO ANUAL							
	Min.	1st.Qu.	Mediana	Media	3rd. Qu.	Max.	SD
I10	2.50	5.00	7.50	12.53	15.00	68.75	12.77
I30	0.80	1.60	3.20	5.04	6.00	27.20	5.21
It	0.01	0.12	0.42	0.88	0.91	5.83	1.24
Lt	0.80	2.40	5.00	7.41	11.00	32.00	6.64

El mayor número de eventos de precipitación (59.55%) tuvo intensidades entre 0-10 mm h^{-1} a los 10 min, a los 30 min el mayor número de eventos (88.76%) tuvieron intensidades entre 0-10 mm h^{-1} . De la misma manera, la mitad de las frecuencias de las intensidades totales se encuentran entre 0-1.2 mm h^{-1} . Así mismo la lámina total acumulada para el 50.56% de los eventos es de 5 mm (Figura 14).

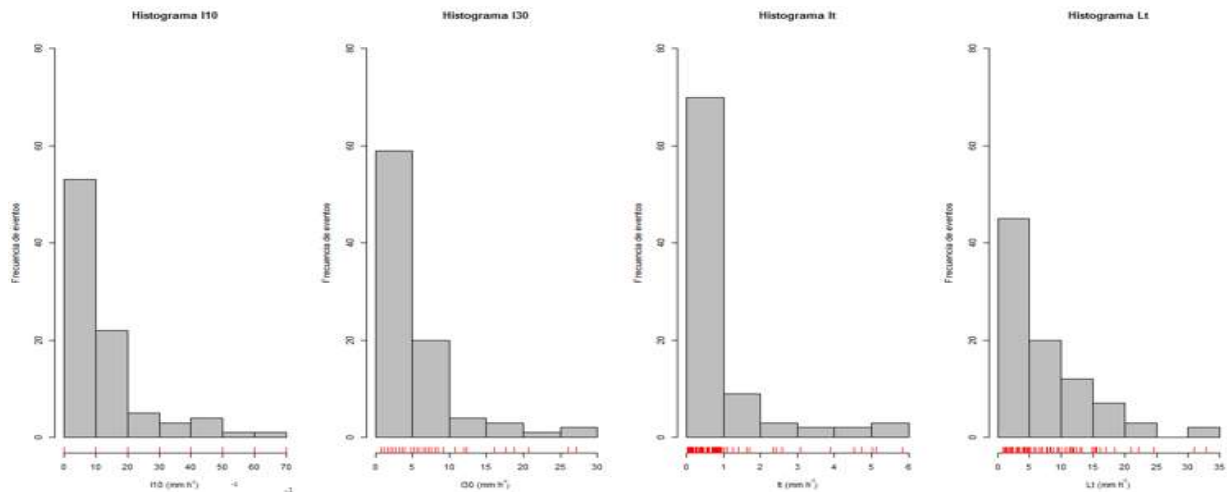


Figura 14. Frecuencias de los eventos de precipitación para el periodo anual determinados a los 10 y 30 min de intensidad, intensidad total de los eventos y lámina total acumulada por evento.

La precipitación total durante el periodo extendido fue de 1,473.51mm. Con base en los datos registrados por la estación meteorológica se identificaron 161 eventos de precipitación entre el 1 de junio del 2012 y el 31 de agosto del 2013. De acuerdo a la estadística descriptiva del cuadro 5 la intensidad promedio en periodos de 10 minutos fue de $13.13 \pm 13.63 \text{ mm h}^{-1}$, en 30 min fue de $5.43 \pm 5.84 \text{ mm h}^{-1}$ y la intensidad promedio de las precipitaciones durante el periodo fue de $0.83 \pm 1.14 \text{ mm h}^{-1}$. La precipitación máxima

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

acumulada por evento fue 75 mm, se registró en el mes de julio de 2013. La media de lámina acumulada para todos los eventos fue de 7.17 ± 7.16 mm.

Cuadro 5. Parámetros estadísticos de las intensidades de los eventos de precipitación de la zona para el periodo extendido junio-2012 a agosto-2013, en I10: intensidad en los primeros 10 minutos, I30: intensidad den los primeros 30 minutos del evento, It: intensidad promedio anual del evento (mm h^{-1}), Lt lamina total acumulada por evento en mm.

PERIODO EXTENDIDO							
	Min.	1st.Qu.	Mediana	Media	3rd. Qu.	Max.	SD
I10	2.50	5.00	7.50	13.13	16.25	75.00	13.63
I30	0.80	1.60	3.60	5.43	6.40	28.00	5.84
It	0.01	0.15	0.41	0.83	0.91	5.83	1.14
Lt	0.60	2.20	4.40	7.17	9.60	42.80	7.16

El mayor número de eventos de precipitación para el periodo extendido (58.39%) tuvo intensidades entre $0-10 \text{ mm h}^{-1}$ a los 10 minutos, a los 30 minutos el mayor número de eventos (86.34%) tuvieron intensidades entre $0-10 \text{ mm h}^{-1}$. De la misma manera, las mayores frecuencias de las intensidades totales se encuentran entre $0-1.8 \text{ mm h}^{-1}$. Alrededor del 76.39% de los eventos tiene una lámina total acumulada de 10 mm (Fig. 15).

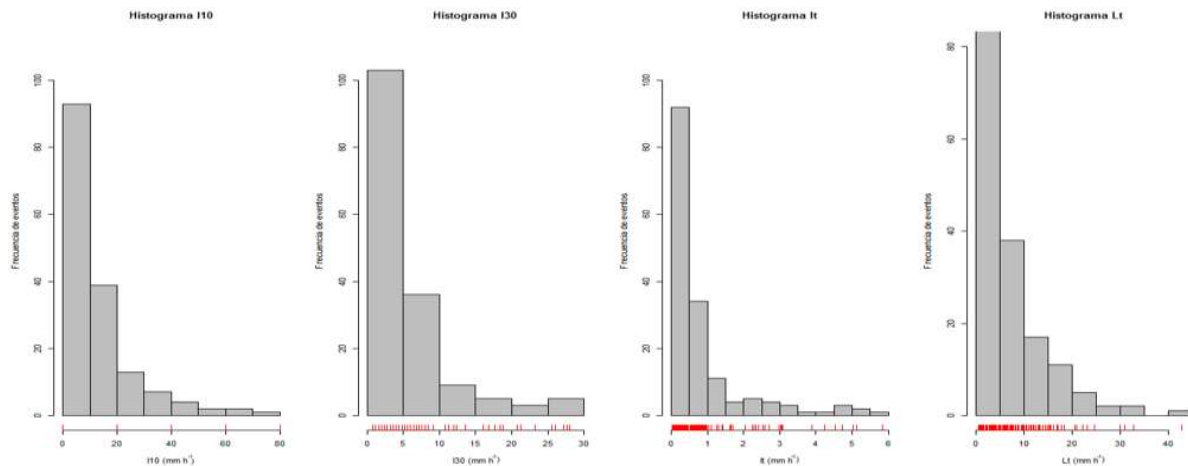


Figura 15. Frecuencias de los eventos de precipitación para el periodo extendido determinados a los 10 y 30 minutos de intensidad, intensidad total de los eventos y lamina total acumulada por evento.

En la Figura 16 se muestra el climograma para la estación ecohidrológica Alto Fresno donde se puede observar una temperatura máxima de $26.47 \text{ }^\circ\text{C}$ para abril que es el mes con menor precipitación ya que no se registró ninguna lluvia. El mes más frio es diciembre con una temperatura mínima de $4.84 \text{ }^\circ\text{C}$. La precipitación máxima acumulada corresponde al mes de julio de 2012 con un valor de 307.51 mm.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

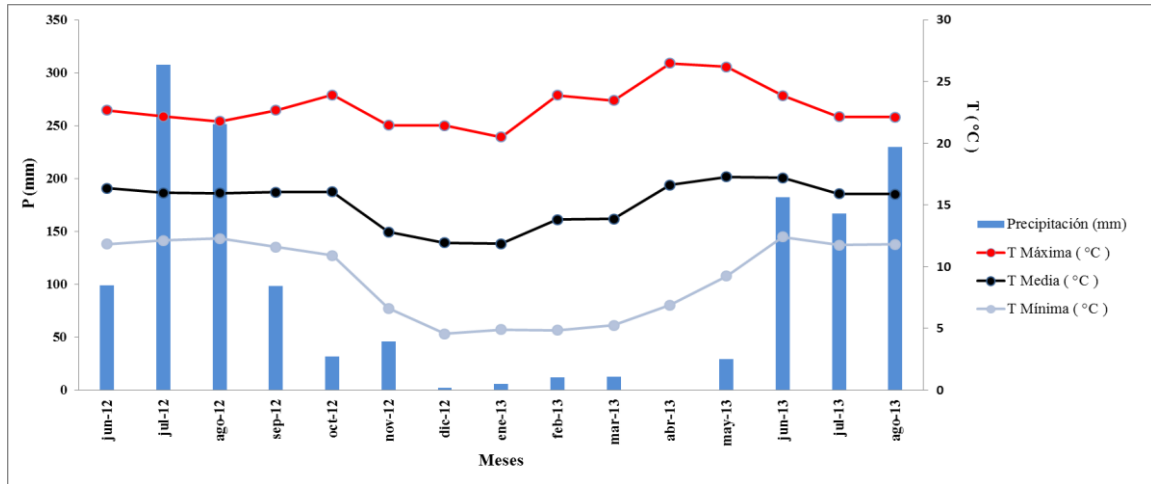


Figura 16. Climograma mensual de la estación ecohidrológica Alto Fresno.

La precipitación (Figura 17) muestra un claro patrón estacional: 87.99% de la precipitación anual ocurrió en la época de lluvias (junio-octubre), mientras que en la época fría seca aportó 7.38% (noviembre-febrero) y la cálida seca (marzo-mayo) 4.63% respectivamente.

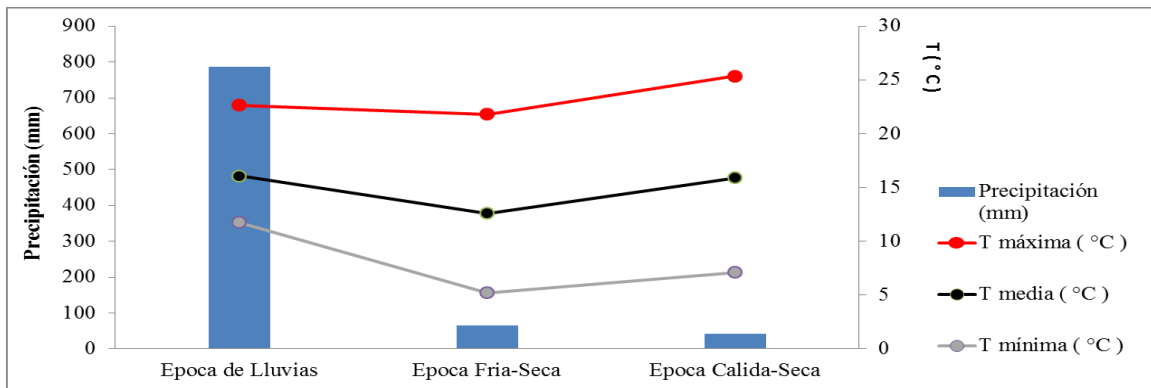


Figura 17. Climograma estacional de la estación ecohidrológica Alto Fresno.

La variación de la precipitación por estación del año reafirma el patrón claro de tendencias: el 73.49% de la precipitación anual ocurrió durante el verano, en el otoño se registró el 19.61% de la precipitación, mientras que en el invierno y primavera 2.28% y 4.63% respectivamente. La temperatura máxima se registró durante la primavera (25.37 °C), la mínima durante el invierno (4.76 °C), con una temperatura media de 15.19 °C (Figura 18).

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

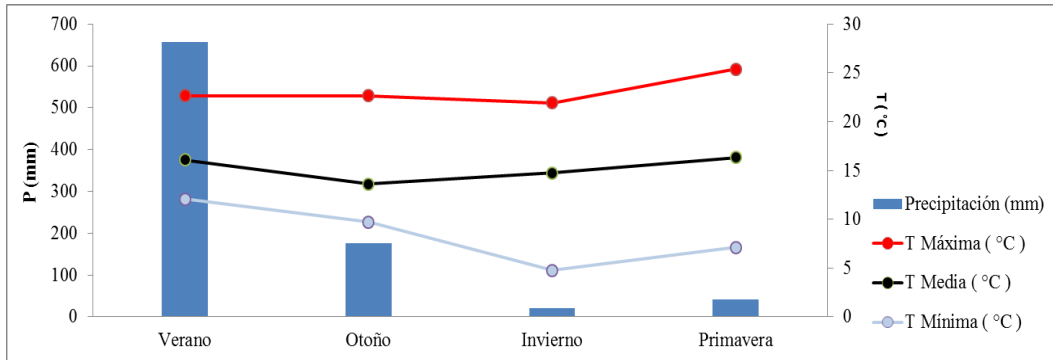


Figura 18. Climograma estacional de la estación ecohidrológica Alto Fresno.

6.3 Determinación de las pérdidas de precipitación por intercepción del dosel.

6.3.1 Intercepción

La caracterización dasométrica de la cubierta arbórea y cuantificación de la precipitación incidente, la precipitación efectiva y el flujo fustal se midió en 22 árboles. 15 pinos y 7 encinos. El ambiente estudiado tuvo una densidad de 663 árboles ha^{-1} , con dominancia de *Pinus* (66.6 %) seguida por *Quercus* (17.7 %), una altura promedio de 12.19 ± 2.67 m, diámetro normal de 21.2 ± 4.7 cm y superficie de copa de 46.1 ± 9.65 m^2 estos datos fueron obtenidos por Gómez-Tagle *et al.*, (En revisión). El registro hidroclimático que Gómez-Tagle *et al.* (En revisión) reportan corresponde al periodo de 02/09/2012 – 23/10/2013, en el cual se presentaron 242 eventos y una lámina de lluvia acumulada de 2,881.80 mm (Figuras 19 y 20).

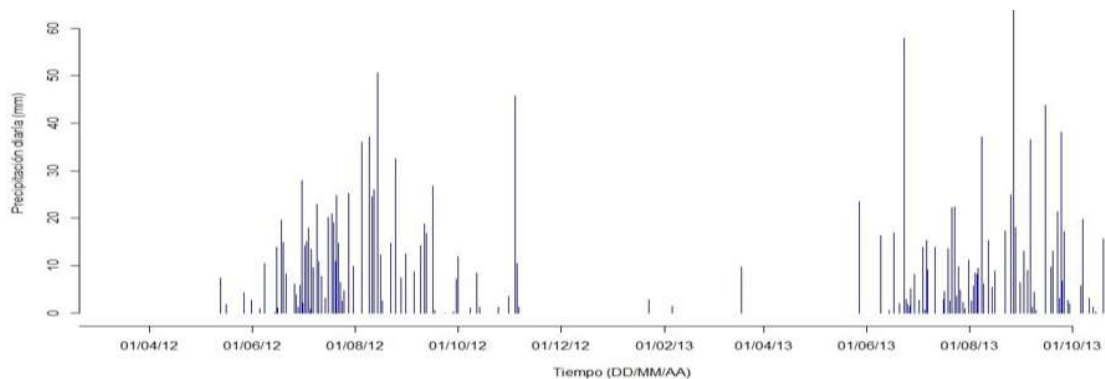


Figura 19. Serie de precipitación incidente diaria Pp (mm).

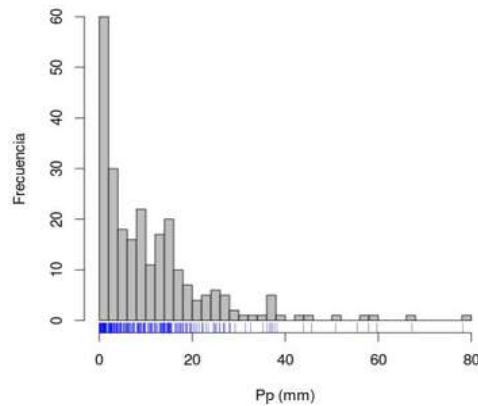


Figura 20. Histograma de la precipitación incidente (P_p). Fuente: Gómez-Tagle *et al.*, (En revisión).

La precipitación efectiva, el flujo fustal y la pérdida por interceptación correspondieron a 80.6%, 2.2% y 17.2% de la precipitación incidente (P_p) respectivamente. La interceptación de niebla fue mínima con un 0.19 %. La precipitación efectiva (P_d) fue de 0.86 mm mm^{-1} y la capacidad de retención del dosel (S) 0.29 mm . La capacidad de almacenamiento del tonco (S_t) promedio fue de 0.023 mm y la proporción de precipitación que alcanza las ramas y se convierte en flujo fustal (p_f) fue de $0.0055 \text{ mm mm}^{-1}$. El radio de captación hídrica medio fue de 0.438 L mm^{-1} de lluvia mientras que el volumen de almacenamiento promedio fue de 1.44 L . La pérdida por interceptación correlacionó negativamente con P_p la precipitación efectiva lo hizo positivamente, mientras que el flujo fustal estuvo correlacionado con la superficie de copa y la altura total del árbol. Se generaron modelos empíricos en los que la altura del árbol el diámetro normal y la superficie de copa pueden emplearse como predictores de flujo fustal y la captación hídrica a la escala de árbol, estos datos fueron tomados de Gómez-Tagle *et al.*, (En revisión).

Precipitación efectiva

De un total de 239 eventos con P_p entre 0.01 y 78.10 mm , solo 232 generaron P_d con una lámina acumulada de $2,323.1 \pm 10.1 \text{ mm}$. La P_d mostró una fuerte correlación positiva con la P_p , con un coeficiente de correlación de Pearson $r = 0.977$ ($t = 73.73$, $gl = 255$, $p < 0.001$). En la gráfica de la Figura 21 puede observarse la variación de la P_d registrada con las canaletas (símbolos en gris) y la tendencia de los valores de P_d promedio para cada

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

fecha (círculos negros). La mayor parte de los valores promedio, de los valores de cada canaleta y el promedio de las seis canaletas, se ubican por debajo de la línea 1:1.

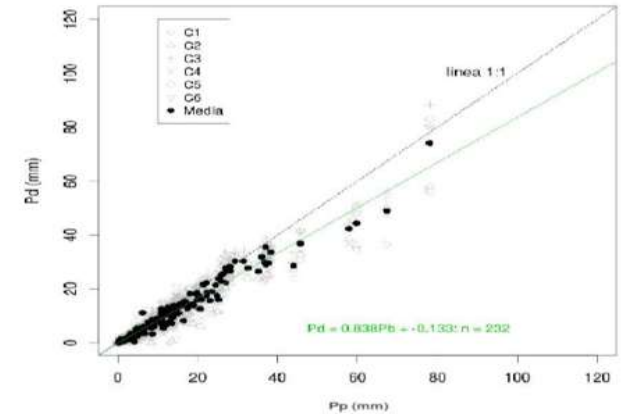


Figura 21. Relación entre la precipitación incidente (P_p) y la precipitación efectiva (P_d) para cada canaleta (C1 a C6). Fuente: Gómez-Tagle *et al.*, (En revisión).

Para los eventos analizados, la interceptación (I_c) se ubicó entre 0.01 y 18.40 mm con una media de 2.2 ± 2.7 mm. Se encontró una fuerte correlación positiva entre la interceptación y la precipitación incidente $r = 0.985$ ($t = 83.44$, $gl = 217$, $p < 0.001$). Además, la relación entre la I y la P_p (Figura 22) mostró un comportamiento lineal ($r^2 = 0.572$, $p < 0.001$) que es descrito por la siguiente expresión: $I = 0.1701 P_b + 0.2921$.

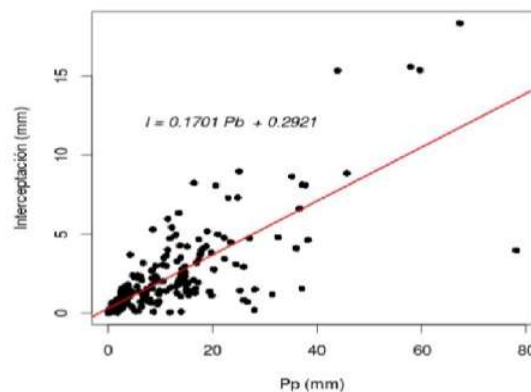


Figura 22. Lámina de agua interceptada por el dosel (mm) en función de la precipitación incidente (mm) en el bosque de pino-encino bajo condiciones de dosel húmedo. Fuente: Gómez-Tagle *et al.* (En revisión).

La interceptación promedio para el conjunto de canaletas fue mayor para eventos pequeños y menor en los grandes. La interceptación se estimó en $32.0 \pm 6.63\%$ de la P_p para eventos < 5

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

mm, mientras que para los eventos > 5 mm fue de $21.33 \pm 3.69\%$. Se encontró que la relación entre la intercepción I (%) vs. Pp tuvo un comportamiento de decaimiento hiperbólico (Figura 23) similar a la reportada por autores como Carlyle-Moses (2004). Esta relación indica que para los eventos más pequeños ocurre mayor intercepción, ya que la precipitación es captada casi en su totalidad por el dosel.

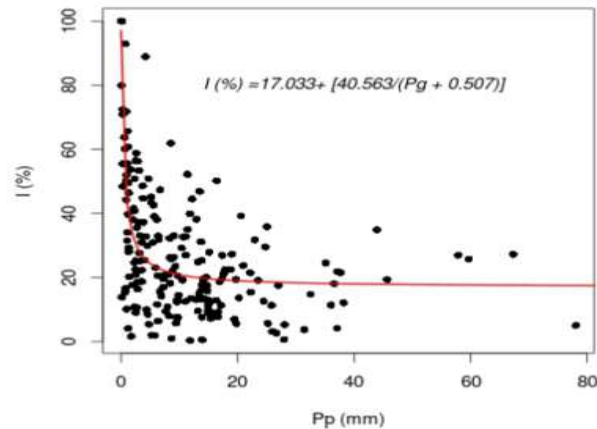


Figura 23. Proporción de pérdidas por intercepción en función de la precipitación incidente en un bosque de pino-encino bajo condiciones de dosel húmedo. Fuente: Gómez-Tagle *et al.*, (En revisión).

La captación hídrica por flujo fustal fue de 0.438 L mm^{-1} y la capacidad de almacenamiento promedio de los árboles de 1.44 L . La intercepción, la precipitación efectiva, el flujo fustal, correspondieron a 17.2% , 80.6% , 2.2% , respectivamente. Se detectó además intercepción de niebla con un aporte estimado en 0.19% de la precipitación incidente. El flujo fustal estuvo correlacionado con la superficie de copa y la altura total del árbol. La intercepción se correlacionó negativamente con el tamaño del evento mientras que la precipitación efectiva lo hizo positivamente con el tamaño de éste. Se generaron modelos empíricos en los que la altura del árbol y la superficie de copa pueden emplearse como predictores de flujo fustal y la captación hídrica a la escala de árbol, Gómez-Tagle *et al.*, (En revisión).

6.4 Cálculo de la Evapotranspiración.

Evapotranspiración con la ecuación de Penman-Monteith FAO (2006)

A partir de la ecuación de Penman-Monteith original y las ecuaciones de la resistencia aerodinámica y la resistencia superficial, se obtiene el método para calcular la

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

evapotranspiración a partir de la ecuación Penman-Monteith FAO (2006). La medida de la *ET* en un lugar determinado requiere de la medición de variables meteorológicas a distintas alturas en dicha localización y esto sobrepasa las posibilidades de la mayoría de las estaciones meteorológicas, sin embargo las estaciones meteorológicas Davis utilizan un conjunto de mediciones para calcular la evapotranspiración de referencia (*ETP*). *ETP* es la cantidad de *ET* que habría en un lugar que cumple unas determinadas características de referencia. Por lo anterior no fue necesario hacer el cálculo manual para la *ETP*, solo se siguió la metodología de la FAO propuesta por Allen (2006) para la determinación de *ETR*. Se presenta la serie de datos diarios de *ETP* de la estación meteorológica en la Figura 24, la zona en azul corresponde a la temporada de análisis del periodo anual (01/junio/2012 a 31/mayo/2013) y la parte gris representa el periodo acumulado del (01/junio/2012 a 31/agosto/2013), la línea azul punteada indica el fin del año, las barras azules representan la precipitación y las barras rojas la *ETP*. El valor de *ETP* para el periodo anual es de 958.30 mm, 63.26 mm por encima de la precipitación incidente registrada.

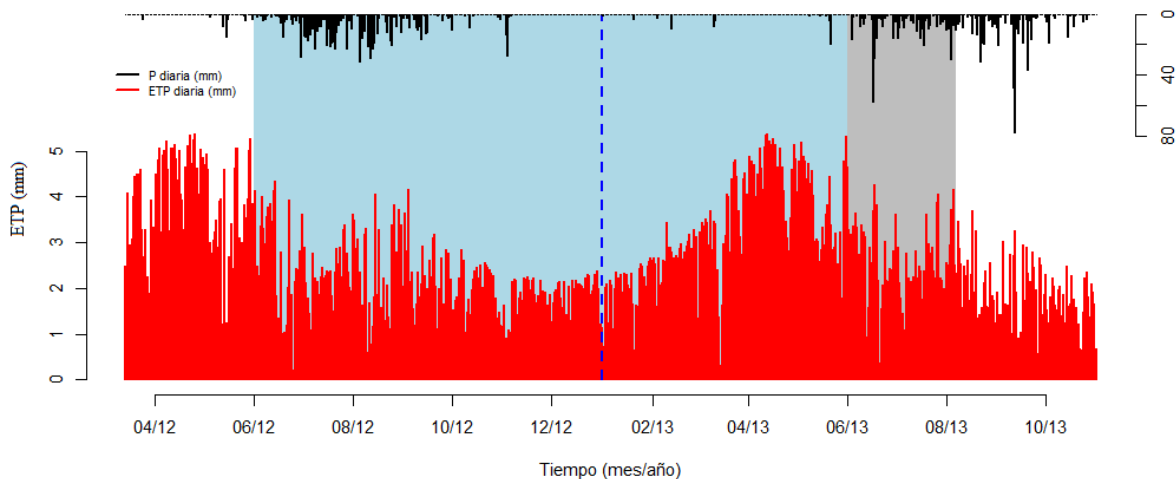


Figura 24. Serie de evapotranspiración *ETP*.

El siguiente gráfico muestra los promedios de evapotranspiración mensual usando *ETR* como evapotranspiración real y K_c como coeficiente de cultivo, en este caso se utilizó $K_c = 0.65$ de acuerdo al valor propuesto por la FAO (2006) para bosques templados. En la Figura 25 la zona en azul corresponde a la temporada de análisis del periodo anual y la parte gris

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

representa el periodo extendido, la línea azul punteada indica el fin del año, las barras azules representan la precipitación y la línea roja la *ETR* calculada con el coeficiente de cultivo propuesta por la FAO (2006). Se estimó una evapotranspiración real de 624.14 mm equivalente al 69.75% del total de la precipitación.

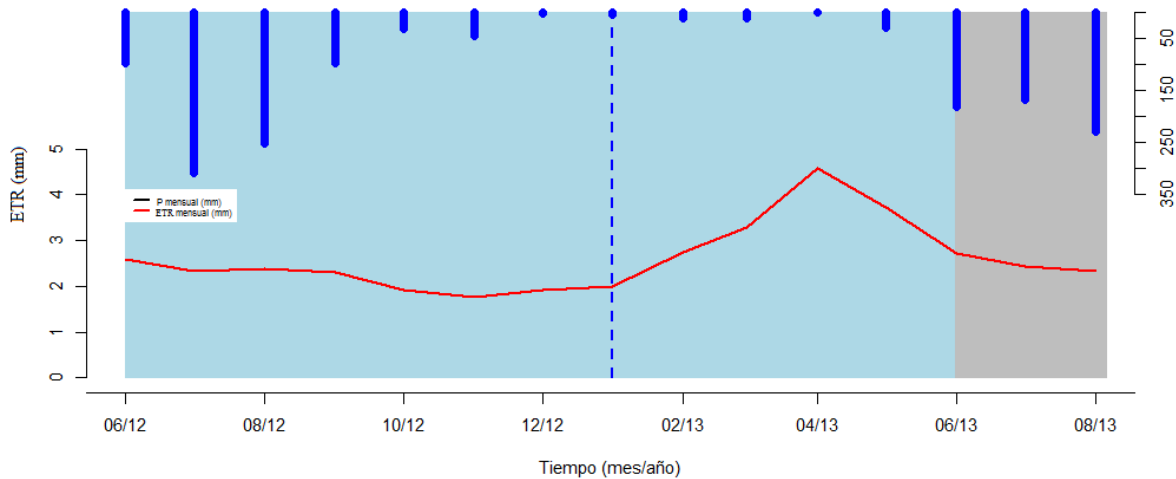


Figura 25. Serie de evapotranspiración real (*ETR*).

En la Figura anterior (Figura 25) se observan las fluctuaciones mensuales de la evapotranspiración real, el inicio del periodo de lluvias provoca que la humedad que se va acumulando en el suelo tenga un efecto de amortiguamiento y por tanto disminuya la evapotranspiración, mientras que en el mes de marzo, abril y mayo se incrementa considerablemente, en este estudio el mes que registro la mayor tasa de *ETR* fue abril alcanzando un promedio de 4.58 mm d^{-1} , en el cuadro 6 se muestra una comparación de la *ETR* por época del año, estos cambios están asociados a la radiación solar y la disponibilidad de agua relacionada al proceso de precipitación que son las variables que controlan directamente el proceso de ET (González, 2014).

Cuadro 6. Comparación de los promedios de *ETR* por estacionalidad.

Periodo del año	Promedio de <i>ETR</i> Por período (mm d⁻¹)
Época de Lluvias	2.31
Época Fría-Seca	2.22
Época Cálida-Seca	3.86

Evapotranspiración con la ecuación de Thornthwaite

Para hacer una comparación entre el balance hídrico calculado de forma directa y la estimación del balance hídrico tradicional usando el método de Thornthwaite (1948) basado en la determinación de la evapotranspiración en función de la temperatura media, con una corrección en función de la duración astronómica del día y el número de días del mes (Aparicio, 1992).

La evapotranspiración también fue calculada con la ecuación de Thornthwaite, en el siguiente gráfico (Figura 26) se muestra la comparación de los resultados de evapotranspiración para cada ecuación y el déficit hídrico en la microcuenca calculado para esta ecuación. En este caso el valor de la evapotranspiración potencial es de 896.63 mm resultando menor al calculado con Penman-Monteith FAO (2006).

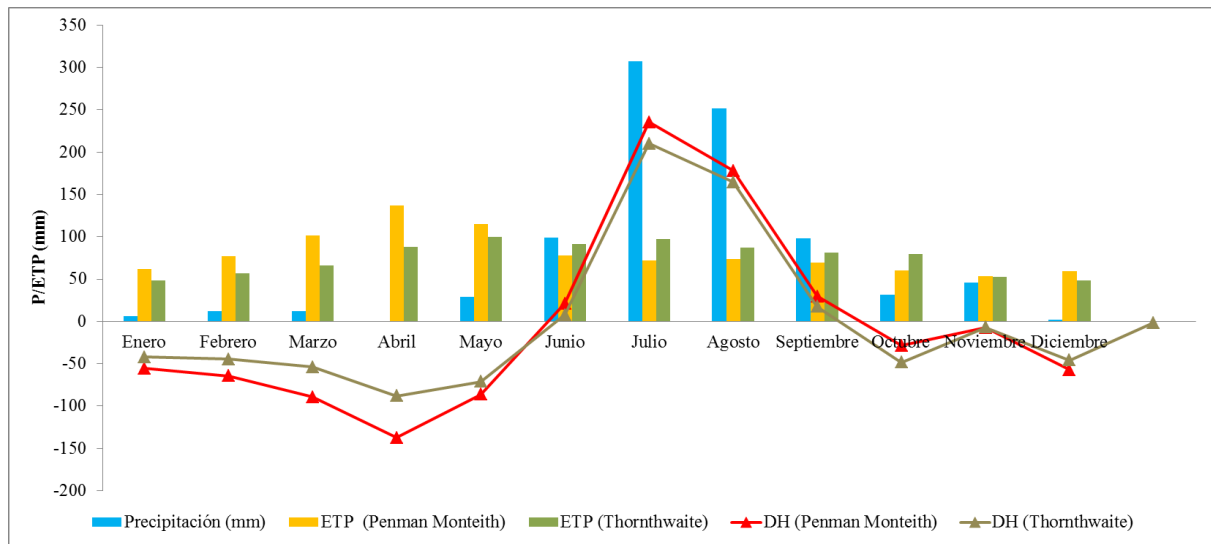


Figura 26. Evapotranspiración potencial *ETP* calculada con Penman-Monteith y Thornthwaite, DH: Déficit hídrico de la microcuenca.

6.5 Esguerrimiento superficial

Estos resultados fueron obtenidos a partir de los datos de aforo en la microcuenca. El periodo de monitoreo de los caudales en la microcuenca comprendió del mes de junio de 2012 al mes de agosto de 2013 (14 meses). El esguerrimiento generado por evento representa una fracción de la precipitación. A esa fracción se le denomina coeficiente de esguerrimiento, indicador de la medida de la infiltración y de los procesos de

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

almacenamiento (Scherrer, 1997). Dicho coeficiente relaciona el escurrimiento rápido (Q_r) con la precipitación (P). En este caso el coeficiente de escurrimiento obtenido a partir de la medición directa de la precipitación (Ver sección 5.2) y los caudales es de $C_e = 0.1425$, este valor indica que del total de la precipitación solo el 14.25% sale de la microcuenca en forma de caudal.

Caudales

El valor más alto de Q en el gráfico que se presenta (Figura 27) corresponde al mes de julio, el pico más bajo de Q se reporta para el mes de mayo de 2013 (final de la época de secas). Respecto a los caudales se registró un mínimo 4.59 L min^{-1} , un promedio de 33.10 L min^{-1} y un máximo de $1,248.00 \text{ L min}^{-1}$. Los resultados indican que la respuesta hidrológica de la microcuenca es rápida $<15 \text{ min}$ (con tiempos de respuesta que van de 5 a 10 min).

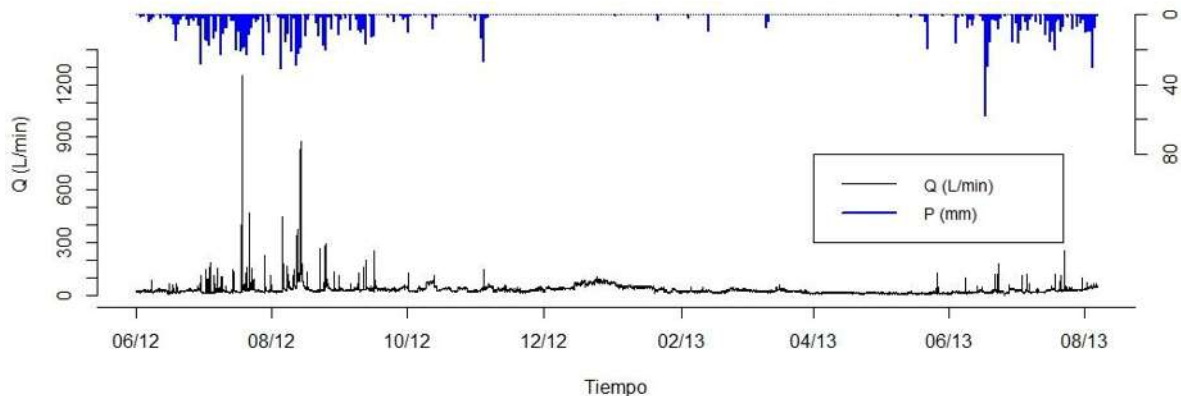


Figura 27. Hidrograma del periodo de análisis.

6.6 Variación de humedad edáfica e infiltración

La medición de humedad edáfica se realizó del 18 de mayo de 2012 al 20 de octubre de 2013, pero para este estudio solo se tomaron los datos que corresponden al 1 de junio de 2012 al 31 de agosto de 2013, esto debido a que ya se había realizando una analisis previo con los datos iniciales para corroborar el funcionamiento optimo de las sondas TDR en los tubos de acceso. En la Figura 28 se muestran los sitios en donde están ubicados los tubos de acceso en 8 líneas de la parte alta a la parte baja de la microcuenca para la medición de

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

humedad edáfica (tubos: 45 dentro de la microcuenca y 9 de referencia colocados fuera del parteaguas).

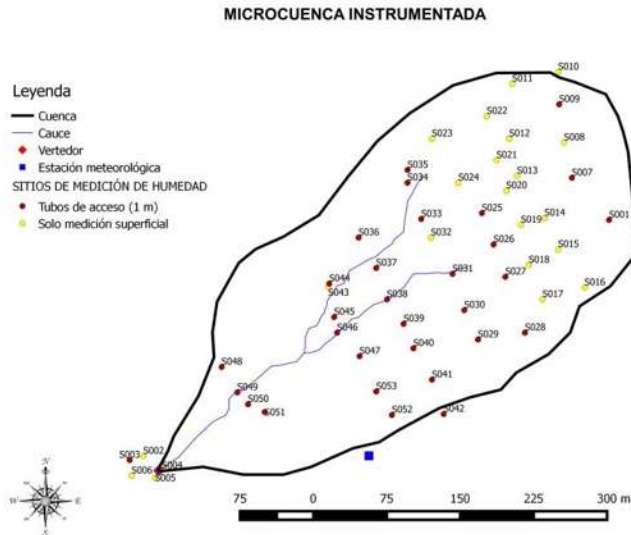


Figura 28. Ubicación de sitios permanentes para medición de humedad edáfica.

Humedad Edáfica

Los resultados de las mediciones de humedad edáfica muestran la respuesta de humectación del suelo ante los eventos de precipitación, en la serie de precipitación diaria de la Figura 29 están marcadas con líneas rojas las fechas de los eventos de precipitación en los que se midió la humedad edáfica.

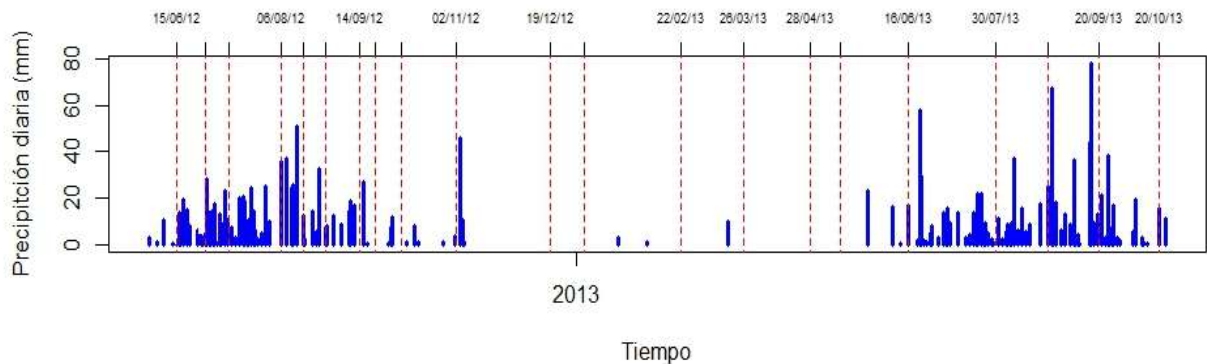


Figura 29. Serie de precipitación efectiva.

Variabilidad de la humedad del suelo

El análisis de la estabilidad temporal de la humedad del suelo (Vachaud *et al.*, 1985) nos permite definir la persistencia de un modelo de comportamiento de cada perfil de medición respecto al resto de los perfiles estudiados a lo largo del tiempo. Se realizó un análisis de humedad en cada perfil para cada profundidad encontrando una tendencia ya que el suelo se seca considerablemente durante abril y mayo (0-20 cm de profundidad) alcanzando una humedad entre 10% y 15%, esto puede deberse a la demanda de agua de las plantas (Porta *et al.*, 1999). En la Figura 30 se muestra un ejemplo del perfil de humedad en el tubo de acceso número 3 localizado al SO de la microcuenca en donde se aprecia el cambio en el porcentaje de humedad de un año a otro, abarca dos épocas de lluvia (2012 y 2013) incluye el periodo seco entre 2012 y 2013. Lo anterior coincide con lo reportado por Martínez *et al.* (2007) en parcelas agrícolas y bosques de pino.

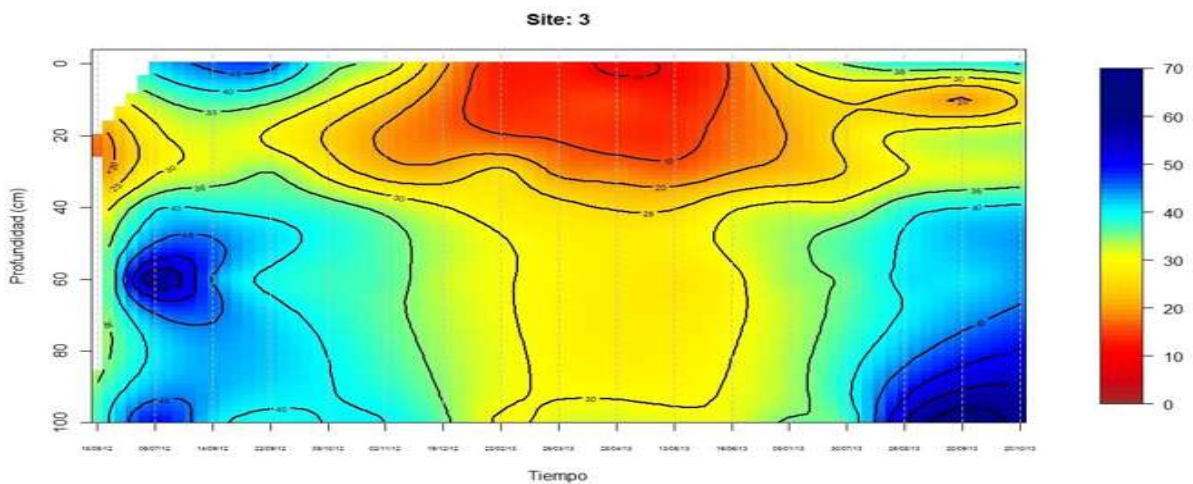


Figura 30. Porcentaje de humedad volumétrica en el Sitio 3.

Variabilidad a escala de microcuenca

La Figura 31 muestra mapas de la microcuenca sobre el que se superponen valores de la estabilidad temporal calculada siguiendo la metodología propuesta por Pachepsky *et al.* (2005) empleando los datos de las sondas integrados para todas las profundidades. En las imágenes además se representa el valor absoluto en mm. El 83.23% de la superficie de la microcuenca está cubierta por bosque de pino-encino. La porción con menor humedad

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

edáfica está ubicada en la zona SE en donde el uso del suelo corresponde a una parcela abandonada donde se han modificado las propiedades hidrofísicas del suelo ligadas a su uso como resultado de los factores antrópicos, los cuales afectan a las capas superficiales (Zimmermann *et al.*, 2006). Por lo anterior, se aprecia una relación directa entre el contenido de agua en el suelo y el uso del suelo, así como las características topográficas.

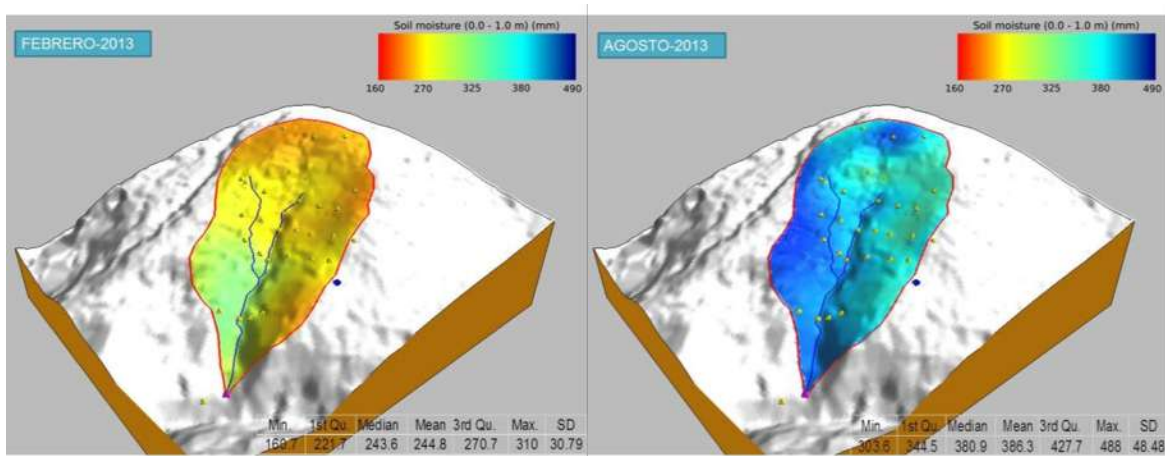


Figura 31. Humedad del suelo para la microcuenca C1 de la estación ec hidrológica Alto Fresno. Febrero corresponde al mes más seco de la serie y agosto el más húmedo.

La humedad registrada en junio-2012, mes en que inició la adquisición de datos, fue de 318.50 mm, más húmedo que junio-2013 en el cual se registraron 290.40 mm. Durante el periodo seco que corresponde a octubre-mayo, las reservas de agua del suelo fueron en promedio de 281.70 mm, alcanzando un máximo de 488.00 mm en agosto y un mínimo de 160.70 mm en febrero. La infiltración-percolación para el periodo anual se estimó en 29.53 mm año⁻¹ que corresponde al 3.30% de la precipitación total (894.84 mm). De acuerdo al cálculo de la reserva de agua en el suelo se estimó que se tiene una percolación de 0.04038 mm día⁻¹ equivalente a 0.00168 mm h⁻¹, esto concuerda con lo expuesto por Famiglietti *et al.* (2008) ya que en los periodos secos la desviación estándar no muestra una tendencia clara y con el aumento de la humedad del suelo incrementa también la desviación estándar.

6.7 Análisis del balance hidrológico de la microcuenca

Se empezaron a tomar datos meteorológicos a partir del 14 de marzo de 2012, sin embargo debidos a fallas en los instrumentos, las mediciones completas de todos los procesos que intervienen en el ciclo hidrológico inician en junio de 2012. Para el análisis del funcionamiento hidrológico del área de estudio, se dividieron los datos en dos series de tiempo, una que corresponde a un año de datos “serie anual” (01- junio-2012 a 31-mayo-2013) y la otra serie “serie extendida” que va de 01- junio-2012 a 31-agosto-2013.

En el análisis del funcionamiento hidrológico encontramos lo siguiente: para la serie anual (01- junio-2012 a 31-mayo-2013) se registró un total de 894.84 mm de precipitación incidente (Pp) durante 365 días como se muestra en el Cuadro 7.

Cuadro 7. Balance hídrico anual de la estación ecohidrológica Alto Fresno.

PERIODO ANUAL		
01/jun/2012 al 31/mayo/2013		
Proceso hídrico	mm	%
Evapotranspiración ETR	624.14	69.75
Intercepción I_c	153.91	17.20
Escurrimiento Q	127.52	14.25
Infiltración:		
Cambio del contenido de agua del suelo Δs	-40.25	-4.50
Infiltración I, Percolación Per	29.53	3.30
Precipitación Pp	894.84	100.00

El periodo extendido (Cuadro 8) tiene un total de 541 días (01- junio-2012 a 31-agosto-2013) se registró un total de 1,473.51 mm de precipitación incidente (Pp), en los resultados se observa como disminuye el porcentaje de evapotranspiración a medida que se incrementa la tasa de precipitación. El cambio en el contenido de humedad tiene un valor positivo debido a que el inicio y fin de la medición edáfica corresponde a la época de lluvias.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

Cuadro 8. Balance hídrico extendido de la estación ecohidrológica Alto Fresno.

PERIODO EXTENDIDO		
01/jun/2012 al 31/agosto/2013		
Proceso hídrico	mm	%
Evapotranspiración ETR	819.27	55.60
Intercepción Ic	253.44	17.20
Esguerrimiento Q	209.98	14.25
Infiltración:		
Cambio del contenido de agua del suelo Δs	68.96	4.68
Infiltración I, Percolación Per	121.86	8.27
Precipitación Pp	1473.51	100.00

Balance hidrológico Thornthwaite

Mediante este método se estimó la *ETP* anual resultando 896.63 mm, esto es 1.69 mm más que la precipitación registrada en el periodo de estudio, con una oscilación térmica promedio de 5.44 °C (Figura 32). También se encontró el total de horas frío para noviembre 120.19 h, diciembre 144.66 h, enero 147.48 h, febrero 91.20 h, por lo que el mes con más horas de frío fue enero; se registró precipitación invernal correspondiente a 3.66% (Figura 32). Los valores de *ETP* (evapotranspiración potencial) y *DH* (Déficit hídrico) de Thornthwaite están 6.43% por debajo de los calculados con Penman Monteith como se muestra en la Figura 26.

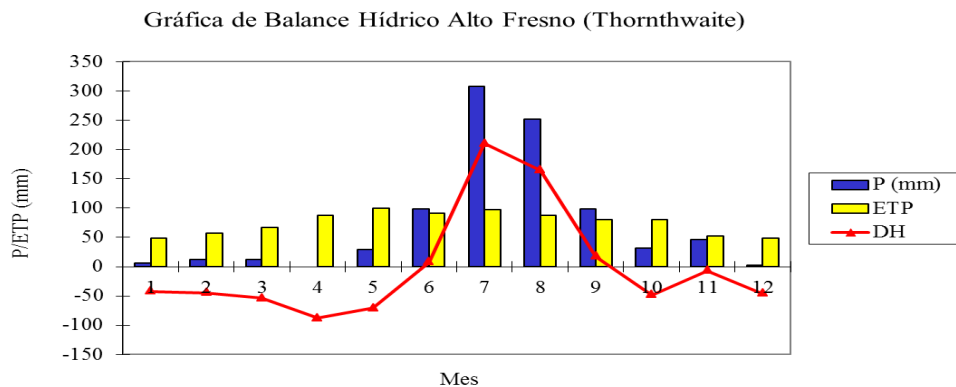


Figura 32. Balance hídrico calculado con Thornthwaite, DH: Déficit hídrico de la microcuenca. Los números corresponden a los meses en orden cronológico.

CAPITULO 7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

7.1 Microcuenca instrumentada.

El análisis del funcionamiento hidrológico también es llamado estudio ecohidrológico, se define como un diagnóstico integrado de los componentes bióticos y abióticos que conforman el paisaje; Rodríguez-Iturbe *et al.* (2001) lo define como la interrelación entre el ciclo hidrológico y los ecosistemas terrestres.

Las características fisiográficas y forma de la microcuenca nos aportan información importante para predecir el funcionamiento hídrico en función principalmente de la topografía, sin embargo hay que considerar otros parámetros como son la cobertura vegetal y el uso del suelo, ya que los cambios en la vegetación son responsables de la respuesta en la dinámica hidrológica, así mismo el uso del suelo puede marcar la diferencia en el porcentaje de infiltración y escurrimiento para una zona determinada (Pineda *et al.*, 2005; Angheben, 2012).

Las actividades humanas representan una fuerza modeladora de la biosfera que actualmente más que las fuerzas naturales son responsables de la mayoría de los cambios en la cobertura del suelo. En la década pasada se extendió el concepto del manejo integral de cuencas hidrográficas en México, sin embargo no existe un sistema de clasificación de la vegetación que permita hacer comparables los estudios realizados desde diversos enfoques, a diferentes escalas y para distintos momentos, y que además sea útil en la implementación de pronósticos relacionados con las transformaciones ambientales que ocasionan las actividades humanas y que permita resolver problemas ambientales (Velázquez y Bocco, 1994; Moreno, 2010; Amador, 2012; Angheben, 2012).

Los estudios de funcionamiento hídrico a escala detallada están enfocados a zonas de conservación prioritaria como los bosques de niebla o bosques mesófilos de montaña, selvas o áreas naturales protegidas. La microcuenca de estudio está ocupada en un 83.30% por bosque de pino-encino y en el país se carece de estudios que aporten de manera detallada insumos para predecir escenarios ante el cambio climático o la deforestación; los existentes no presentan mediciones directas, realizan estimaciones del funcionamiento hídrico.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

En este tipo de estudios se recurre a cartografía a escala 1:50,000 porque es la más accesible; sin embargo, al utilizarla en zonas con áreas pequeñas se encuentra un alto nivel de incertidumbre debido a que la información es muy general, los estudios en zonas pequeñas requieren mayor precisión en la interpretación y análisis. La primera delimitación de la microcuenca para este trabajo se realizó en escala 1:50,000 para iniciar la instrumentación ya que no se contaba con insumos de mayor resolución, posteriormente se realizó la delimitación y caracterización de la cuenca a una escala 1:10,000 con resolución de 5 m por pixel, con lo que se logró mayor precisión en la delimitación de la microcuenca ya que con la escala 1:50,000 el área de la microcuenca era de 12.20 ha y con la escala 1:10,000 se logró corregir el parteaguas y delimitar con mayor exactitud encontrando un área real de 11.77 ha; el cauce principal también estaba desfasado. Desafortunadamente los puntos de muestreo para medición de humedad edáfica ya estaban instalados de acuerdo a la resolución de la escala 1:50,000 y fue imposible reubicarlos de manera uniforme con las coordenadas obtenidas en la resolución de 5 m por pixel.

En cuanto a la cobertura vegetal, el uso de fotografías aéreas, recorridos en campo, así como trabajos previos en el sitio, aportaron una descripción detallada del arreglo espacial de las especies y la abundancia de cada una de ellas, en este caso tenemos dominancia de pinos (66.60%) seguida de encinos (17.70%). La caracterización estructural básica de las comunidades vegetales permite derivar importantes aspectos de análisis de su dinámica y función en el proceso de interceptación (Burgos, 1999; Amador, 2009; Gómez-Tagle *et al.*, En revisión) esto se detalla en el apartado 7.3.

Analizando los resultados, la microcuenca instrumentada tiene una extensión de 11.77 ha, con un porcentaje de 69.55% de vegetación conservada (en el mapa aparece como bosque cerrado) y 13.68% como bosque abierto (esta clasificación está basada en la densidad arbórea). En la zona existe una parcela abandonada, esto nos habla de que las actividades antrópicas están restringidas o amortiguadas en la microcuenca debido al control que se tiene en la estación ecohidrológica, situación que no sucede en el resto del país en donde prevalece el 4.3% de deforestación anual (Guevara *et al.*, 2004). En los recorridos de campo se observó una falla en la zona noroeste de la microcuenca, además se encontraron una serie de fracturas muy evidentes en la capa de ignimbrita sobre la cual están asentados los

suelos de la microcuenca, por lo que se hace necesario realizar un estudio geohidrológico para determinar la profundidad y efecto de las fracturas y fallas en la recarga del acuífero; así como también analizar la generación de cárcavas, ya que tanto las fracturas, fallas y la cárcava tienen la misma dirección y orientación.

7.2 Precipitación.

La cantidad de precipitación anual registrada durante el periodo observado fue de 894.84 mm y para el periodo extendido fue de 1,332.7 mm, distinguiéndose un total de 89 eventos de precipitación para el periodo anual y 161 eventos para el periodo extendido. La precipitación efectiva corresponde el 80.6% este valor es similar el reportado por Llorens *et al.*, 2005 para bosque de *Q. pubescens* y *P. sylvestris* L. Vallcebre, España donde la precipitación anual fue de 924 mm con una precipitación efectiva de 74%.

La precipitación muestra un claro patrón estacional: 87.99% de la precipitación anual ocurrió en la época de lluvias (junio-octubre), mientras que la época fría seca aportó 7.38% (noviembre-febrero) y la cálida seca (marzo-mayo) 4.63%, esto concuerda con lo expuesto por Echeveria *et al.* (2007), Huber y Trecaman (2004) respecto a la estacionalidad de las precipitaciones y su distribución. En la época de lluvias los eventos de precipitación son de tipo orográfica-convectiva (alta intensidad y corta duración), en cambio en los eventos de la época seca predominaron las precipitaciones estratiformes (baja intensidad y duración prolongada). Las intensidades de lluvia promedio (5.04 mm h⁻¹ y 5.43 mm h⁻¹ para cada uno de los periodos de estudio) registradas en este sitios durante la época de lluvias, corresponde con lo reportado por García (2004) para la zona de estudio y por Amador (2009) para bosques templados; sin embargo, los datos obtenidos están por encima de lo reportado por Villers *et al.* (2011) para bosque mesófilo maduro, secundario y pastizal, con intensidades de lluvia promedio de 2.73 mm h⁻¹, 3.08 mm h⁻¹, 3.74 mm h⁻¹, respectivamente. Esto se debe a que los eventos de lluvia registrados indican altas intensidades y corta duración mientras que en el bosque mesófilo estos eventos tienden a ser de baja intensidad y larga duración. A esto hay que añadir la presencia de fenómenos meteorológicos que ocasionan lluvias de alta intensidad como las tormentas tropicales y los huracanes.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

La estacionalidad de la precipitación por estación del año reafirma el patrón claro de tendencias: el 73.49% de la precipitación anual ocurrió durante el verano, durante el otoño se registró el 19.61%, en el invierno y primavera 2.28% y 4.63% respectivamente.

Son importantes los mecanismos y las vías de partición de agua de lluvia así como su distribución a lo largo del año (Bruijnzeel, 2004).

El cambio climático puede derivar en impactos sobre la hidrología continental de distintas temporalidades, alterando el balance entre la precipitación, la evapotranspiración y el escurrimiento (Li *et al.*, 2007). La temperatura máxima registrada fue de 25.37 °C se presentó en la primavera, la mínima fue de 4.76 °C se presentó en el invierno; la temperatura media anual fue de 15.19 °C. La temperatura de referencia que se tenía para la zona es de 17.5 °C con base en los registros de la estación meteorológica de la población cercana de Santiago Undameo. García (2004) refiere una oscilación térmica entre 5.4 y 7.4 °C, con promedio de 6.7 °C; mientras que en nuestra serie anual la oscilación térmica es de 5.98 y 7.73 °C, con promedio de 5.45 °C, esto nos indica que pueden existir diferencias entre la zona de estudio y la estación de Santiago Undameo, por efecto de la posición y la altitud, las variaciones en las temperaturas pueden influir en el desarrollo y conservación de la vegetación. Es importante el análisis del funcionamiento hidrológico en sitios que presentan estacionalidad con respecto a las precipitaciones (Alvarado, 2013) dada la función ecohidrológica que desempeñan las cuencas en el ecosistema.

7.3 Intercepción del dosel

La captación hídrica del dosel arbóreo y su concentración en la base del tronco, constituye un mecanismo de entrada de agua al sistema pocas veces considerado en el análisis hidrológico. La redistribución espacial del agua tras la partición de la precipitación y la concentración por flujo fustal conlleva a que las zonas cerca de los troncos tengan mayor humedad edáfica y potencial de percolación (Tesón, 2011; Alvarado, 2013).

La intercepción del dosel corresponde a $17.2 \pm 3.64\%$, éste se ubicó dentro del rango de valores reportados en la literatura especializada en bosques similares, como los estudiados por Cantú y González (2002) donde reportan condiciones muy similares a las del presente

estudio, sin embargo son menos densos y tienen 246, 312 y 466 árboles ha^{-1} (pino, encino y pino-encino respectivamente); mientras que en la microcuenca de la estación ecohidrológica Alto Fresno la densidad es 677 ind ha^{-1} , con un área basal de 50.7 $\text{m}^2 \text{ha}^{-1}$, esto coincide con Alvarado (2013) donde menciona la densidad arbórea de 662 ind ha^{-1} , en una plantación de *Pinus Patula*. En 1972 Swank y colaboradores cuantificaron la interceptación del *Pinus taeda* en Carolina del Sur, EUA en 26% del total de la precipitación.

Díaz-Fernández (2005) reporta para la cuenca de Cointzio densidades arbóreas de 213 y 443 ind ha^{-1} , alturas medias de 15.6 y 10.5 m, diámetros normales de 21.9 y 21.09 cm y superficies medias de copa de 24.9 y 21.9 m^2 para los sitios de pino y encino respectivamente. Por otro lado, se encontró que la interceptación promedio decrece al incrementar la lámina del evento. Es decir, la I_c es mayor para eventos pequeños y menor en los grandes. Este patrón concuerda con lo mencionado en investigaciones previas para distintos ambientes (Huber y Oyarzún, 1982; Navar y Brian, 1999; Carlyle-Moses, 2004; Navar, 2011).

Flujo fustal

Actualmente se sabe que el agua concentrada como flujo fustal puede ser una fuente de agua importante para la vegetación, especialmente en ambientes áridos y semiáridos (Johnson y Lehmann, 2006). El flujo fustal concentra la precipitación interceptada por el dosel en un área pequeña (Johnson y Lehmann, 2006) y puede favorecer la infiltración preferencial (Llorens y Domingo, 2007). Esta concentración se conoce en la literatura como “*embudamiento*” debido al efecto embudo de agua que generan las copas de los árboles con respecto al tronco.

En este estudio se estimó un valor de 2.20% de flujo fustal derivado del trabajo de (Gómez-Tagle *et al.*, En revisión). Para el caso de bosques templados en México, Charles (1998) reportó valores de flujo fustal de 0.24, 0.74 y 0.71% para los bosques de pino, encino y pino-encino en el NE de México. Por otro lado, en el tema del flujo fustal se sabe que tanto la morfología como la arquitectura de copa son importantes para la generación de flujo fustal (Navar, 1993; Martínez-Meza y Whitford, 1996). Por ejemplo Thompson (1974)

reportó para sitios con *Quercus robur* L. tratados con defoliante y sin éste, concluyó que para *Q. robur* L. la arquitectura de ramas tuvo un efecto más importante que el área foliar. En la zona de estudio existe un árbol (P7) en el que la captación hídrica llegó a ser hasta 380% más alto que el promedio de los árboles, y se explicó por la morfología de copa atípica (bifurcada y con gran cantidad de ramas con ángulo de inserción positivo) de este árbol en particular (Gómez-Tagle *et al.*, En revisión).

Se ha reportado también que la inclinación elevada de las ramas (respecto a la horizontal) incrementa el volumen de flujo fustal en bosques tropicales secos, de laurel y eucalipto (Crockford y Richardson, 1990, 2000), esto también se ha reportado para bosques de pino (Loustau *et al.*, 1992). Sin embargo se ha comprobado que la corteza tiene un papel preponderante en la generación del flujo fustal (Steinbuck, 2002). Esto debido a que la corteza puede incrementar significativamente la superficie de contacto a lo largo del tronco y ramas, incrementando a su vez la capacidad de almacenamiento del dosel. Sin embargo, las particularidades del efecto de la corteza sobre el flujo fustal no han sido tan ampliamente documentadas como las del ángulo de inserción de las ramas. Steinbuck (2002) reportó que la cantidad de agua del flujo fustal para bosques de coníferas está determinada por la forma de las ramas, la superficie de copa proyectada y superficie de tronco, de manera que los árboles con la mayor cantidad de ramas inclinadas positivamente (arriba de la horizontal), pero con la mayor área proyectada de copa y la menor superficie de tronco son los árboles con mayor producción de flujo fustal.

En este sentido se ha postulado que el flujo fustal que ingresa al suelo alrededor de la base de un árbol es un mecanismo importante mediante el cual los árboles resisten la sequía (Martínez-Meza y Whitford, 1996), aunque también se ha documentado que la concentración de agua por flujo fustal puede en casos de eventos de alta precipitación generar escurrimiento superficial localizado (Herwitz, 1986). De manera similar, Jackson *et al.* (2000) también encontraron cambios sustanciales en la humedad del suelo en áreas cercanas a los troncos de los árboles respecto a aquellas más alejadas. Estos autores reportaron que estas diferencias se presentaron tanto en la época húmeda como en la época seca. Por otro lado, el efecto sinérgico de la captación hídrica del dosel, la concentración

del flujo fustal y la presencia de raíces, está comprobado que favorece la recarga del suelo y los mantos acuíferos. Las raíces aumentan la capacidad de infiltración al generar rutas de flujo preferencial hacia la matriz edáfica (Guan *et al.*, 2010; Morales 2014), estas vías de flujo preferencial están determinadas por la presencia y características de los macroporos, estos están determinados por el tipo de suelo, su granulometría y estructura (Porta *et al.*, 1999), por la estructura, edad y composición de las comunidades vegetales y de la fauna edáfica (Negrete-Yankelevich *et al.*, 2008), así como por la historia de uso del suelo y su manejo (Callaham *et al.*, 2006).

7.4 Evapotranspiración

La evapotranspiración (*ET*) es sensible a cambios estructurales y funcionales de las etapas de sucesión ecológica, representando un indicador importante de la condición del ecosistema (González, 2014). La evapotranspiración es afectada por una elevada cantidad de factores abióticos como las temperaturas altas y bajas, la salinidad, el estrés hídrico, el déficit de saturación del aire, la nubosidad, la contaminación atmosférica, etc., y por factores bióticos como la forma y distribución de las hojas en la cubierta, la conductancia estomática, etc. (Save *et al.*, 2005; Anderson y McDonnell, 2005). Los resultados de Penman-Monteith FAO revelaron diferencias significativas en los valores mensuales de evapotranspiración, la *ETP* mensual máxima equivalente fue de 4.58 mm, ésta se registró en el mes de abril, la mínima fue de 1.77 mm y se presentó en el mes de noviembre (Figura 23), este mes corresponde al periodo frío seco. La literatura menciona que la vegetación del ecosistema con raíces profundas tiene mayor accesibilidad a agua, de esta manera aunque no se presente precipitación y el almacenamiento de agua en la planta sea escaso puede presentarse el proceso de ET (Alder *et al.*, 1996). En este estudio usamos el coeficiente de cultivo recomendado por la FAO (2006) para bosques templados $K_C = 0.65$, este valor fue sugerido por Allen (2006); otros autores como Alvarado (2013) refiere un $K_C = 0.58$ para bosque de *Pinus patula* con densidad de 662 ind ha⁻¹; por otra parte Waterloo *et al.* (1999) refiere un $K_C = 0.6$ para una plantación de *Pinus Caribaeae* maduros de estructura similar, con una densidad de 621 ind ha⁻¹; en nuestro caso tenemos 677 ind ha⁻¹. En este trabajo la evapotranspiración anual real *ETR* representó el 69.75% equivalente a 624.14 mm del total de la precipitación; mientras que para el periodo extendido se redujo a 55.69% equivalente

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

a 740.99 mm de la precipitación total respectivamente. Con los valores de *ETR* podemos deducir que un bosque de pino-encino entre el 69.75% y 55.60% de los aportes de lluvia son evapotranspirados, a esto le falta sumar el valor de la intercepción que generalmente es evaporada, de la cual se obtuvo un valor que corresponde al 17.20% (Gómez-Tagle *et al.*, En revisión); debido a que la evaporación y la transpiración son procesos que ocurren simultáneamente y no hay una manera sencilla de distinguir entre ambos, la evapotranspiración para cada periodo de estudio es de 86.95% y 72.80% respectivamente. Los valores de evapotranspiración están muy por encima de lo que reporta Echeverría *et al.* (2007) donde menciona que el bosque de pino consume el 33% de la precipitación total; mientras que Oyarzun y Huber (1999) cuantifican en *Pinus radiata* 58% y en *Eucalyptus globulus* 57%, estas variaciones están relacionadas con la densidad y la fisiología vegetal de las especies. Los valores del periodo extendido son similares a los reportados para bosques tropicales por Asdak *et al.* (1998) ellos estiman la evapotranspiración en 75.71% mientras que De las Salas y Olmos (2000) refieren para bosque tropical nativo de Bogotá, Colombia un valor promedio de 71% y para bosque de *Eucalyptus sp.* 73%, mientras que para plantaciones de *Cupressus sp.* refieren una evapotranspiración de un 74% del total de la precipitación. Tesón (2011) menciona un promedio de 75% de *ETR* calculada mediante flujo de savia para una Plantación de *Eucalyptus grandis*. Estas variaciones pueden deberse a la edad de las plantaciones o bosques estudiados, esto es importante ya que cuando la vegetación crece y desarrolla una alta cobertura vegetal al ecosistema, la transpiración ocupa alrededor del 90% del agua de la demanda atmosférica (Maass *et al.*, 2002).

Por otra parte Alvarado *et al.* (2014) refieren para reforestaciones de *Pinus patula* una evapotranspiración promedio anual de 86.50%, este valor es muy parecido al calculado en este trabajo. Para bosque de encino (Cantú y Okumara, 1996) obtienen valores de evapotranspiración de 62% y Schellekens (2000) para bosque tropical menciona un valor de 65.60% de evapotranspiración, estos valores son menores a la evapotranspiración obtenida para este estudio, esto puede deberse a la diferencia en la composición del dosel. Finalmente los resultados reflejan que los cálculos desarrollados en este trabajo para estimar *ETR* en bosque templado de pino-encino se encuentran dentro de los rangos publicados por otros autores como se detalla en el cuadro 9.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

Cuadro 9. Comparación de los resultados obtenidos en este estudio durante el período húmedo con otros autores.

Autor	Ecosistema	Técnica	Promedio de ETR período húmedo (mm d⁻¹)
Alvarado-Barrientos <i>et al.</i> , 2014	Plantación de pino (<i>Pinus patula</i>)	Flujo de savia	2.3
Tesón, 2011	Plantación de <i>Eucalyptus grandis</i>	Flujo de savia	4.1
Scott <i>et al.</i> , 2006	Pastizal	EC	1.90
Scott <i>et al.</i> , 2004	Mezquital	EC	2.69
González, 2014	Bosque tropical seco	Índice de vegetación mejorado	2.32
Este estudio	Bosque de pino-encino	EC	2.31

Finalmente de los resultados obtenidos para la evapotranspiración usando el método de Thornthwaite encontramos que los valores calculados son 6.50% por debajo de la *ETP* calculada empleando el método de Penman-Monteith FAO (2006).

7.5 Escurrimiento superficial

La estacionalidad del patrón de lluvias en la zona de estudio es el factor que determinó la distribución estacional del escurrimiento en la microcuenca. El 73% de los volúmenes de agua en el vertedor fueron producidos durante la época de lluvias. En el periodo de estudio, se presentó una mayor variación de los flujos de agua en la estación de lluvias, se observó un incremento del escurrimiento en la temporada de lluvias con caudales más altos y en la temporada de secas se presentaron caudales más bajos. La vegetación es uniforme en la microcuenca por lo que no se aprecia cambios en el régimen hidrológico a causa de ésta, sin embargo en el presente año la zona está siendo sometida a corta de saneamiento debido a la presencia del escarabajo descortezador *Dendroctonus sp.*, por lo que sería interesante

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

realizar nuevamente un análisis de gastos para comprobar la influencia de la vegetación en el régimen hidrológico y la oscilación térmica del agua.

El valor promedio del gasto es 33.10 L min^{-1} , mientras que el gasto anual máximo registrado para el periodo de observación es de $1,248 \text{ L min}^{-1}$ y el mínimo es de 4.59 L min^{-1} . El escurrimiento en relación a la precipitación total anual fue de 14.25%, en donde los flujos base fueron los principales portadores del caudal en la microcuenca. Estos valores indican las fluctuaciones y cambios en el volumen del escurrimiento durante la época cálida-seca y la época de lluvias en donde se incrementa hasta 277 veces el valor del gasto respecto a la época cálida-seca. El volumen más bajo de agua en el cauce se registra en los meses de abril y mayo.

La proporción de Q/P en el bosque de pino-encino (14.25%) es cercano al valor de 11.80% que reporta Cantú y Okumara (1996); es muy bajo comparado con otros valores reportados para cuencas con cobertura de bosque de pino encino: 30% en Vallcebre, España (Llorens *et al.*, 2005), 31.10% en Tlaxcala, México (Orosco, 2006), 29.37% en Tegucigalpa, Honduras (Valle, 2002), 24.50% en Carolina del Sur, EUA (Swank *et al.*, 1972). Por otra parte Amador (2009) reporta un escurrimiento de 2.10% para bosque de pino-encino en Michoacán. Las diferencias con respecto a lo que se reporta en la literatura se debe probablemente a factores de tipo climático (cantidad, intensidad y duración de los eventos de precipitación), fisiográfico (tamaño y forma de la cuenca, pendiente, longitud de laderas y orientación) de acuerdo a Muñoz-Villers (2008). En nuestro caso es una microcuenca pequeña donde la pendiente no es muy pronunciada (13.44%), el flujo base es de corriente continua (no se tiene registro de años con corriente intermitente), y los resultados indican que la respuesta hidrológica de la microcuenca es rápida $<15 \text{ min}$ (con tiempos de respuesta que van de 5 a 10 min), pero depende del agua previamente almacenada en el suelo.

La geomorfología tienen gran influencia en el escurrimiento y tiempo de respuesta, en el área de estudio los suelos sobreyacen a flujos piroclásticos de composición riolítica (ignimbrita) y estos están asentados sobre un material conformado por brecha volcánica; este material está fuertemente consolidado, lo cual forma una capa impermeable que no permite la infiltración de agua a mayor profundidad. Esto implica que la respuesta de la

microcuenca sea rápida debido a que estos materiales favorecen el escurrimiento subsuperficial.

7.6 Variación de la humedad edáfica e infiltración

El análisis de la estabilidad temporal de la humedad del suelo (Vachaud *et al.*, 1985), nos permite definir la persistencia de un modelo de comportamiento de cada perfil de medida respecto al resto de los perfiles estudiados a lo largo del tiempo. En el análisis de humedad en cada perfil para cada profundidad es posible encontrar tendencias relacionadas con la estacionalidad y temporalidad de las precipitaciones. El suelo está considerablemente más seco durante abril y mayo alcanzando un valor entre 10% y 15% de humedad, esto corresponde a la época cálida-seca, los valores pueden deberse a la demanda de agua de las plantas (Porta *et al.*, 1999). La humedad registrada en junio-2012, mes en que inicia el periodo de datos, fue de 318.5 mm, más húmedo que junio-2013 en donde se registraron 290.40 mm. Durante el periodo seco que corresponde a octubre-mayo, las reservas de agua del suelo fueron en promedio de 281.70 mm y alcanzaron un máximo de 488.30 mm en agosto y un mínimo de 160.70 mm en febrero. El cambio en el contenido de humedad de un año a otro está relacionado con la precipitación y la profundidad del suelo (Pachepsky *et al.*, 2005), esto en función del tiempo y el uso del suelo; los datos encontrados en el presente trabajo coinciden con lo reportado por Fernández *et al.* (2003, 2007) en parcelas agrícolas, bosques de encino, pino y pastizal.

La superficie de la microcuenca está cubierta en un 83.23% de bosque de pino-encino, la relación entre el contenido de agua en el suelo y el tipo de cobertura vegetal no es directa, pero si se relaciona con el uso del suelo, en este sentido se concuerda con lo expuesto por Rodríguez (2014) para la zona de estudio, en donde encontró que el bosque natural con mayor cobertura vegetal tuvo nula infiltración y el pastizal-matorral (0.19% del área de la microcuenca), resultó mayor en la temporada seca; sin embargo en temporada de lluvias, la capacidad de infiltración fue mayor en el suelo desnudo, hecho que también resultó contrario a lo esperado y referido en la literatura. Por otra parte en la zona donde se encuentra el pastizal y no existe densa vegetación arbórea la presencia de humedad edáfica es constante, pero el sitio de medición 28 donde no hay presencia de árboles pero está rodeado del bosque la presencia de agua es menor y, por ello se deduce que el déficit

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

hídrico es más prolongado e intenso. En este sentido Geris *et al.*, (2014) determinaron la influencia relativa de suelo y la cubierta vegetal en los procesos de almacenamiento y escurrimiento del agua, sus resultados mostraron que las propiedades del suelo ejercen mayor influencia que la vegetación en la dinámica de almacenamiento y escurrimiento de agua, tanto a escala de parcela y como de cuenca.

En la microcuenca hay presencia de suelo del tipo Lixisol caracterizado por presencia de arcilla, en este sentido Guan *et al.* (2010) explican que los suelos con horizontes arcillosos sin macroporos inducidos por raíces, actúan como una capa que impide la recarga de agua subterránea. Esto resulta en una percolación menor al 1% de la precipitación anual. Sin embargo, cuando estos mismos suelos presentan canales de raíz, la percolación puede llegar hasta un 20% de la precipitación anual. Colloff *et al.* (2010) demostraron que la capacidad de infiltración se incrementa significativamente al aumentar la cantidad de macroporos como respuesta a la edad de las reforestaciones en terrenos previamente pastoreados. Gómez-Tagle (2008) argumenta que en ambientes con altas intensidades de precipitación (zonas templadas húmedas), con suelos arcillosos sobre una capa de roca permeable, la penetración de raíces profundas asociadas a los elementos arbóreos de la vegetación puede ser determinante para que ocurra percolación. En este trabajo se engloba dentro del término infiltración el valor de la percolación estimada con un valor anual de 29.53 mm año⁻¹ que corresponde al 3.3% de la precipitación total anual (894.84 mm). De acuerdo al cálculo de la reserva de agua se estimó que se tiene una percolación de 0.13677 mm día⁻¹ equivalente a 0.00569 mm h⁻¹. El valor en el cambio del contenido de agua del suelo Δs fue negativo debido a que el inicio de toma de datos corresponde a la época de lluvias y el fin (mes de mayo) corresponde la estación cálida-seca, este valor corresponde a -4.5% equivalente a -40.25 mm. Para el periodo extendido debido al mayor aporte de precipitación, estos valores cambian de tal forma que la infiltración-percolación incrementa a 8.27% y el contenido de agua del suelo Δs es positivo y representa el 4.68% equivalente a 68.96 mm del total de la precipitación (1,473.51 mm para el periodo extendido).

En la zona de la parcela abandonada que representa el 4.15% del área de la microcuenca, se observa que el contenido de humedad es más bajo que en el resto de la microcuenca (sitios 33, 34, 35, 36 y 44), esto puede deberse a las modificaciones de las propiedades

hidrofísicas del suelo, estas alteraciones son más severas cuando están ligadas a factores antrópicos y que éstos afectan a las capas superficiales modificando la capacidad de infiltración (Matula, 2003; Zimmermann *et al.*, 2006).

De acuerdo a lo reportado por Rodríguez (2014) para la zona de estudio, el 97% del flujo total de infiltración en el suelo está asociado a flujo matricial, siendo mayor en los mesoporos pequeños durante las temporadas de lluvias y secas. El flujo preferencial es mayor en el bosque y la capacidad de infiltración del suelo está en función del grado de hidrofobicidad y humedad de cada sitio.

En trabajos anteriores para el sitio de estudio se midieron los valores de conductividad hidráulica (K_s) tomándolo como descriptor de la capacidad de infiltración del suelo, en este sentido mencionan la alta repelencia del suelo en temporada seca, el bosque natural tiene una K_s de 37.69 ± 28.96 mm h⁻¹, el pastizal-matorral 86.29 ± 52.71 mm h⁻¹, el suelo revegetado 18.01 ± 7.07 mm h⁻¹, la cárcava o suelo desnudo 91.17 ± 35.1 ; estos datos coinciden con la humedad edáfica obtenida. Así mismo Pujolar *et al.* (2011) realizaron un análisis de permeabilidad en la misma zona, encontrando que a una profundidad de 100 cm la K_s es de 2.32 mm h⁻¹ y para la profundidad de 200 cm el valor de K_s es de 4.8 mm h⁻¹. La capacidad del suelo para permitir el movimiento de agua a través de sus poros es un indicador de la calidad del suelo, sin embargo las actividades productivas que se realizan en un sitio determinado impactan de diferente manera a la capa edáfica (Rodríguez, 2014). El proceso de infiltración varía en función del tipo y estructura del suelo así como del tipo de manejo que se dé al terreno, además de atributos geomorfológicos como la pendiente y presencia de rocas (Morales, 2014).

7.7 Funcionamiento hidrológico

Para poder analizar el funcionamiento hidrológico de una región en este caso la microcuenca de la estación ecohidrológica Alto Fresno, es necesario hacer un balance hídrico para conocer los valores de las entradas (precipitación) y las salidas (evapotranspiración y escurrimiento), así como los cambios en el contenido de agua en el suelo como lo refiere Dunne y Leopold (1978). En los Cuadros 7 y 8 se pueden observar los valores de los componentes del balance hídrico para el periodo anual y el periodo

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

extendido, así mismo se muestra en la Figura 31 la comparación de los datos obtenidos con los balances hídricos propuestos por Penmann-Monteith y Thornthwaite.

Las entradas corresponden a los valores de la precipitación incidente Pp que se ha mencionado fueron de 894.84 mm y 1473.51 mm respectivamente para cada periodo estudiado. En el bosque de la estación de investigación ecohidrológica Alto Fresno, la partición de la precipitación para el periodo anual que abarca del 01 de junio de 2012 al 31 de mayo de 2013 puede resumirse de la siguiente forma:

La intercepción del dosel representó el 17.20% de la precipitación incidente, mientras que el flujo fustal al 2.20% por lo tanto la precipitación directa correspondió al 80.6%. Se detectó además intercepción de niebla cuyo aporte se estimó en 0.19% de la Pp (Gómez-Tagle *et al.*, En revisión); el valor del aporte de niebla es mínimo por lo que fue descartado para el presente análisis. La evapotranspiración fue de 86.95% y 72.80% correspondiente al periodo anual y al periodo extendido, los valores cambian en función de la estacionalidad de las precipitaciones y la demanda de agua de las plantas.

El escurrimiento en relación a la precipitación total anual es de 14.25%, esto quiere decir que del agua que llueve este porcentaje sale del sistema en forma de caudal, el valor promedio del gasto es de 33.10 L min⁻¹. Respecto a la variación de humedad edáfica e infiltración estimada corresponde al 3.3% y 8.27% para el periodo anual y extendido.

En relación a la comparación del balance hídrico mediante mediciones directas y al estimado con Thornthwaite, cuyos resultados se pueden ver en la Figura 31, se observa que la evapotranspiración es subestimada con Thornthwaite, mientras que los valores del déficit hídrico DH son mayores en el cálculo de evapotranspiración con Penman Monteith (-63.26 mm) respecto a Thornthwaite (-1.59 mm), en este sentido existe una diferencia de 6.34% menor para Thornthwaite respecto a Penman-Monteith para los valores de DH y ETP .

7.8 CONCLUSIONES

- En este trabajo se ha puesto de manifiesto la importancia de contar con información cartográfica a detalle para poder realizar análisis precisos a partir de una delimitación correcta del área de estudio.
- La precipitación muestra un claro patrón estacional y una oscilación térmica distinta a la reportada en la literatura, por lo que sería conveniente realizar un análisis histórico para ver si hay evidencia de cambio climático para la zona de estudio.
- La captación hídrica por flujo fustal, así como la capacidad de almacenamiento promedio de los árboles está determinada por la morfología y arquitectura de copa de estos. En este sentido los análisis de densidad arbórea cobran relevancia ya que son pocos los trabajos de funcionamiento hidrológico que incluyen la interceptación como componente del ciclo del agua.
- La evapotranspiración real estimada está dentro del rango de valores reportados por otros autores utilizando técnicas distintas, además el valor obtenido es comparable con los estimados para plantaciones de *Pinus patula*.
- La geomorfología del área de estudio, las características hidrofísicas del suelo, así como los espesores de los materiales del subsuelo, están regulando los procesos de escurrimiento e infiltración. La estacionalidad del patrón de lluvias determinó la distribución temporal de los escurrimientos en la microcuenca.
- La variación de la humedad edáfica esta relacionada con la capacidad de infiltración de los suelos y su capacidad de almacenamiento de agua, esto está influenciado por la temporalidad de la precipitación, así como por la intensidad y duración de la lluvia. Si bien la humedad edáfica no está relacionada con la cobertura vegetal, lo está con las características hidrofísicas del suelo y dimensión de los horizontes edáficos, así como con el uso del suelo. El porcentaje de infiltración es bajo y conserva un comportamiento estacional.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

- El análisis del funcionamiento hídrico de la microcuenca instrumentada tiene gran importancia porque se cuantificaron de manera directa los componentes del ciclo hidrológico, son pocos los trabajos en los que se miden todas estas variables. Los valores derivados de este estudio pueden ser empleados como referencia para otras áreas con condiciones similares.

RECOMENDACIONES Y PERSPECTIVAS

En el corto y largo plazo este tipo de trabajo genera conocimientos vitales sobre la estructura y funcionamiento de los ecosistema forestales. Los datos resultado de esta investigación pueden servir de insumo en los criterios para el manejo y conservación de dichos ecosistemas.

- ❖ Se espera que las características edáficas sean incluidas en los planes de manejo y conservación de áreas naturales, de manera que contribuyan a la formulación de planes de pago por servicios ambientales hidrológicos en zonas consideradas de interés para la captación de agua.
- ❖ Es conveniente realizar mediciones directas del flujo de savia con el método de Granier (1985) para tener una estimación más precisa sobre la evapotranspiración real para las especies dominantes en la cobertura vegetal.
- ❖ Las especies para reforestación deberían ser seleccionadas en función de la morfología y arquitectura de copa si se busca mayor captación de agua.
- ❖ La extracción de suelos forestales debe ser vista como foco rojo por las autoridades en materia ambiental, ya que esto limita la infiltración y almacenamiento de agua.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alder, N., N. Sperry, J., S. Pockman, W., T. 1996. Root and stem xylem embolism, stomatal conductance, and leaf turgor in *Acer grandidentatum* populations along a soil moisture gradient. *Oecologia*, 105(3), 293-301.
- Allen, R., G. 2006. Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos (Vol. 56). Food & Agriculture Org.
- Alvarado, B., S. 2007. Estimates of evaporation from a heath forest in Amazonia Central, Brazil. Master Thesis Ecohydrology (O-variant), code 450124, 27 ECTS. Amsterdam University, Amsterdam.
- Alvarado, B., M., S. 2013. Plant water use and canopy-fog interactions across a land use change trajectory of pasture to pine reforestation in a seasonally dry tropical montane cloud belt. PhD Thesis. University of New Hampshire, Durham. 162 pp.
- Alvarado, B., S. Holwerda, F. Asbjornsen, H. Dawson, T., E. Bruijnzeel, L., A. 2014. Suppression of transpiration due to cloud immersion in a seasonally dry Mexican weeping pine plantation. *Agricultural and Forest Meteorology* (186) 12– 25.
- Amador, G., A. 2009. Estructura de la Vegetación y Unidades de Respuesta Hidrológica, un enfoque para el modelamiento ambiental de cuencas en Michoacán. Tesis de Doctorado. Universidad Autónoma de Querétaro, 134 pp.
- Ambrose, B., Beven K. J., Freer J. 1996. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resour. Res.*, 32, p. 2135–2145.
- Anderson, M., G. & McDonnell, J., J. 2005. Encyclopedia of hydrological sciences.
- Angheben, E. 2012. Estudio ecohidrológico de la cuenca urbana de La Cava de Villa Itatí, Quilmes, provincia de Buenos Aires. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de la Plata. Argentina. 150 pp.
- Aparicio, M., F. 1992. Fundamentos de hidrología de superficie. Editorial Limusa, México, 302 pp.
- Ataroff, S., M. 2002. Precipitación e Intercepción en ecosistemas boscosos e los Andes Venezolanos. *ECOTROPICOS* 15 (2): 195-202.
- Bigioggero, B., Corona-Chávez, P., Garduño Monroy, V.H., Carrara, E., Lanza, L. 2004. La “Piedra de Cantera” de Morelia desarrollo entre la tradición y la cultura: un acercamiento geológico y una alternativa en Contribuciones a la Geología e Impacto Ambiental. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Mich. México, pp. 14–42.
- Bruijnzeel, L., A. 1990. Hydrological of moist tropical forest and effects of conversion: a state of knowledge (Paris: UNESCO).
- Bruijnzeel, L.A. 2004. ¿Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? *Agriculture, Ecosystems & Environment* 104, 185-228.
- Bruijnzeel, L.A., 2006. “Hydrological impacts of converting tropical montane cloud forest to pasture, with initial reference to northern Costa Rica”. DFID-FRP No.R7991 Project Report Fiesta 52 pp.
- Burgos, T., A. 1999. Dinámica hidrológica del bosque tropical seco de Chamela, Jalisco, México. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 125 pp.
- Buytaert, W., Beven, K. 2011. Models as multiple working hypotheses: hydrological simulation of tropical alpine wetlands. *Hydrological Processes*, 25, 1784-1799.
- Calder, I., R., Kidd, C., H., 1978. A note on the dynamic calibration of tipping-bucket gauges. *Journal of Hydrology* 39 (3–4), 383–386.
- Callahan Jr., M. A., Richter Jr., D. D., Coleman, D.C. y Hofmockel, M. 2006. Long-term land-use effects on soil invertebrate communities in Southern Piedmont soils, USA. *European Journal of Soil Biology*, 42: 150-156.
- Cantú, S., I. and T. Okumura. 1996. Rainfall partitioning in a mixed white oak forest with dwarf bamboo undergrowth. *Journal of Environmental Hydrology*. 4: 1-16.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

- Cantú, S., I. H. González, R. 2002. Propiedades hidrológicas del dosel de los bosques de pino-encino en el noreste de México. Ciencia UANL. Vol V, No. 1: 72-77.
- Carlyle-Moses, D. E. and Price A.G. 1999. An evaluation of the Gash interception model in a northern hardwood stand. Journal of Hydrology. (214) 103-110.
- Castellví, J., A., P. 1979. Balance hídrico de la cuenca del Noguera Ribagorzana. Geographica, 3. 109-127.
- Castillo, V., C., I. 2005. Análisis de caudales máximos en cuencas experimentales para distintas condiciones de cobertura arbórea, Décima Región, Chile. Tesis de Licenciatura Universidad Austral de Chile, 64 pp.
- CATIE.1991. Plan de Acción Forestal Tropical para América Central. Turrialba Costa Rica. 598 pp.
- Charles, M.F., 1998. Medición y estimación de los componentes de la intercepción en cuatro comunidades representativas del nordeste de México. Tesis de Maestría en Ciencias Forestales Universidad Autónoma de Nuevo León. 82 pp.
- CNA. 2004. SIGA-Sistema de Información Geográfica del Agua: Base de datos. Comisión Nacional Del Agua, México.
- Cordano E., Rigon R., 2008: A perturbative view on the subsurface water pressure response at hillslope scale, Water Resour. Res., 44, W05407
- Cotler, H., Garrido, A., Mondragón R., Díaz, A. 2007. Delimitación de cuencas hidrográficas de México escala 1:250,000. INEGI-INE-CONAGUA. México. 35 pp.
- Crockford, R., H. Richardson, D. P. 1990. Partitioning of rainfall in a eucalypt forest and pine plantation in southeastern Australia. II: Stemflow and factors affecting stemflow in a dry sclerophyll eucalypt forest and *Pinus radiata* plantation. Hydrological Processes 4: 145-155.
- Cruz, T., D., G. 2011. Estimación de la evapotranspiración real (ETR) para la cuenca del Río La Antigua, Veracruz: Estado actual y ante escenarios de cambio climático. Tesis de Maestría. Universidad Veracruzana, 80 pp.
- Daily, G., C. Alexander, S. Ehrlich, P., R. Goulder, L. Lubchenco, J. Matson, P., A. Mooney, H., A. Postel, S. Schneider, S., H. Tilman, D. and Woodwell, G., M. 1997. Ecosystem Services: Benefits Supplied to Human Societies by Natural Ecosystems 2:1-16.
- Davie, T. 2002. Fundamentals of hydrology. Routledge fundamentals of physical geography series. Second edition 196 pp.
- De Groot, R. S., Wilson, M. A., & Boumans, R. M. 2002. A typology for the classification, description and valuation of ecosystem functions, goods and services. *Ecological economics*, 41(3), 393-408.
- De las Salas, G., y Olmos, C. G. 2000. Balance hídrico bajo tres coberturas vegetales contrastantes en la cuenca del río San Cristóbal, Bogotá. Revista Académica Colombiana de Ciencias, 24, 205-218.
- Delgado, T.S., 2009. "Evaluación de sustentabilidad de los sistemas de producción rural en tres comunidades de la microcuenca Umécuaro-Loma Caliente, Michoacán". Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 141 pp.
- Detenal. 1979 A. Carta Edafológica E14A23, Morelia.
- Detenal. 1979 B. Carta Edafológica E14A33, Villa Madero.
- Díaz, R., C., A. (En proceso). Efecto del cambio de uso de suelo en la respuesta hidrológica en dos cuencas de primer orden al sur de Morelia, Michoacán.
- Díaz-Fernández, E., 2005. Intercepción pluvial por plantaciones de *Pinus michoacana*, encinar y pastizal en la zona baja de la cuenca hidrográfica de Cointzio, Michoacán. Tesis de Maestría en Limnología y Acuicultura. Instituto de Investigaciones sobre los Recursos Naturales, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo
- Driscoll, C., T. 1996 Experimental Watershed Liming Study. Kluwer Academic Publishers. 255 pp.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

- Dunne, T., and L. B. Leopold. 1978. Water in environmental planning. W. H. Freeman, San Francisco, California. 818 pp.
- Echeverría, C., Huber, A., Taberlet, F. 2007. Comparative study of water balance components in a native forest and meadow in southern Chile. *Bosque* 28, 271-280.
- Eguchi, S. y S. Hasegawa. 2008. Determination and characterization of preferential water flow in unsaturated subsoil of andisol. *Soil Sci Soc Am J.* 72: 320-330.
- Fernández, J., M. Barbancho, A., C. Ledesma, S., C. y Tejada, C., M. 2003. Estabilidad temporal de la humedad edáfica bajo diferentes condiciones ambientales mediterráneas y de uso del suelo. *J. Ivarez-Bened*, 77-82.
- Fernández, J., M., Cano, A., Hernández-Santana, V., & Morán, C. 2007. Evolución de la humedad del suelo bajo diferentes tipos de cubierta vegetal en la cuenca del Duero. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. VIII*
- Feller, M. 1981. Water balance in *Eucalyptus regnans*, *E. oblicua*, and *Pinus radiata* forest in Victoria. *Austr. For.* 44(3): 153-161.
- Famiglietti, J. S., Ryu, D., Berg, A. A., Rodell, M., & Jackson, T. J. (2008). Field observations of soil moisture variability across scales. *Water Resources Research*, 44(1).
- Francés, A., P. 2008. Spatio-temporal groundwater recharges assessment: a data-integration and modelling approach. Thesis submitted to the International Institute for Geo-information Science and Earth Observation in partial fulfilment of the requirements for the degree of Master of Science in Water Resources and Environmental Management, Specialization Groundwater Assessment and Management. 99 pp
- García, E. 2004. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. 5. Instituto de Geografía UNAM. México, D.F.
- García-Ruiz, J.M. y Gallart, F., 1997. Las cuencas experimentales como base para el estudio de la erosión y la desertificación. En: Ibáñez, J.J., Valero, B. & Machado, C. (eds): El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación. Geofoma Ediciones. Logroño, 221-238.
- Garduño, M., V., H. 1999a. El vulcanismo del mioceno-pliocuaternario de Michoacán. Carta geológica de Michoacán, escala 1:250,000. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán. Pp. 27-44
- Garduño, M., V. H. 1999b. Marco tectónico del estado de Michoacán. Página 1-9 en P. Corona-Chávez and I. Israde Alcántara, editores. Carta Geológica del Estado de Michoacán, escala, 1:250,000. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán.
- Geris, J., Tetzlaff, D., McDonnell, J., and Soulsby, C. 2014. The relative role of soil type and tree cover on water storage and transmission in northern headwater catchments, *Hydrol. Process.* DOI: wileyonlinelibrary.com 10.1002/hyp.10289.
- Gómez-Tagle, Ch. A. 2008a. Variabilidad de las Propiedades Edáficas Relacionadas con la Infiltración y Conductividad Hidráulica Superficial en la Cuenca de Cuitzeo., INIRENA, Tesis Doctoral de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Mich. México, 164 pp.
- Gómez-Tagle et al., 2008b. Conductividad hidráulica saturada de campo: uso de un infiltrómetro de carga constante y anillo sencillo. *Terra Latinoamericana.* 26(4):287-297.
- Gómez-Tagle, A., Gómez-Tagle, R. A., Zepeda, C. H., Oliver, F., Bravo, E., Barrera, C. G., Mendoza, M. E., Sáenz, R. J., Bahena, J.F., Sánchez, M. R. 2012. Efecto de las Tuzas en la Conductividad Hidráulica de Suelos Ignimbrítico del Sur Bibliografía 37 de Cuitzeo, Michoacán. En: contribuciones para el Desarrollo Sostenible de la Cuenca del Lago de Cuitzeo, Michoacán.
- Gómez-Tagle R. A., Gómez-Tagle Ch. A., Ávila O. J. A. (En Revisión). Partición de la precipitación y pérdida por intercepción en un bosque subtropical de pino-encino en el centro de México

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

- González, P., M., A. 2014. Evapotranspiración en un gradiente sucesional de bosque tropical seco bajo influencia del monzón de norte américa. Tesis de Maestría. Instituto Tecnológico de Sonora. Ciudad Obregón, Sonora. 77 p.
- Graeff, T., Zehe, E., Reusser, D., Lück, E., Schröder, B., Wenk, G., Bronstert, A. 2009. Process identification through rejection of model structures in a mid-mountainous rural catchment: observations of rainfall–runoff response, geophysical conditions and model inter-comparison. *Hydrological processes*, 23 (5), 702-718.
- Graf, E., P. Ataroff, M. 2005. Dinámica ecohidrológica en una selva nublada andina venezolana. *Dinámica Hídrica en Sistemas Neotropicales ICAE*, Univ. Los Andes, Mérida, Venezuela. Pp 25-30.
- Guan, H., Simunek, J., Newman, B.D., Wilson, J.L., 2010. Modelling investigation of water partitioning at a semiarid ponderosa pine hillslope. *Hydrol. Process.* 24, 1095-1105.
- Gutiérrez, E., S. Dávila - Vázquez, G., De Anda, S., J. Torres, J. D. 2013. Estimación del balance hídrico mediante variables climáticas, en la cuenca del río Cazones, Veracruz, México. *Ambiente & Agua-An Interdisciplinary Journal of Applied Science*, 8(3), 104-117.
- Herwitz, S.R., 1986. Infiltration-excess caused by stemflow in a cyclone-prone tropical rain-forest. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11: 401-412.
- Hewlett, J., D., & Hibbert, A., R. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *Forest hydrology*, 275-290.
- Hewelett, J., Nutter, W. 1969. *An outline of forest hydrology*. University of Georgia Press, Georgia, USA.
- Huber, A., C. Oyarzun. 1983. Precipitación neta e intercepción en un bosque adulto de *Pinus radiata* (D. Don). *Bosque* 5 (1): 13-20.
- Huber, A., Oyarzun, C., 1990. Variaciones anuales en precipitación, escurrimiento e intercepción en un bosque adulto de *Pinus radiata*. *Turrialba* 40, 503-508.
- Huber, A., D. López. 1993. Cambios en el balance hídrico provocados por tala rasa de un rodal adulto de *Pinus radiata* (D. Don), Valdivia, Chile. *Bosque* 14 (2): 11-18.
- Huber, A., Trecaman, R. 2004. Eficiencia del uso del agua en plantaciones de *Pinus radiata* en Chile *BOSQUE* 25(3): 33-43.
- Hutjes, R., W., A. Kabat, P., Running, S., W. Shuttleworth, W., J. Field, C. Bass, B. And Vörösmarty, C., J. 1998. Biospheric aspects of the hydrological cycle. *Journal of Hydrology*, 212, 1-21.
- INEGI. 1978a. Carta Geológica E14A23, Morelia. En INEGI, Dirección General de Geografía, Aguascalientes, Ags., México.
- INEGI, 1979b. Carta Edafológica E14A23, Morelia. En INEGI, Dirección General de Geografía, Aguascalientes, Ags., México.
- Iroumé, A. 1990. "Assessment of runoff and suspended sediment yield in a partially forested catchment in Southern Chile", *Water Resources Research* 26 (11): 2637-2642.
- Iroumé, A. 1992. Precipitación, escorrentía y producción de sedimentos en suspensión en una cuenca cercana a Valdivia, Chile. *Bosque* 13 (2): 15-23.
- Iroumé, A. 1997. Cuenca experimental representativa, Reserva Forestal Malalcahuello. Cuenca Río Imperial, IX Región de la Araucanía. Informe N° 1: Descripción General del Proyecto e Investigación de las Líneas de Investigación. Dirección General de Aguas, Facultad de Ciencias forestales, 36 pp.
- Iroumé, A. Huber, A. 2000. Intercepción de las lluvias por cubiertas de bosques y efecto en los caudales de crecida en una cuenca experimental en Malalcahuello, IX Región Chile. *Bosque*, 21(1), 45-56.
- Israde A. I. 2004. La geología de la región Morelia. En *Contribuciones a la Geología e impacto ambiental de la región Morelia*. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán. Pp.1-13.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

- Johnson, M. S., & Lehmann, J. 2006. Double-funneling of trees: Stemflow and root-induced preferential flow. *Ecoscience*, 13(3), 324-333.
- Lee, R., 1980. *Forest Hydrology*. Columbia University Press, New York, USA. 349 pp.
- Li, Y., Y. Coe, N., Ramankutty and De Jong R. 2007. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. *Journal of Hydrology*, núm. 337 pp. 258-268.
- Llorens, P. Poyatos, R. Rubio, C. Latron, J. G. F. 2005. El papel del bosque en los procesos hidrológicos. Ejemplos en las cuencas de investigación de Vallcebre (Prepirineo Catalán). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 31, 27-44.
- Llorens, P., & Domingo, F. 2007. Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe. *Journal of Hydrology*, 335(1), 37-54.
- López, C., F. 1978. Aplicación de los sensores remotos a la investigación en una cuenca experimental. *Revista cartográfica* núm. 34 pp. 159-164.
- López, E., Bocco, G., Mendoza, M., Velázquez, A., Rogelio Aguirre-Rivera, J., 2006. Peasant emigration and land-use change at the watershed level: A GIS-based approach in Central Mexico. *Agricultural Systems* 90, 62-78.
- Loustau, D., Berbigier, P., Granier, A., & Moussa, F. 1992. Interception loss, throughfall and stemflow in a maritime pine stand. I. Variability of throughfall and stemflow beneath the pine canopy. *Journal of Hydrology*, 138(3), 449-467.
- Maass, J.M., V. Jaramillo, A. Martínez-Yrizar, F. García-Oliva, A. Pérez-Jiménez y J. Sarukhán. 2002. Aspectos funcionales del ecosistema de selva baja caducifolia en Chamela, Jalisco, pp. 525-542. En: F.A. Noguera, J.H. Vega, A.N. García y M. Quesada (Eds.). *Historia natural de Chamela*. Instituto de Biología, UNAM. México.
- Maass, J., M. 2006. Demandas hidrológicas de los ecosistemas naturales en México: Fase 1. (Coordinador). *Propuesta de Investigación por parte de la Red Mexicana de Investigación Ecológica de Largo Plazo*. 34 pp.
- Maderey, R., L. 2005. Principios de hidrogeografía. Estudio del ciclo hidrológico. Serie Textos Universitarios. Número 1. Instituto de geografía, UNAM. 100 pp.
- Majone B., Bertagnoli A., Bellin A., 2010. A nonlinear runoff generation model in a small Alpine catchment. *J. Hydrol.*, 385, 300-312.
- Manson, R., H. 2004. Los servicios hidrológicos y la conservación de los bosques de México. *Madera y Bosques* 10(1), 3-20.
- Marsh, W.M. 1997. *Landscape Planning. Environmental Applications*. 3th. Edition. John Wiley and Sons, Inc. U.S.A. 434 pp.
- Martínez, A., I. 2007. Simulación hidrológica en una microcuenca urbana experimental. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. 89 pp.
- Martínez, A., J. 2008. Determinación de la influencia de obras mineras abandonadas al escurrimiento base, en dos zonas con clima diferente: Tlalpujahua, Michoacán y Guanajuato. Tesis de Licenciatura de la Universidad de Guanajuato, Facultad de Hidráulica y Geomática, 93 pp.
- Martínez-Meza, E., W.G. Whitford, 1996. Stemflow, throughfall and channelization of stemflow by roots in three Chihuahua desert shrubs. *Journal of Arid Environments*, 32: 271-287.
- Matula, S. 2003. The influence of tillage treatments on wáter infiltration into soil profile. *Plant Soil and Environment*. 49: 298-306.
- Mendoza, M., E. 2002. Implicaciones del cambio de cobertura vegetal y uso del suelo en el balance hídrico a nivel regional. El caso de la cuenca del Lago de Cuitzeo, Michoacán. Tesis Doctoral de la Universidad Nacional Autónoma de México. México, 188 pp.
- Mendoza, M.E., Bocco, G., López, E., Bravo, M., 2002. Implicaciones hidrológicas del cambio de la cobertura vegetal y uso del suelo: una propuesta de análisis espacial a nivel regional en la cuenca cerrada del Lago de Cuitzeo, Michoacán. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía* 49, 98-117.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

- Morales, Ch., R. 2014. Caracterización de la red de macroporos del suelo mediante tomografía de rayos X, bajo distintos usos de suelo y su relación con la infiltración. Tesis de Maestría. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Morelia, Michoacán, México. 95 p.
- Morán, T., C., J. Martínez, F., V. Hernández, S., A. Cano, C. 2008. Translocación y pérdidas por intercepción en un bosque de roble melojo del Sistema Central. Cuadernos de Investigación Geográfica. No. 34: 7-22.
- Moreno, M., D., M. 2010. Estimación del Balance Hídrico en los Tuxtlas Veracruz. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. México, 68 pp.
- Muñoz-Villers, L., 2008. 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 (Ph.D).
- Muñoz-Villers, L. Equihua, M., Tobón, C., & Mendieta, F. J. G. 2011. Effects of Land Use in the Hydrology of Montane Catchments in Central-eastern Mexico. In Water Resources in México. pp. 155-166.
- Muñoz-Villers, L. Holwerda, F., Gómez, C., M., Equihua, M., Asbjornsen, H., Bruijnzeel, L. A. Tobón, C. 2012. Water balances of old-growth and regenerating montane cloud forests in central Veracruz, Mexico. *Journal of Hydrology*, 462, 53-66.
- Myers, B., J., Theiveyanathan, N., D., O'Brien, N., D., Bond, W., J. 1996. Growth and water use of *Eucalyptus grandis* and *Pinus radiata* plantations irrigated with effluent. *Tree Physiology*: 16: 211-219.
- Nadal, R., E. Regüés, D. y Serrano, M., P. 2010. Respuesta hidrológica en una pequeña cuenca experimental pirenaica con dos ambientes extremos: cárcavas y bosque de repoblación. *Pirineos*, 165, 135-155.
- Naiman, R., J. 1996. Water, society and landscape ecology. *Landscape Ecology* 11(4): 193 – 196.
- Navar, J., 1993. The causes of stemflow variation in three semi-arid growing species of northeastern Mexico. *J. Hydrol.* 145, 175–190.
- Navar, J., 2011. Stemflow variation in Mexico's northeastern forest communities: Its contribution to soil moisture content and aquifer recharge. *Journal of Hydrology in Press*.
- Negrete-Yankelevich, S., Fragoso, C., Newton, A. C., Russell, G. y Heal, A. W. 2008. Species-specific characteristics of trees can determine the litter macroinvertebrate community and decomposition process below their canopies. *Plant and Soil*, 307: 83-97.
- Orosco, P., L., M. 2006. Balance hidrológico y valoración económica de la producción de agua en la microcuenca del río Zahuapan. Tlaxco, Tlax. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma Chapingo. México.
- Oyarzún, C. Huber, A. 1999. Balance hídrico en plantaciones jóvenes de *Eucalyptus globulus* y *Pinus radiata* en el sur de Chile. *Terra*, 17(1), 35-44.
- Oyarzun, C., A. Huber, S. Vásquez. 1985. Balance hídrico en tres plantaciones de *Pinus radiata*. Y redistribución de precipitaciones, *Bosque* 6 (1): 1-14.
- Pachepsky, Y.A., Guber, A.K., y Jacques, D. 2005. Temporal persistence in vertical distributions of soil moisture contents. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 347–352.
- Pando, M., M. Gutiérrez, A. Maldonado y E. Jurado. 2002. Evaluación de los procesos de desertificación en una cuenca Hidrológica del NE de México. *Ciencia UANL*. 004: 519-524.
- Pasquaré, G., L. Ferrari, V. H. Garduño, A. Bibaldi, y L. Vezzoli. 1991. Geologic map of central sector of Mexican Volcanic Belt, State of Guanajuato and Michoacán, México. Geological Society of America.
- Pavelkova, H., Dohnal, M., Vogel, T. 2012. Hillslope runoff generation comparing different modeling approaches. *J. Hydrol. Hydromech.*, 60, 73-86.
- Pereyra, D. D. Martínez C. A. 1988. Evapotranspiración Potencial en la región Xalapa, Veracruz. *La Ciencia y el hombre. Revista de la U.V.* No. 2, pp. 49 -59.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

- Pereyra, D., D. Pérez J. A. A. y Contreras H. A.D. 2008. Estudios para un Plan Veracruzano de Adaptación al Cambio Climático: Síntesis de estudio en Impacto sobre la zona costera. Instituto Nacional de Ecología. pp. 51-66.
- Pineda, R. Domínguez, C., M. Á., Hernández, S., L., Ventura, R., E. 2005. Microcuencas y Desarrollo Sustentable. 3 casos en Querétaro. SEMARNAT. 227 pp.
- Piña, P. P. 2007. Regionalización eco-hidrológica de la cuenca a del río Cuitzamala, Jalisco. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. México. 62 pp.
- Pujolar, M.R., Salgado, N.E., Sánchez, O.S. y Vilaró, S.A. 2011. Estudio de la conductividad hidráulica saturada a distintas profundidades en un bosque de suelo volcánico en Morelia, centro de México. Tesis de Licenciatura Universidad de Barcelona, España, 99 pp.
- Rodríguez-Iturbe, I. 2000. Ecohydrology: A hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resources Research*, 36(1), 3-9.
- Rodríguez, R., J. 2014. Procesos y factores del flujo de infiltración edáfica en una disturbosecuencia de bosque de pino-encino del sur de la cuenca de Cuitzeo, Michoacán. Tesis de Maestría. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Morelia, Michoacán, México. 83 p.
- SAGARPA. 2004. "Plan rector de producción y conservación de la microcuenca Umécuaro, Mpio. De Morelia, Michoacán". Fideicomiso de Riesgo Compartido. Morelia, Mich. Diciembre 2004.
- Sahagian, D. 2000. Global physical effects of anthropogenic hydrological alterations: sea level and water redistribution. *Global and Planetary Change*, 25, pp. 39-48.
- Sánchez, T. J. M. 2005. Cálculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección. En *GeoFocus* N. 5, pp. 278-300.
- Savé, R. Herralde, F. Biel, C. 2005. Aproximación al ciclo del agua en ecosistemas forestales. *Investigación Agraria: Sist. Recur. For.* 14(3): 497 – 512.
- Saxton K. E. Rawls, W. J. 2006. Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions. *SOILSCI* 70:1569–1578.
- Schellekens, J., 2000. Hydrological processes in a humid tropical rain forest: a combined experimental and modeling approach. Doctoral Thesis. Vrije Universiteit Amsterdam. 158 pp.
- Schumm, S., A. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlans at Perth-Amboy. New-Jersey. *Geo. Soc. Am. Bull.*, p.p. 597-646
- Scott, R. L., Edwards, E. A., Shuttleworth, W. J., Huxman, T. E., Watts, C., y Goodrich, D. C. 2004. Interannual and seasonal variation in fluxes of water and carbon dioxide from a riparian woodland ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology*, 122(1), 65-84.
- Scott, R. L., Huxman, T. E., Williams, D. G., y Goodrich, D. C. 2006. Ecohydrological impacts of woody-plant encroachment: Seasonal patterns of water and carbon dioxide exchange within a semiarid riparian environment. *Global Change Biology*, 12(2), 311-324.
- Servenay, A. y C. Prat. 2003. Erosion extension of indurated volcanic soils of Mexico by aerial photographs and remote sensing analysis. *Geoderma; Volcanic soils: properties and processes as a function of soil genesis and land use.* 117: 367-375.
- Sharma, K. V. P., C. J. Vorósmarty y B. Moore III. 2000. Sensitivity of the Himalayan hydrology to land use and climatic changes. *Climatic Change*, Al, pp. 117-139.
- Shaw, E., M. Beven, K., J. Chappell, N., A. Lamb, R. 2010. *Hydrology in practice*. CRC Press.
- Silva, I. C., & Okumura, T. 1996. Throughfall, stemflow and interception loss in a mixed white oak forest (*Quercus serrata Thunb.*). *Journal of Forest Research*, 1(3), 123-129.
- Silva-Mora, L. 1995. Carta Geológica de México, Hoja Morelia 14Q-g (2). In. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.
- Sokolov, A., A. & Chapman, T., C. 1981. Métodos de cálculo del balance hídrico. Guía internacional de métodos de investigación (versión en español). Instituto de Hidrología de España-UNESCO.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

- Steinbuck, E., 2002. The influence of tree morphology on stemflow in a redwood region second-growth forest. Ms. C. Thesis in Geosciences. California State University. 55 pp.
- Swank, W., S. Crossley (Jr.) D., A. 1987. Forest hydrology and ecology at Coweeta. Ecological Studies 66. Springer-Verlag. 461 pp.
- Swank, W.T., J.M. Vose and K.J. Elliot. 2001. Long term hydrologic and water quality responses following commercial clearcutting of mixed hardwoods on a Southern Appalachian catchment. *Forest Ecology and Management* 143: 163-178.
- Tesón, N. 2011. Balance hidrológico y flujo de nutrientes asociados al agua en plantaciones de *Eucalyptus grandis*, en Concordia (Entre Ríos). Tesis de doctorado. Universidad Nacional de la Plata, Argentina, 201 pp.
- Thorntwaite, C., W. and Mather, J., R. 1957. "Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance", Publications in Climatology 10, (3), Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology, Centerton, New Jersey.
- Tiscareño, M. 2003. Patrones de precipitación en año El Niño: su efecto en la agricultura y seguridad alimentaria en México. En: P. Ávila (Edit.). *Agua, medio ambiente y desarrollo en el siglo XXI: México desde una perspectiva global y regional*. El Colegio de Michoacán. México.
- USDA. 2013. United States Department of agriculture.
- Valle, L., G. 2002. Estudio Hidrológico para la Microcuenca de la Quebrada Agua Amarilla, Zamorano, Honduras, C.A. Tesis de Licenciatura. Universidad Agrícola Panamericana de Honduras "El Zamorano". 60 pp.
- Van-Osch, F. 2010. Seasonal hydrologic response to land use change and climate change in a tropical montane cloud forest in Veracruz, México. Master Thesis Sustainable Utrecht University Netherlands. 61 pp.
- Velázquez, A. y G. Bocco. 1994. Modelling conservation alternatives with ILWIS: a case study of the volcano rabbit. *ITC Journal* 3:197-204.
- Vélez, A., S. 1987. Conceptos elementales de hidrología forestal: agua, cuenca y vegetación. Universidad autónoma Chapingo, División de ciencias forestales. 150 pp.
- Vogel, T. 2005. Simplified dual continuum approach to modeling subsurface runoff from a hillslope segment. Abstr. No. EGU05-A-07684, In: *Geophysical Research Abstracts Volume 7*, Katlenburg-Lindau. Copernicus GmbH.
- Waterloo, M.J., Buijnzeel, L.A. Vugts, H., F. Rawaqa, T.T. 1999. Evaporation from *Pinus caribaea* plantations on former grassland soils under maritime tropical conditions. *Water Resources Research* 35(7): 2133-2144.
- Webster, R., y M. A. Oliver. 2001. *Geostatistics for Environmental Scientists*. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, England.
- Ziegler, A. D., J. N. Negishi, R. C. Sidle, S. Noguchi y A. R. Nik. 2006. Impacts of logging disturbance on hillslope saturated hydraulic conductivity in a tropical forest in Peninsular Malaysia. *CATENA*. 67: 89-104.
- Zimmermann, B. Elsenbeer, H. Moraes, J., M. D. 2006. The influence of land-use changes on soil hydraulic properties: Implications for runoff generation. *Forest Ecology and Management* 222, 29-38.

ANEXOS

ANEXO 1.- Síntesis de los estudios en donde se analizan los procesos hidrológicos y/o balances hídrico.

Autor(es)	Comunidad vegetal(especies dominantes)	Densidad	Altitud msnm	Pp anual (mm)	Pp directa %	ET (mm)	I _c	Flujo fustal	Gasto (Q)	ΔS	Infiltración, Percolación*
Swank <i>et al.</i> , 1972	<i>Pinus taeda</i> . Carolina del Sur, EUA	250 Ind ha ⁻¹	892	1,890	85%	43.91%	26%	2%	24.5%	-----	3.59%
Cantu y Okumara 1996	<i>Quercus serrata-Sasa paniculata</i> . Okayama, Japón	-----	750	2,197	72%	62%	40%	10%	11.8%	-----	-----
Asdak <i>et al.</i> , 1998	Bosque tropical Kalimantan, Indonesia	-----	1,020	2,201	52%	75.71%	12%	1.4%	-----	-----	-----
Carlyle-Moses y Price 1999	<i>Quercus ruba</i> . Ontario, Canadá	514 Ind ha ⁻¹	2175	785	76%	21.5%	21%	1.4%	-----	-----	-----
Oyarzún y Huber, 1999	<i>Eucalyptus globulus</i> Valdivia, Chile	1370 Ind ha ⁻¹	20	1,932.37	95.29%	34.41%	4.30%	0.41%	-----	-----	61.28%*
	<i>Pinus radiata</i> Valdivia, Chile	970 Ind ha ⁻¹	20	1,932.37	91.37%	34.60%	3.71%	4.92%	-----	-----	61.68%*
Schellekens, 2000	Bosque tropical. Luquillo, Puerto Rico.	-----	3,605	3,583	79%	65.6%	24%	2.3%	34.4%	-----	-----
De las Salas y Olmos, 2000	Bosque tropical nativo Bogotá, Colombia	-----	3,275	1,392.2	72.23%	71.96%	27%	0.81%	1%	26.84%	28.09%
	Bosque de Eucalipto, Bogotá, Colombia	-----	3,275	1,393.2	80.41%	73.16%	18.8%	0.73%	1%	26.83%	26.84%
	Bosque de Ciprés, Bogotá, Colombia.	-----	3,275	1,393.2	45.73%	74%	53.67%	0.58%	1%	25.99%	26.3%
Iroumé y Huber, 2000	Bosque nativo <i>Nothofagus alpina y dombeyi</i> Malalcahuello, Araucanía, Chile.	880 Ind ha ⁻¹	1,116	1,346 m	66%	-----	26%	8%	28.15%	-----	-----
	<i>Pseudotsuga menziesii</i> Malalcahuello, Araucanía, Chile.	1100 Ind ha ⁻¹	1116	1,346	60%	-----	34%	6%	41.97%	-----	-----

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

Autor(es)	Comunidad vegetal (especies dominantes)	Densidad	Altitud msnm	Pp anual (mm)	Pp directa %	ET (mm)	Ic	Flujo fustal	Gasto (Q)	ΔS	Infiltración, Percolación*
Valle, 2002	<i>P. Oocarpa</i> , <i>P. maximinoi</i> , <i>Quercus sp</i> Tegucigalpa, Honduras.	-----	1,464	1,082.1	-----	66.14%	-----	-----	29.37%	45.78%	6.59%
Llorens <i>et al.</i> , 2005	<i>Q. pubescens</i> y <i>P. sylvestris</i> L. Vallcebre, España	-----	1,400	924	74%	65%	24%	2%	30%	37.5%	-----
Graf y Ataroff, 2005	Bosque mesofilo Mérida, Venezuela	>50 Ind ha ⁻¹	2,320	3,018	2678	-----	36.5%	-----	0.63%	28.8%	43.50% 28.8%*
Orosco, 2006	<i>P. patula</i> y <i>P. teocote</i> , <i>Abies religiosa</i> . Tlaxcala, México.	-----	2,900	695	-----	44.1%	12.2%	-----	31.1%	1.8%	7.5% 3.3%*
Echeverría <i>et al.</i> , 2007	<i>Nothofagus obliqua</i> , <i>Aextoxiconpunctatum</i> Valdivia, Chile P..	-----	10	3,024	-----	33%	18%	-----	-----	53.5%	66%*
Muñoz-Villers <i>et al.</i> , 2012	Bosque mesofilo maduro. Veracruz, México	2965 Ind ha ⁻¹	2,170	3,427	-----	22.96%	8%	-----	39.04%	1.07%	20.48%
	Bosque mesofilo secundario. Veracruz, México	4190 Ind ha ⁻¹	2,170	3,506	-----	22.47%	8.98%	-----	43.55%	0.96%	24.98%
Gutiérrez <i>et al.</i> , 2013	Uso agrícola Veracruz, México	-----		1,870.80	-----	65.88%	-----	-----	34.06%	10.69%	-----
Alvarado, 2013	<i>Pinus patula</i> , Maduro Veracruz, México	662 Ind ha ⁻¹	2,470	2,231	-----	24.24	7.4%	-----	-----	-----	-----
	<i>Pinus patula</i> . Joven Veracruz, México	3783 Ind ha ⁻¹	2,180	2,484	-----	31.36	5.39%	-----	-----	-----	-----
	<i>Pastizal</i> , Veracruz, México	-----	2,100	2,357	-----	34.7	----	-----	-----	-----	-----
Amador, 2009	<i>P. pseudostrobus</i> - <i>Q. laurina</i> . Michoacán, México	421 Ind ha ⁻¹	2,500	1,344	67.5%	-----	47.1%	0.5%	2.1%	12.6%	50.8%
Tesón, 2011	Plantación de <i>Eucalyptus grandis</i> Concordia, Argentina	1111 Ind ha ⁻¹	1,600	1,417	89.3%	96.3%	10.7%	5.2%	-----	-----	4.2%
Este trabajo	Bosque templado de pino-encino	677 Ind ha ⁻¹	2,169	894.84	80.6%	86.95%	17.2%	2.2%	14.25%	-4.5%	3.3%

ANEXO 2.- Descripción de los perfiles de suelo en la microcuenca.

Descritos por Gómez-Tagle (2008a)

Perfil de bosque de pino-encino (BPQ)

Geológicamente la zona forma parte del eje volcánico transmexicano (Garduño Monroy, 1999b, a), localmente comprende materiales de la secuencia Oligoceno-Mioceno de Mil Cumbres (Pasquaré et al., 1991). La litología corresponde a rocas extrusivas de composición básica depositadas sobre ignimbrita riolítica de la Cantera de Morelia (Bigioggero et al., 2004).

Altitud: 2210 Msnm

Exposición: sur oeste

El perfil se ubica en la superficie cumbral o parteaguas de un lomerío suavizado por cenizas volcánicas, con pendiente de 1°, bajo un Bosque de pino-encino, con *Pinus devoniana*, *P. leiophylla*, *Quercus magnoliafolia* y *Q. castanea* con una cobertura arbórea superior al 70% y con presencia de estratos arbustivo y herbáceo con coberturas del 30% y 15% respectivamente.

Hay evidencias de incendio (de 10 años o más) y de pastoreo vacuno y caballar.

Tabla 3.1. Características del perfil de bosque de pino- encino (BPQ).

Ho	Profundidad en cm	Descripción
O1	22 a 8	Hojarasca sin mineralización aparente.
O2	8 a 0	Hojarasca parcialmente fragmentada y con mineralización incompleta
A11	0 a 5	Mineral con abundante materia orgánica finamente fragmentada y mineralización avanzada, con límite superficial irregular por bioturbación. La densidad de raíces es muy alta. Color en seco, es rojo tenue (10R5/2) y rojo oscuro (10R3/2) en húmedo. Con

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

		<p>estructura de bloques angulares biogénicos fuertemente desarrollada (10 a 30 mm), con cutanes de materia orgánica, delgados en los canales de bioturbación; se encontraron escarabajos, lombrices y larvas de insectos muy abundantes. Sin pedregosidad. El límite inferior es claro y uniforme. La estabilidad en agua de los agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es de 90.4 y 90.2% respectivamente. Textura franca arcillo arenosa (60.36% de arena, 21.64 de arcilla y 48% de limo); densidad aparente de $1.0 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; densidad real de $1.7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ moderadamente ácido (pH en agua 5.41; pH en CaCl_2 de 4.55); elevada concentración de materia orgánica (5.70%); El complejo de cationes está dominado por calcio y magnesio (2.48 y $2.09 \text{ cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$), seguido por potasio ($0.13 \text{ cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y con muy baja presencia de sodio, por ello la CE es de $0.02 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$; los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.17, 0.018 y $0.025 \text{ cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$ respectivamente; el porcentaje de carbonatos es de 1.3%; en tanto que la concentración de nitrógeno (NH_4^+) y de fósforo soluble es de 0.88 y $0.023 \text{ cmol}/\text{kg}^{-1}$ respectivamente.</p>
A12	5 a 12	<p>Color tanto en seco como en húmedo es rojo tenue (10R4/4) y (10R4/3). Estructura de bloques subangulares biogénicos fuertemente desarrollados de 15 a 45 mm. Manchas de carbón (menos del 1%) de color negro de 0.5 a 3.0 mm de forma irregular; se encontraron larvas de escarabajos y lombrices. Alta densidad de raíces. Sin pedregosidad. El límite inferior es claro y uniforme.</p> <p>La estabilidad en agua de los agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es de 91.3 y 90.4 % respectivamente. De textura franco arcillo arenosa (46.4% de arena, 29.6% de arcilla y 24.0% de limo); Densidad aparente de $0.9 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ densidad real de $2.5 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; Moderadamente ácido (pH en agua 5.34; pH en CaCl_2 de 4.54); Materia orgánica alta (5.59%); El complejo catiónico está dominado por calcio y magnesio (2.06 y $1.02 \text{ cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$), seguido por potasio ($0.13 \text{ cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y con muy baja presencia de sodio. La CE es muy baja ($0.03 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$). Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.23, 0.009 y 0.025</p>

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

		<p>cmol·kg⁻¹ respectivamente; el porcentaje de carbonatos es de 1.42%. La concentración de nitrógeno (NH₄⁺) y de fósforo soluble es de 0.12 y 0.023 cmol kg⁻¹ respectivamente.</p>
AB	12 a 32	<p>En esta capa están mezclados los horizontes superficiales del suelo sepultado con los depósitos más recientes.</p> <p>Color es rojo tenue tanto en seco como en húmedo (10R4/4) y (10R4/3). Estructura de bloques angulares y subangulares moderadamente desarrollados (10 a 80 mm), con presencia de cutanes argílicos, delgados, escasos y dentro del ped. Con cutanes de materia orgánica en los canales biogénicos. Límite inferior difuso y uniforme. Sin pedregosidad.</p> <p>La estabilidad en agua de los agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es de 82.2 y 91.7% respectivamente. De textura arcillosa (30.2% de arena, 48.4% de arcilla y 21.4 % de limo); Densidad aparente de 0.9 g·cm⁻³ densidad real de 2.1 g·cm⁻³; Ligeramente ácido (pH en agua 6.20; pH en CaCl₂ de 5.66), Materia orgánica moderada (3.50%); El complejo catiónico está dominado por calcio y magnesio (0.98 y 0.46 cmol·kg⁻¹), seguido por potasio (0.15 cmol·kg⁻¹) y con muy baja presencia de sodio. La CE es de 0.10 dS·m⁻¹. Los cloruros, el fierro y el azufre son de 0.17, 0.001 y 0.025 cmol·kg⁻¹ respectivamente. La concentración de carbonatos es de 1.32%. La concentración de nitrógeno (NH₄⁺) y de fósforo soluble es de 0.15, 0.024 cmol·kg⁻¹ respectivamente.</p>
2AB	32 a 38	<p>Color en seco y en húmedo es rojo tenue (10R4/4) y (10R3/4). Estructura de bloques subangulares moderadamente desarrollada de 10 a 50 mm; densidad de raíces mediana, con revestimientos de arcilla de 32 a 38 hasta un mm en bioporos y canales de raíces. Actividad biológica moderada y limite inferior abrupto y uniforme. Pedregosidad menor al 1%. La estabilidad en agua de agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es de 44.8 y 92.0 respectivamente. La textura es arcilla (26.4% de arena, 52.9% de arcilla y 20.7% de limo); Densidad aparente de 0.9 g·cm⁻³ densidad real de 2.0 g·cm⁻³. Moderadamente ácido (pH en agua 5.40; pH en CaCl₂ de 4.42); materia orgánica moderadamente elevada (3.34%); el complejo catiónico está</p>

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

		dominado por calcio y magnesio (1.14 y 1.78 $\text{cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$), seguido por potasio (0.13 $\text{cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y con muy baja presencia de sodio. La CE es muy baja de 0.06 $\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$. Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.23 , 0.004 y 0.109 $\text{cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$ respectivamente; el porcentaje de carbonatos es de 0.98% ; la concentración de nitrógeno (NH_4^+) y de fósforo soluble es de 0.88 y 0.023 $\text{cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$ respectivamente.
2Bt1	38 a 52	Color en seco rojo tenue (10R5/4) y rojo oscuro (10R3/4) en húmedo. Estructura de bloques subangulares moderadamente desarrollada (10 a 65 mm), densidad de raíces baja, revestimientos de arcilla en bioporos y canales de raíces de hasta un mm de espesor. Actividad biológica de lombrices. Límite inferior es gradual y uniforme. Se encontró un piroclasto grueso (lapilli) de más de 5 mm fuertemente intemperizado. La estabilidad en agua de agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es de 23.4 y 91.4 % respectivamente; Textura arcillosa (13.6% de arena, 80.4% de arcilla y 6.0% de limo), Densidad aparente de 0.9 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ densidad real de 2.3 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ moderadamente ácido (pH en agua 5.56; pH en CaCl_2 de 4.35); Materia orgánica 1.53%; El complejo catiónico está dominado por calcio y magnesio (0.93 y 0.15 $\text{cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$), seguido por potasio (0.13 $\text{cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y con muy baja presencia de sodio; la CE es de 0.05 $\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$. Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.23 , 0.009 y 0.094 $\text{cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$ respectivamente; el porcentaje de carbonatos es de 0.99% ; la concentración de nitrógeno (NO_3) y de fósforo soluble es de 1.47 y 0.023 $\text{cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$ respectivamente.
2Bt2	52 a 76	Color en seco es pardo (7.5YR5/2) y pardo oscuro (7.5YR4/4) en húmedo. Estructura en bloques subangulares fuertemente desarrollada (15 a 80 mm). Densidad de raíces muy baja; revestimientos de arcilla en bioporos, canales de raíces y facetas laterales de los agregados. Se presentan manchas (2%) de color amarillo rojizo. Con limite muy definido y tamaño de 2 a 5 mm en la matriz. Límite inferior difuso e irregular. La estabilidad en agua de agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es de 28.3 y 92.9% respectivamente; Textura arcillosa (4.4% de arena,

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

		83.6% de arcilla y 12.0% de limo); Densidad aparente de 1.0 g·cm ⁻³ densidad real de 2.8 g·cm ⁻³ ; ligeramente ácido (pH en agua 6.01; pH en CaCl ₂ de 4.87); Materia orgánica moderadamente alta (1.04%); el complejo catiónico está dominado por calcio y potasio (0.52 y 0.13 cmol·kg ⁻¹), seguido por magnesio (0.10 cmol·kg ⁻¹) y con muy baja presencia de sodio; la CE es de 0.02 dS·m ⁻¹ . Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.14, 0.009 y trazas cmol·kg ⁻¹ respectivamente; la concentración de carbonatos es del 0.96%; la concentración de nitrógeno (NH ₄ ⁺) y de fósforo soluble es de 1.76 y 0.023 cmol·kg ⁻¹ respectivamente.
2BC	> a 76	Color en seco amarillo rojizo (7.5YR6/6) y pardo intenso (7.5YR5/6) en húmedo. Estructura de bloques angulares fuertemente desarrollados (10 a 60 mm). No hay raíces. Con revestimientos de arcilla en las caras laterales externas, delgados (<1 mm). Presenta trozos de saprolita en forma de manchas y motas en un 40% de la superficie del Ho, de color amarillo rojizo, con límite claro (5 a 25 mm) de forma irregular. La estabilidad en agua de agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es de 11.5 y 88.9% respectivamente; Textura arcillosa (5.6% de arena, 74.4% de arcilla y 20.0% de limo); densidad aparente de 1.1 g·cm ⁻³ densidad real de 1.9 g·cm ⁻³ moderadamente ácido (pH en agua 5.72 pH en CaCl ₂ de 5.32); materia orgánica de 0.60%; el complejo catiónico está dominado por calcio y magnesio y potasio (0.98 y 0.25 0.13 cmol·kg ⁻¹) y con muy baja presencia de sodio. La CE es de 0.02 dS·m ⁻¹ . Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.28, 0.004 y trazas cmol·kg ⁻¹ respectivamente; la concentración de carbonatos es del 0.94%; la concentración de nitrógeno (NH ₄ ⁺) y de fósforo soluble es muy pobre de 0.24 y 0.023 cmol·kg ⁻¹ respectivamente.

Perfil de Pastizal y Agostadero (AG)

Altitud 2210 Msnm

Exposición: noroeste

El perfil se ubica en la superficie cumbral o parteaguas de un lomerio suavizado por cenizas volcánicas, con pendiente del 1°. El área se encuentra zona desprovista de árboles, sin embargo se presentan arbustos que con cobertura aproximada del 12% y las gramíneas y herbáceas anuales el 100% de la superficie. Hay evidencias de pastoreo vacuno y caballar.

Tabla 3.2. Características del perfil de pastizal (agostadero AG).

Ho	Profundidad en cm	Descripción
Ap	0 a 12	Color en seco rojo tenue (10R4/3) y rojo oscuro (10R3/2) en húmedo. Estructura de bloques subangulares moderadamente desarrollada (5 a 30 mm). Densidad de raíces alta. Pedregosidad < al 1% El límite inferior es claro y uniforme. La estabilidad en agua de agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es de 92.1 y 92% respectivamente. Textura franca (23.6% de arena, 26.4% de arcilla y 50.0% de limo). Densidad aparente de 0.8 g·cm ⁻³ densidad real de 2.3 g·cm ⁻³ . Moderadamente ácido (pH en agua 5.44; pH en CaCl ₂ de 4.79). Materia orgánica alta (5.91%).El complejo catiónico está dominado por calcio y magnesio (0.93, 0.20 cmol·kg ⁻¹), seguido por potasio (0.15 cmol·kg ⁻¹) y con muy baja presencia de sodio. La CE es de dS·m ⁻¹ . Los cloruros, el fierro extractable y el azufre es de 0.23, 0.004 y trazas cmol·kg ⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 1.10% La concentración de nitrógeno (NH ₄ ⁺) y de fósforo soluble es de 1.18 y 0.024 cmol·kg ⁻¹ respectivamente.
Ap2	12 a 27	Color en seco pardo tenue (10R4/3) y rojo oscuro (10R3/2) en húmedo. Estructura de bloques subangulares fuertemente desarrollados (10 a 35 mm). Densidad de raíces moderada.

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

		<p>Presencia de cutanes de arcilla y de materia orgánica (< 1 mm) en las caras de los agregados y tubos de raíces. Manchas con frecuencia < del 1%, negras de 0.5 mm, irregulares y dentro del ped. El límite inferior es difuso y ondulado. La estabilidad en agua de agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es de 11.5 y 88.9% respectivamente. Textura arcillosa (22.36% de arena, 62.36% de arcilla y 15.28% de limo). Densidad aparente de 0.99 g·cm⁻³ densidad real de 2.3g·cm⁻³. Moderadamente ácido (pH en agua 5.33; pH en CaCl₂ de 4.71). Materia orgánica (2.63%). El complejo catiónico está dominado por calcio y potasio (0.52 y 0.15 cmol·kg⁻¹), seguido por Mg (0.10 cmol·kg⁻¹) y con muy baja presencia de sodio. La CE es de dS·m⁻¹. Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.17, 0.027 y 0.109 cmol·kg⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 1.14%. La concentración de nitrógeno (NH₄⁺) y de fósforo soluble es muy pobre</p>
Bt	27 a 43	<p>Color en seco y en húmedo es pardo intenso (7.5YR5/6) y (7.5YR4/6). Estructura de bloques subangulares fuertemente desarrollados (5 a 55 mm). Argilanes en tubos de raíces de espesor inferior a 1 mm. Pocas raíces. Límite inferior difuso y ondulado. La estabilidad en agua de agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es de 11.5 y 88.9% respectivamente. Textura arcillosa (4.92% de arena, 77.08% de arcilla y 18.0% de limo). Densidad aparente de 1.00 g·cm⁻³ densidad real de 2.00 g·cm⁻³ Moderadamente ácido (pH en agua 5.80; pH en CaCl₂ de 4.94). Materia orgánica (1.70%). El complejo catiónico está dominado por calcio y magnesio (0.57 y 0.15 cmol·kg⁻¹), seguido por potasio (0.15 cmol·kg⁻¹) y con muy baja presencia de sodio. La CE es de 0.03 dS·m⁻¹. Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.17, trazas y trazas cmol·kg⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 1.23%. La concentración de nitrógeno (NH₄⁺) y de fósforo soluble es muy pobre (0.59 y 0.024 cmol·kg⁻¹ respectivamente).</p>
BC	43 a 67	<p>Color en seco amarillo (10YR7/6) y amarillo parduzco (10YR6/8) en húmedo. Estructura de bloques subangulares fuertemente desarrollado (7 a 70 mm). Muy pocas raíces.</p>

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

	<p>Argilanes abundantes en los canales de raíces y caras de agregados de hasta 1 mm de espesor. Manchas en el 4% de la superficie, de color amarillo rojizo (3 a 15 mm) de límite claro y forma irregular. Límite inferior difuso y quebrado. La estabilidad en agua de los agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es 29.7 y 89.2% respectivamente. Textura arcillosa (4.92% de arena, 64.36% de arcilla y 30.72% de limo). Densidad aparente de 0.90 g·cm⁻³ densidad real de 2.50 g·cm⁻³. Moderadamente ácido (pH en agua 5.66; pH en CaCl₂ de 4.69). Materia orgánica (0.49%). El complejo catiónico está dominado por calcio y magnesio (0.62 y 0.71 cmol·kg⁻¹), seguido por potasio (0.15 cmol·kg⁻¹) y con muy baja presencia de sodio. La CE es de 0.01 dS·m⁻¹. Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.14, 0.004 y 0.062 cmol·kg⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 1.39%. La concentración de nitrógeno (NH₄⁺) y de fósforo soluble es muy pobre (0.18 y 0.024 cmol·kg⁻¹ respectivamente).</p>
	<p>Color en seco amarillo (10YR7/6) y pardo amarillento (10YR5/6) en húmedo. Estructura de bloques subangulares moderadamente desarrollada (5 a 35mm). Sin raíces. Se considera que es una saprofita de ignimbrita fuertemente intemperizada. La estabilidad en agua de agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es de 2.5 y 91.3% respectivamente. Textura arcillosa (4.36% de arena, 77.64% de arcilla y 18.0% de limo). Densidad aparente de 0.9 g·cm⁻³ densidad real de 2.10 g·cm⁻³. Moderadamente ácido (pH en agua 5.85; pH en CaCl₂ de 4.92). Materia orgánica (0.93%). El complejo catiónico está dominado por calcio y magnesio (0.41, 0.25 cmol·kg⁻¹), seguido por potasio (0.15 cmol·kg⁻¹) y con muy baja presencia de sodio. La CE es de 0.01 dS·m⁻¹. Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.17, 0.009 y 0.025 cmol·kg⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 1.08%. La concentración de nitrógeno (NH₄⁺) y de fósforo soluble es muy pobre (0.18 y 0.024 cmol·kg⁻¹ respectivamente).</p>

Perfil en Cárcava (C)

Altitud 2205 Msnm

Exposición: sur oeste

El perfil se ubica en una ladera alta, con pendiente del 1%, en la parte de escarpe remontante de una cárcava. El sitio está desprovisto de vegetación, aflorando el suelo mineral en el área de la cárcava y cubierto de vegetación herbácea de gramíneas en el frente erosivo. Hay evidencias de erosión laminar y en cárcavas. Los horizontes evidencian un incremento de materia orgánica subsuperficialmente indicando un suelo sepultado.

Tabla 3.3. Características del perfil de cárcava (C).

Ho	Profundidad en cm	Descripción
A	0 a 21	Color en seco rojo tenue (10R4/2) y rojo oscuro (10R3/2) en húmedo. Estructura bloques subangulares moderadamente desarrollada (5 a 50 mm). Densidad de raíces muy alta. Hay presencia de cristales de cuarzo (0.5 mm) de forma redondeada. Actividad biológica con raíces abundantes y larvas de escarabajos. Límite inferior es gradual y uniforme. La estabilidad en agua de los agregados de 2 a 4 mm es 77.3% y de 0.25 a 2 mm de 92.0% respectivamente. Textura arcillosa (28.36% de arena, 49.64% de arcilla y 22.0% de limo). Densidad aparente de 0.96 g·cm ⁻³ densidad real de 2.00 g·cm ⁻³ . Moderadamente ácido (pH en agua 5.03; pH en CaCl ₂ de 4.22). Materia orgánica alta (4.93%). El complejo catiónico está dominado por esta dominado por calcio, magnesio y potasio (0.93, 0.20 y 0.14 cmol·kg ⁻¹), con muy baja presencia de sodio. La CE es de 0.01 dS·m ⁻¹ . Los cloruros, el hierro extractable y el azufre son de 0.23, trazas y 0.094 cmol·kg ⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 1.32%. La concentración de nitrógeno (NH ₄ ⁺) y de fósforo soluble son muy pobres (1.18 y 0.023 cmol·kg ⁻¹

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

		respectivamente).
Bt	21 a 43	Color en seco rojo (10R5/6) y rojo oscuro (10R3/6) en húmedo. Estructura de bloques subangulares fuertemente desarrollada. Densidad de raíces alta. Presencia de argilanes en las caras de los agregados, moderadamente abundantes y de < de 1 mm de espesor. Hay cutanes de Mn fuera del ped, en las caras de los agregados, abundantes, de menos de 1 mm de espesor. Manchas por presencia de Mn, en 1% de color negro con límite claro, de 5 a 15 mm, de forma irregular y fuera del ped. Se presentan escasas facetas de deslizamiento. La actividad biológica corresponde a la presencia de raíces con alta densidad. El límite inferior es gradual y ondulado. La estabilidad en agua de agregados para las porciones de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es 77.3 y 92.0% respectivamente. Textura arcillosa (10.36% de arena, 74.92% de arcilla y 14.72% de limo). Densidad aparente de 0.93 g·cm ⁻³ densidad real de 2.60 g·cm ⁻³ . Neutro (pH en agua 6.47; pH en CaCl ₂ de 5.53). Materia orgánica (0.66%). El complejo catiónico esta dominado por calcio, magnesio y potasio (0.98, 0.05 0.14 cmol·kg ⁻¹), con muy baja presencia de sodio. La CE es de 0.01 dS·m ⁻¹ . Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.17, 0.004 y trazas cmol·kg ⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 1.46%. La concentración de nitrógeno (NH ₄ ⁺) y de fósforo soluble son muy pobres (0.12 y 0.023 cmol·kg ⁻¹ respectivamente).
2A	43 a 72	Color en seco rojo (10R5/6) y rojo oscuro (10R3/6) en húmedo. Estructura de bloques subangulares fuertemente desarrollados (10 a 70 mm). Densidad de raíces mediana. Se presentan argilanes en tubos de raíces y caras de agregados de espesor inferior a 1 mm. Hay cutanes de Mn en caras de agregados, abundantes de menos de 1 mm de espesor. Manchas de Mn en 30% de la superficie, de color negro, límite claro de 10 a 45 mm

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

		<p>de forma irregular. Otras manchas de color pardo amarillento claro de 10 a 35 mm, de forma irregular, límite claro. Abundantes facetas de deslizamiento. Límite inferior difuso e irregular. La estabilidad en agua de los agregados de 2 a 4 mm y de 0.25 a 2 mm es 1.1 y 90.8% respectivamente. Textura arcillosa (6.36% de arena, 77.64% de arcilla y 16.0% de limo). Densidad aparente de 1.07 g·cm⁻³ densidad real de 2.50 g·cm⁻³. Moderadamente ácido (pH en agua 6.45; pH en CaCl₂ de 5.59). Se considera que este suelo fue sepultado por deslizamiento y el aumento de la materia orgánica (3.07%) apoya el supuesto. El complejo catiónico está dominado por calcio, magnesio y potasio (0.62, 1.02 y 0.14 cmol·kg⁻¹) y con muy baja presencia de sodio. La CE es de 0.02 dS·m⁻¹. Los cloruros, el hierro extractable y el azufre son de 0.11, 0.004 y trazas cmol·kg⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 1.39%. La concentración de nitrógeno (NH₄⁺) y de fósforo soluble son muy pobres (0.12 y 0.023 cmol·kg⁻¹ respectivamente).</p>
2 Bt	> de 72	<p>Color en seco rojo (10R5/6) y rojo oscuro (10R3/6) en húmedo. Estructura bloques subangulares fuertemente desarrollados (5 a 35mm). Sin raíces. Presencia de argilanes en caras de agregados y tubos de raíces, muy abundantes de hasta 1 mm de espesor. Manchas en el 40% de la superficie de color pardo claro, con límite claro (de 20 a 50 mm), de forma irregular. La estabilidad en agua de los agregados de 2 a 4 mm y de 0.25 a 2 mm es de 0.5 y 88.9% respectivamente. Textura arcillosa (5.08% de arena, 74.92% de arcilla y 20.0% de limo). Densidad aparente de 1.17 g·cm⁻³ densidad real de 2.70 g·cm⁻³. Moderadamente ácido (pH en agua 6.3; pH en CaCl₂ de 5.7). Materia orgánica (2.74%). El complejo catiónico está dominado por calcio, magnesio y potasio (0.52, 0.92 y 0.14 cmol·kg⁻¹) y con muy baja presencia de sodio. La CE es de 0.12 dS·m⁻¹. Los cloruros, el hierro extractable y el azufre son de 0.17, 0.004 y 0.062 cmol·kg⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 1.42%. La concentración de nitrógeno (NH₄⁺) y de fósforo soluble son muy pobres (0.12 y 0.023 cmol·kg⁻¹ respectivamente).</p>

Perfil en Parcela abandonada (PA)

Altitud 2190 Msnm

Exposición: sur oeste

Ubicación ladera alta con pendiente del 5°, bajo una zona en etapa temprana de sucesión secundaria local desarrollada al ser abandonada la tierra de labor por 5-7 años, presenta elementos arbustivos y herbáceos que cubren aproximadamente el 7 y 50% respectivamente, hay individuos juveniles del estrato arbóreo (*Pinus spp* y *Crataegus pubescens*) Hay evidencias de pastoreo vacuno y caballar y actividad de tuzas.

Tabla 3.4. Características del perfil de bosque de parcela abandonada (PA).

Ho	Profundidad en cm	Descripción
Ap	0 a 18	Color en seco rojo tenue (10R4/4) y rojo oscuro (10R3/4) en húmedo. Estructura microgranular moderadamente desarrollada/ bloques subangulares débilmente desarrollada (10 a 40 mm). Densidad de raíces alta. Hay larvas de coleópteros y actividad de tuzas. El límite inferior es difuso y uniforme. La estabilidad en agua de los agregados de 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es 81.8 y 87.25% respectivamente. Textura franco arenosa (51.64% de arena, 16.36% de arcilla y 32.0% de limo) Densidad aparente de 0.97 g·cm ⁻³ densidad real de 1.95 g·cm ⁻³ . Moderadamente ácido (pH en agua 5.52; pH en CaCl ₂ de 4.80). Materia orgánica (4.11%). El complejo catiónico está dominado por calcio, magnesio y potasio (1.96, 0.15 y 0.15 cmol·kg ⁻¹) con muy baja presencia de sodio. La CE es de 0.04 dS·m ⁻¹ . Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.23, 0.004 y 0.062 cmol·kg ⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 1.68%. La

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

		concentración de nitrógeno (NH ₄ ⁺) y de fósforo asimilables es muy pobre de (2.06 y 0.024 cmol·kg ⁻¹ respectivamente).
Ap2	18 a 42	Color en seco pardo (7.5YR5/4) y pardo intenso (7.5YR5/6) en húmedo. Estructura microgranular moderadamente desarrollada/ bloques subangulares (10 a 50mm) débilmente desarrollada. Densidad de raíces mediana. Actividad biológica de larvas de coleópteros y tusas. Límite inferior gradual y uniforme. La estabilidad en agua de los agregados de 2 a 4 mm y de 0.25 a 2 mm es 45.3 y 88.2% respectivamente. Textura franca (51.64% de arena, 16.36% de arcilla y 32.0% de limo). Densidad aparente de 1.03 g·cm ⁻³ densidad real de 2.08 g·cm ⁻³ . Moderadamente ácido (pH en agua 5.64; pH en CaCl ₂ de 5.10). Materia orgánica alta (3.61%). El complejo catiónico está dominado por calcio, magnesio y potasio (1.60, 0.41 y 0.15 cmol·kg ⁻¹) con muy baja presencia de sodio. La CE es muy baja de 0.03 dS·m ⁻¹ . Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.08, 0.009 y trazas cmol·kg ⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 0.87%. La concentración de nitrógeno (NH ₄ ⁺) y de fósforo soluble es muy baja (0.24, 0.024 cmol·kg ⁻¹ respectivamente).
AB	42 a 59	Color en seco rojo tenue (10R4/4) y rojo oscuro (10R3/4) en húmedo. Estructura de bloques subangulares moderadamente desarrollada (5 a 50mm). Densidad de raíces muy baja. Argilanes en caras de agregados, pocos de menos de 1 mm de espesor. Límite inferior gradual y ondulado. La estabilidad en agua de los agregados de 2 a 4 mm y de 0.25 a 2 mm es 1.40 y 91.5% respectivamente. Textura arcillosa (12.36% de arena, 73.64% de arcilla y 14% de limo). Densidad aparente de 0.90 g·cm ⁻³ densidad real de 2.50 g·cm ⁻³ . Levemente ácido (pH en agua 6.27; pH en CaCl ₂ de 5.33). Materia orgánica (1.26%). El complejo catiónico está dominado por calcio, magnesio y potasio (1.19, 0.15 y 0.15 cmol·kg ⁻¹) con muy baja presencia de sodio. La CE es extremadamente baja de 0.02 dS·m ⁻¹ . Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.17, trazas y 0.062 cmol·kg ⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 0.94%. La concentración de nitrógeno (NH ₄ ⁺) y de fósforo soluble es muy baja (1.18 y 0.024 cmol·kg ⁻¹ respectivamente).

Análisis del funcionamiento hidrológico de una microcuenca instrumentada, en un bosque templado de la cuenca del lago de Cuitzeo

Bt	59 a 70	<p>Color en seco rojo (10R4/6) y rojo oscuro (10R3/4) en húmedo. Estructura de bloques angulares moderadamente desarrollados (11 a 55 mm). Densidad de raíces muy baja. Revestimientos de arcilla en tubos de raíces y caras de agregados. Manchas de Mn en el 1% de la superficie, de color negro, límite claro e irregular, de 1 a 3 mm en las caras de agregados. Actividad biológica con presencia de lombrices que generan poros vesiculares de hasta 15 mm de diámetro. Límite inferior difuso y ondulado. La estabilidad en agua de los agregados de 2 a 4 mm y de 0.25 a 2 mm es 0.3 y 91.7% respectivamente. Textura arcillosa (18.36% de arena, 67.64% de arcilla y 14.0 % de limo). Densidad aparente de 0.90 g·cm⁻³ densidad real de 2.08 g·cm⁻³. Levemente ácido (pH en agua 6.30; pH en CaCl₂ de 5.40). Materia orgánica (0.99%). El complejo catiónico está dominado por calcio, magnesio y potasio (1.19, 0.82 y 0.15 cmol·kg⁻¹), con muy baja presencia de sodio. La CE es de 0.03 dS·m⁻¹. Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de 0.14, 0.009 y 0.109 cmol·kg⁻¹ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 0.92%. La concentración de nitrógeno (NH₄⁺) y de fósforo soluble son muy bajos (0.18, 0.024 cmol·kg⁻¹ respectivamente).</p>
Bt	> 70	<p>Color en seco rojo (10R4/6) y rojo oscuro (10R3/4) en húmedo. Estructura de bloques angulares fuertemente desarrollados (5 a 90 mm). Densidad de raíces muy baja. Argilanes fuera del ped, en caras de agregados, moderadamente abundantes de menos de 1 mm. Hay cutanes de Mn moderadamente abundantes, en caras de agregados, de color negro, con límites definidos, delgados de menos de 1 mm de espesor. Presencia de manchas de Mn en el 5% de la superficie del horizonte, negras, con límite claro, de 14 mm, forma irregular en caras de agregados. Las facetas de deslizamiento son pocas. La actividad biológica es de lombrices. La estabilidad en agua de los agregados 2 a 4 mm y 0.25 a 2 mm es 0.3 y 92.1% respectivamente. Textura arcillosa (6.92% de arena, 80.36% de arcilla y 12.72% de limo). Densidad aparente de 0.96 g·cm⁻³ densidad real de 2.50 g·cm⁻³. Ligeramente ácido (pH en agua 6.33; pH en CaCl₂ de 5.47). Materia orgánica (1.10%). El complejo catiónico está dominado por calcio,</p>

		magnesio y potasio ($0.62, 0.51$ y $0.15 \text{ cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$) con muy baja presencia de sodio. La CE es de $0.03 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$. Los cloruros, el fierro extractable y el azufre son de $0.17, 0.009$ y trazas $\text{cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$ respectivamente. El porcentaje de carbonatos es de 0.78% . La concentración de nitrógeno (NH_4^+) y de fósforo soluble es muy baja (0.88 y $0.024 \text{ cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$ respectivamente).
--	--	--

DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS PERFILES

En general todos los perfiles analizados en la zona se ubican en pendiente muy suaves ($<5^\circ$), las características morfológicas y los datos recabados en campo y laboratorio indican que los suelos se han desarrollado in situ, bajo un régimen de humedad ústico, los materiales parentales son en todos los casos piroclastos. Los cuales bajo condiciones climáticas similares a las actuales evolucionaron formando suelos lavados con horizontes argílicos posiblemente en forma similar a la reportada por Sedov y colaboradores (2003a; 2003b) en otras áreas del eje volcánico transmexicano.

Los suelos originales en el área, cuyo posible mejor representante es el suelo en superficie cumbral bajo bosque de pino-encino pueden considerarse poligenéticos con un perfil complejo y presencia de discontinuidad litológica. Bajo esta óptica, el pipedón corresponde a un Cambisol, teniendo como horizonte diacrítico un horizonte cámbico, mientras que el endopedón corresponde a un suelo sepultado con horizonte diacrítico argílico, cuya clasificación lo ubica como un Lixisol Húmico.

Características del Cambisol

En condiciones poco alteradas bajo un dosel con los tres estratos (arbóreo, arbustivo y herbáceo), presenta un mantillo grueso (22 cm. de espesor) y bien estructurado, con dos capas bien diferenciadas, una con hojarasca reciente sin descomposición aparente ni fragmentación, la segunda con descomposición y fragmentación avanzada del material vegetal. Es un suelo delgado (de 30 a 40 cm) consta de tres capas, un horizonte A órico, delgado, rojizo, (que incluye dos subhorizontes) y un horizonte AB también subdividido y en el cual parece mezclarse el suelo sepultado con los materiales del suelo más joven. Esta

mezcla se evidencia por compartir características tanto de del Cambisol, como del Lixisol sepultado.

En el Cambisol en condiciones de bosque domina la estructura en bloques subangulares biogénicos, fuertemente desarrollada y muy estable. Los agregados tienen origen tanto coprolítico como de refugios y galerías. La actividad biológica es intensa por raíces muy abundantes, canales de bioturbación con presencia de lombrices, escarabajos y muchas larvas de insectos. La textura es franco arcillo arenosa (por su origen es posible que haya pseudoarenas y pseudolimos). El pH (ligeramente ácido) es muy homogéneo en el perfil. Tiene abundante materia orgánica que es mayor en el horizonte superficial (5.7%) y decrece paulatinamente con la profundidad hasta 3.5%. Los cationes como el Calcio y el Magnesio tienen elevadas proporciones, posiblemente por la fuerte actividad biológica y los complejos organominerales.

Características del Lixisol Húmico

Este suelo tiene un origen similar al Cambisol previamente descrito, habiéndose formado de material piroclástico. Posteriormente fue sepultado por nuevos depósitos piroclásticos que han evolucionado hasta formar un Cambisol.

En el Lixisol, el horizonte superficial quedó mezclado con los nuevos depósitos por lo que muestra características de ambos suelos. Presenta un potente horizonte árgico (mayor de 50 cm), cuya estructura es de bloques subangulares, moderadamente desarrollada. Hay presencia de revestimientos de arcilla de hasta 1 mm en bioporos y canales de raíces.

La textura es arcillosa y los contenidos de arcilla van de 48% en la parte superior a 83% en la más profunda. El pH (ligeramente ácido) es muy homogéneo en el perfil y tiene abundante materia orgánica que decrece en la profundidad (3.34 a 0.60%). Los cationes (Ca, Mg, K y Na) tienen bajas concentraciones (de 1.65 $\text{cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$ a trazas)

La estabilidad en agua de los agregados de 2-4 mm es moderada (45%) y decrece rápidamente con la profundidad (a 11%), pero la estabilidad de los agregados más pequeños (0.25-2mm) es muy elevada (92%) y decrece lentamente con la profundidad (a 89%).

La actividad biológica es intensa, pero menor que en el cambisol, sin embargo se detectó la presencia de lombrices, larvas de insectos y raíces a profundidades considerables.

Desde una perspectiva de conjunto, tanto por las características de los diferentes perfiles como la cercanía de los sitios se infiere que bajo la alteración de la cobertura vegetal, como

en el pastizal, en parcelas agrícolas en uso o abandonadas, en condiciones de cárcavas ó aún en suelos agrícolas con plantaciones forestales, la presencia del mantillo orgánico disminuye o desaparece y el Cambisol no es reconocible. Ya sea por pérdida por erosión ó formación de un horizonte antrópico por paso de arado, que mezcla la porción correspondiente al cambisol ó deja expuestos los materiales arcillosos del Lixisol. La profundidad y características físico-químicas son diferentes en cada sitio de estudio, pero muestran similitudes que permiten inferir que se trata de un Lixisol.