

INSTITUTO TECNOLÓGICO DE COSTA RICA  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE COSTA RICA  
UNIVERSIDAD ESTATAL A DISTANCIA  
DOCTORADO EN CIENCIAS NATURALES PARA EL DESARROLLO



Modelo desarrollado en Python, para determinar la disponibilidad del recurso hídrico superficial y efectos de la variabilidad climática en la cuenca del río Atulapa, Esquipulas, Chiquimula, Guatemala.



Tesis sometida a consideración del Tribunal Evaluador como requisito para optar al grado de Doctor en Ciencias Naturales para el Desarrollo, con énfasis en Gestión de los Recursos Naturales.

**Edwin Guillermo Santos Mansilla**

Instituto Tecnológico de Costa Rica

Ciudad de Guatemala, enero 2019

**INSTITUTO TECNOLÓGICO DE COSTA RICA  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE COSTA RICA  
UNIVERSIDAD ESTATAL A DISTANCIA  
DOCTORADO EN CIENCIAS NATURALES PARA EL DESARROLLO  
ENFASIS EN GESTIÓN DE LOS RECURSOS NATURALES**



Modelo desarrollado en Python, para determinar la disponibilidad del recurso hídrico superficial y efectos de la variabilidad climática en la cuenca del río Atulapa, Esquipulas, Chiquimula, Guatemala.



Trabajo de graduación sometido a consideración del Tribunal Evaluador como requisito para optar al grado de Doctor en Ciencias Naturales para el Desarrollo, con énfasis en gestión de los Recursos Naturales Renovables

**Estudiante: Edwin Guillermo Santos Mansilla**

**Tutor: Jorge Faustino Manco PhD.**

**Asesores: Ruperto Quezada Monge PhD.**

**Adalila Molina Menbreño PhD.**

**Instituto Tecnológico de Costa Rica**

**Ciudad de Guatemala, enero 2019**

**Instituto Tecnológico de Costa Rica  
Universidad Nacional de Costa Rica  
Universidad Estatal a Distancia**

**Modelo desarrollado en Python, para determinar la disponibilidad del  
recurso hídrico superficial y efectos de la variabilidad climática en la cuenca  
del río Atulapa, Esquipulas, Chiquimula, Guatemala.**



**Trabajo sometido a consideración del Tribunal Evaluador como requisito  
para optar por el grado académico de Doctorado en Ciencias Naturales para  
el Desarrollo con énfasis en Recursos Naturales y Ambiente.**

**Edwin Guillermo Santos Mansilla**

**Sustentante**

**Tribunal examinador**

Dr. Tomás Guzmán Hernández  
Dirección Posgrados, a.i.

Dr. Giovanni Saénz Arce  
Coordinador General DOCINADE

Dr. Jorge Faustino Manco  
Tutor Tesis

Dr. Wagner Peña Cordero  
Lector Tesis

Dra. Adalila Molina Membreño  
Asesora Tesis

**Ciudad de Guatemala, enero 2019**

## **AGRADECIMIENTOS Y DEDICATORIAS**

A:

Dios por darme lo más apreciado en mi vida: mi familia, salud, formación académica y profesional.

Mis padres: Raúl Guillermo Santos Borrayo y María Amanda del Pilar Mansilla Castro de Santos por el esfuerzo realizado en mi formación.

Mi familia: Sinthia Beraliz Barrios de Santos, Pamela Santos Barrios, Guillermo Santos Barrios y Joaquín Santos Barrios, por su apoyo incondicional.

Mis asesores: Dra. Adalila Molina Membreño, Dr. Jorge Faustino Manco y Dr. Ruperto Quesada Monge por su asesoría y aprendizaje brindado.

El programa Doctoral en Ciencias Naturales para el Desarrollo (Docinade) y la Universidad de San Carlos de Guatemala, Facultad de Agronomía (Fausac), por brindarme la oportunidad de participar en el programa doctoral.

Los catedráticos, coordinadores y administrativos del programa Doctoral en Ciencias Naturales para el Desarrollo (Docinade) por el apoyo en el ámbito académico y administrativo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Concyt), por financiar el proyecto de investigación a través del Fondo para el Desarrollo Científico y Técnico (Fonacyt).

Al Instituto de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (Insivumeh) de Guatemala y al Sistema Nacional Territorial (Snet) de El Salvador por su apoyo técnico científico.

Los compañeros de la Universidad de San Carlos de Guatemala participantes en el programa doctoral.

## ÍNDICE GENERAL

### Página

RESUMEN.....	6
SUMMARY .....	9
1. Introducción .....	12
1.1 Justificación del trabajo de investigación .....	14
1.2 Objetivos e hipótesis .....	16
1.2.1 General .....	16
1.2.2 Específicos .....	16
1.2.3 Hipótesis .....	16
2. Marco Teórico.....	16
2.1 Zonas de vida de la cuenca río Atulapa.....	17
2.1.1 bosque húmedo Subtropical templado [bh-S(t)] .....	18
2.1.2 bosque muy húmedo Subtropical frío [bmh S(f)] .....	18
2.1.3 bosque muy húmedo Montano Bajo [bmh-MB] .....	19
2.2 Uso y cobertura de la tierra de la cuenca río Atulapa .....	21
2.3 Suelos y tierras de la cuenca río Atulapa.....	23
2.4 Áreas Protegidas .....	28
2.5 Hidrología .....	29
2.6 Humedad del suelo .....	29
2.7 Permeabilidad del suelo.....	30
2.8 Sistema de drenaje del suelo .....	32
2.9 Escorrentía .....	32
2.10 Balance hídrico del suelo.....	33
2.11 Cuenca hidrográfica .....	35
2.12 Precipitación.....	35
2.13 Ciclo hidrológico (o del agua) .....	35
2.14 Investigaciones sobre Balances Hídricos Superficiales .....	38
2.15 Estudios de Balances Hídricos del suelo .....	42
2.16 Aspectos generales de Sistemas de Información Geográfica (Sig) en proyectos vinculados con el recurso hídrico. ....	52
2.16.1 Modelaje cartográfico.....	56
3. Metodología .....	57
3.1 Localización.....	57
3.2 Variables hidrometeorológicas .....	60
3.3 Indicadores .....	60
3.4 Generación de mapas temáticos de la cuenca del río Atulapa .....	60
3.5 Climatología .....	62
3.6 Generación de mapas temáticos de la cuenca del río Atulapa .....	63
3.7 Generación del modelo de elevación digital (MED) .....	63
3.8 Análisis de consistencia de datos climáticos .....	64
3.9 Determinación de precipitación y temperatura media mensual.....	64
3.9.1 Modelo de precipitación en la cuenca río Atulapa .....	64

3.9.2	Modelo de temperatura en la cuenca río Atulapa .....	65
3.9.3	Determinación de la evapotranspiración potencial con Thornthwaite ....	65
3.10	Simulación Balance Hídrico Superficial modelo de Thornthwaite y Mather	66
3.11	Caudal observado .....	69
3.12	Caudal calculado .....	70
3.13	Validación del modelo .....	70
3.14	Instrumentos utilizados .....	71
4.	Resultados .....	72
4.1	Recursos hídricos .....	72
4.2	Morfometría de la cuenca .....	72
4.2.1	Aspectos lineales .....	72
4.2.2	Aspectos superficiales .....	75
4.2.3	Aspectos de relieve .....	75
4.3	Registros de precipitación y temperatura, cuenca río Atulapa .....	76
4.3.1	Precipitación y temperatura estación Esquipulas .....	76
4.3.2	Precipitación y temperatura estación Planes de Montecristo .....	77
4.3.3	Precipitación y temperatura estación Limón .....	77
4.3.4	Precipitación y temperatura estación Plan de la Arada .....	77
4.4	Análisis de consistencia de precipitación .....	78
4.5	Precipitación media de la cuenca río Atulapa .....	84
4.6	Mapa de temperatura media mensual .....	86
4.7	Climadiagramas, cuenca río Atulapa .....	90
4.8	Escorrentía superficial .....	93
4.8.1	Modelo calibración de caudales .....	93
4.8.2	Hidrograma de escorrentía .....	95
4.8.3	Curva de duración de caudales .....	96
4.9	Balance hídrico superficial .....	98
4.9.1	Precipitación .....	99
4.9.2	Evapotranspiración potencial método Thornthwaite .....	104
4.9.3	Evapotranspiración real, actual o efectiva (ETr) .....	108
4.9.4	Precipitación y evapotranspiración potencial .....	113
4.9.5	Reserva de humedad en el suelo .....	117
4.9.6	Déficit de humedad en el suelo .....	121
4.9.7	Excedente .....	124
4.10	Validación del modelo para el balance hídrico superficial .....	128
5.	Conclusiones .....	135
6.	Recomendaciones .....	136
7.	Referencias bibliográficas .....	137

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Zonas de Vida en la región de la Cuenca del río Atulapa.....	20
Figura 2. Uso y cobertura de la tierra, de la cuenca río Atulapa.....	22
Figura 3. Mapa de Suelos, cuenca río Atulapa.....	25
Figura 4. Mapa de Capacidad de Uso de la Tierra (Usda), cuenca río Atulapa. ....	27
Figura 5. Área Protegida Trinacional Montecristo (APTМ). ....	28
Figura 6. Tipos de agua en el suelo. ....	29
Figura 7. Componentes del suelo promedios normales .....	30
Figura 8. Formas de percolación de agua en el suelo según textura. ....	31
Figura 9. Sistema de drenaje del suelo. ....	32
Figura 10. Tipos de escorrentía superficial .....	33
Figura 11. Infiltración de agua en el suelo.....	34
Figura 12. Ciclo hidrológico del agua .....	36
Figura 13. Clasificación de modelos hidrológicos.....	42
Figura 14. Localización cuenca río Atulapa y cabecera de municipio Esquipulas. ....	59
Figura 15. Diagrama de flujo del modelo para el balance hídrico de Thornthwaite y Mather. ....	68
Figura 16. Aplicación Balance Hídrico del Suelo en ArcGis. ....	69
Figura 17. Estaciones meteorológicas y escala limnimétrica.....	71
Figura 18. Red de drenaje, cuenca río Atulapa .....	74
Figura 19. Análisis de consistencia estación Montecristo y Esquipulas.....	78
Figura 20. Análisis de consistencia estaciones Plan de la Arada y Limón.....	79
Figura 21. Precipitación anual estaciones Esquipulas y Montecristo.....	80
Figura 22. Temperatura media anual estaciones Esquipulas y Monte Cristo. ....	81
Figura 23. Temperatura anual estaciones Limón y Plan de la Arada. ....	82
Figura 24. Precipitación media anual estaciones Limón y Plan de la Arada.....	83
Figura 25. Climadiagramas para las estaciones meteorológicas y zonas bioclimáticas.....	92
Figura 26. Escorrentía superficial del río Atulapa.....	93
Figura 27. Regresión de log (H-Ho) y Log (Q) para aforos del 2011 al 2014.....	94
Figura 28. Curva de calibración de caudal (Q) en m <sup>3</sup> /s del 2011 al 2014. ....	94
Figura 29. Hidrograma de escorrentía cuenca río Atulapa, caudales medios mensuales del 2011 – 2016 en m <sup>3</sup> /s.....	96
Figura 30. Curva de duración caudal cuenca río Atulapa, 2012 al 2016.....	97
Figura 31. Variación de valores estadísticos, precipitación mensual en la cuenca del río Atulapa .....	101
Figura 32. Precipitación media mensual en la cuenca del río Atulapa.....	103
Figura 33. Evapotranspiración potencial en la cuenca del río Atulapa .....	105
Figura 34. Evapotranspiración potencial en la cuenca del río Atulapa. ....	107
Figura 35. Evapotranspiración real en la cuenca del río Atulapa.....	110
Figura 36. Evapotranspiración real en la cuenca del río Atulapa.....	112

Figura 37. Evapotranspiración potencial menos la precipitación media mensual, cuenca del río Atulapa.....	114
Figura 38. Evapotranspiración potencial menos la precipitación mensual media, cuenca río Atulapa. ....	116
Figura 39. Reserva de humedad en el suelo, cuenca del río Atulapa.....	118
Figura 40. Reserva de humedad en el suelo, cuenca del río Atulapa.....	120
Figura 41. Valores estadísticos para el déficit de humedad del suelo, cuenca del río Atulapa.....	122
Figura 42. Déficit medio mensual del suelo, cuenca del río Atulapa.....	123
Figura 43. Excedente de humedad en el suelo, cuenca del río Atulapa.....	125
Figura 44. Excedente de humedad en el suelo, cuenca del río Atulapa.....	127
Figura 45. Escorrentía superficial en el suelo, cuenca del río Atulapa. ....	129
Figura 46. Climadiagrama del modelo BHS, cuenca del río Atulapa. ....	134

## ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Zonas de vida y su extensión en la cuenca río Atulapa.....	19
Cuadro 2. Clases de uso y cobertura de la tierra, cuenca río Atulapa.....	21
Cuadro 3. Clasificación taxonómica de suelos en la cuenca del río Atulapa. ....	24
Cuadro 4. Clases de uso y cobertura de la tierra, cuenca río Atulapa.....	26
Cuadro 5. Tipos de permeabilidad según textura.....	31
Cuadro 6. Capacidad de retención de humedad (CR) .....	34
Cuadro 7. Herramientas para el análisis espacial en dos y tres dimensiones mediante un Sistema de Información Geográfica. ....	56
Cuadro 8. Representación de mapas digitales, fuente y uso.....	61
Cuadro 9. Listado de estaciones meteorológicas en la cuenca del río Atulapa. ....	63
Cuadro 10. Registros de precipitación media mensual en milímetros. ....	85
Cuadro 11. Ecuación mensual de precipitación versus altitud.....	86
Cuadro 12. Datos de temperatura media mensual en grados centígrados.....	87
Cuadro 13. Ecuación mensual de temperatura versus altitud .....	88
Cuadro 14. Datos de evapotranspiración potencial en milímetros por mes.....	88
Cuadro 15. Ecuación mensual de evapotranspiración potencial versus altitud.....	90
Cuadro 16. Registros de precipitación media mensual estación Esquipulas, Insivumeh.....	145
Cuadro 17. Registros de temperatura media mensual estación Esquipulas, Insivumeh.....	147
Cuadro 18. Registros de precipitación media mensual estación Planes de Montecristo, Snet. ....	149
Cuadro 19. Registros de temperatura media mensual estación Planes de Montecristo, Snet. ....	151
Cuadro 20. Registros de precipitación media mensual estación Limón.....	153



Cuadro 21. Registros de temperatura media mensual estación El Limón. ....	153
Cuadro 22. Registros de precipitación media mensual Plan de la Arada. ....	154
Cuadro 23. Registros de temperatura media mensual Plan de la Arada. ....	154
Cuadro 24. Datos de precipitación acumulados Montecristo y Esquipulas. ....	155
Cuadro 25. Análisis doblemente acumulativo Limón y Plan de la Arada. ....	156
Cuadro 26. Valores estadísticos distribuidos para la precipitación media mensual en milímetros de la cuenca río Atulapa. ....	157
Cuadro 27. Valores estadísticos distribuidos para la evapotranspiración potencial mensual en milímetros de la cuenca río Atulapa. ....	158
Cuadro 28. Valores estadísticos distribuidos para la evapotranspiración actual media mensual, cuenca del río Atulapa. ....	159
Cuadro 29. Valores estadísticos distribuidos para la evapotranspiración potencial menos la precipitación media mensual, cuenca del río Atulapa. ....	160
Cuadro 30. Valores estadísticos distribuidos para reserva de humedad del suelo, cuenca del río Atulapa. ....	161
Cuadro 31. Valores estadísticos distribuidos para el déficit medio mensual de humedad del suelo, cuenca del río Atulapa. ....	162
Cuadro 32. Valores estadísticos distribuidos para el excedente de humedad del suelo, cuenca del río Atulapa. ....	163
Cuadro 33. Registros de caudales observados y calculados, río Atulapa. ....	164
Cuadro 34. Registros de precipitación media mensual en milímetros por año. ...	165
Cuadro 35. Datos de temperatura media mensual en grados centígrados. ....	165

## RESUMEN

La determinación de la disponibilidad del recurso hídrico superficial en las cuencas hidrográficas de Guatemala y su monitoreo continuo, es de gran importancia para mitigar los actuales efectos de la variabilidad climática en la región. Es necesario el conocimiento sobre la dinámica del balance hidrológico del suelo para evaluar los parámetros de precipitación, evapotranspiración, contenido de humedad y escorrentía (excedentes hídricos). En tal sentido, un modelo bidimensional puede cuantificar el volumen del agua y simular el ciclo hidrológico en cuencas hidrográficas, permitiendo comprender el efecto de los cambios biofísicos y variabilidad climática.

En el globo terrestre, el 96,5% del recurso hídrico se localiza en los océanos; los porcentajes de agua dulce en los continentes son bajos. Se menciona, a nivel global, que los lagos poseen un 0,007%, las aguas subterráneas un 0,76% y los ríos un 0,0002%. En la región centroamericana, Costa Rica y Guatemala comparten el tercer puesto en cuanto a la disponibilidad o volúmenes de agua. La zona donde se localizó la investigación pertenece a la vertiente del Atlántico, con un 32% del territorio nacional. (Hydrometeorological, 1971).

La cuenca del río Atulapa posee una extensión de 42,72 km<sup>2</sup> y forma parte del río Olopa, tributario del río Lempa que desemboca en el Pacífico, región de interés Trinacional, compartida por El Salvador, Guatemala y Honduras.

Los métodos y técnicas, para este trabajo de investigación, incluyeron la generación y evaluación de registros hidrometeorológicos mediante estaciones digitales instaladas; así también, la utilización de estaciones locales.

Posteriormente, se utilizó un sistema de información geográfica para desarrollar el modelo bidimensional del balance hídrico en Python; de esa manera, se simuló la distribución espacial de la precipitación, evapotranspiración potencial y real, contenido de humedad en el suelo, almacenamiento y escorrentía superficial.

Según De la Cruz (Comisión Trasnacional Trifinio, 2007; De la Cruz S, 1982), la cuenca del río Atulapa posee tres zonas de vida: bosque húmedo subtropical (templado), con 46% del área total; bosque muy húmedo subtropical (frío) con 50% y bosque húmedo montano bajo subtropical con 4%. Se localizan, principalmente, en la parte alta de la zona de estudio.

Los principales usos y coberturas de la tierra en la cuenca del río Atulapa son: el café con 81,23% del área total, el bosque con 11,38%, zonas con cultivos anuales con 6,0% y el porcentaje restante corresponde a pastos y centros poblados.

El principal río de la cuenca es el Atulapa, el cual tiene una longitud de 17,60 kilómetros desde su nacimiento, en los caseríos El Duraznal y Plan de la Arada, hasta su punto de aforo; allí se une al río Olopa, a una distancia de 2,3 kilómetros de la Aldea Atulapa, en el municipio de Esquipulas. Sus principales afluentes son las quebradas Raspada, Piedra, Liquidámbar y Paxashtal (IGN, 2009).

Las principales formaciones geológicas, son Qa/Qal, aluviones cuaternarios y Tv, materiales volcánicos terciarios. (MAGA, 2001). En la cuenca del río Atulapa se observa la variabilidad de las propiedades físicas del suelo; la mayor posee el horizonte superficial con textura franco arcillo-arenoso, aproximadamente de 2,2 ha. A nivel horizonte sub-superficial, la textura predominante es franco-arcillosa, con 2,0 ha. (García, 2010).

El caudal medio mensual en el río Atulapa es de 1,39 m<sup>3</sup>/seg para el mes de enero; en abril posee un promedio de 0,50 m<sup>3</sup>/seg, lo cual representa un aporte del flujo de agua subterránea, principalmente de los acuíferos colgados en la parte alta de la cuenca. En la época lluviosa, de mayo a octubre, el caudal es de 2,22 m<sup>3</sup>/seg.

En la cuenca, la precipitación es de 1.920 mm por año; la evapotranspiración real posee un registro de 873 mm al año. De mayo a octubre se presenta un acumulado de 702 mm, correspondiendo al 80% del total. La evapotranspiración real es menor a lo largo de seis meses, de noviembre a mayo, con 171 mm; es el 20% del valor calculado.

Para determinar la disponibilidad del recurso hídrico en el suelo, se verificó que la evapotranspiración potencial es de 1.339 mm y la evapotranspiración real es de 873 mm; por consiguiente, el déficit de agua es de 465 mm al año. En el análisis de la variabilidad espacial, el excedente de humedad de mayo a octubre presenta una desviación estándar de 54 mm.

La escorrentía proveniente de la saturación de los suelos en julio se mantiene, pese a la canícula; si se prolonga por efectos de la variabilidad climática global, disminuye sustancialmente el escurrimiento de la cuenca, hasta el punto de agotar las corrientes intermitentes que desaguan hacia la red de drenaje permanente.

## SUMMARY

Determining the availability of surface water resources in the watersheds of Guatemala and its continuous monitoring is extremely important for mitigating the effects of current climate change in the region. Therefore knowledge of the surface water balance which represents the hydrological cycle in watersheds is necessary to evaluate the parameters of precipitation, evapotranspiration (potential and current), soil moisture content and surface runoff (water excess). A model representing the surface water balance in a catchment simulates the behavior of the hydrological cycle and biophysical effects of climate change, to better quantify the water resource.

In the globe 96,5% water is located in the Oceans, the percentages of freshwater on the continents mentioned are low globally that water bodies like lakes have a 0,007%, 0,76% groundwater and rivers 0,0002%. In the Central American region we share third place with Costa Rica in the availability of water volumes in Guatemala and the area where the project is located belongs to the Atlantic slope where 32% of water from the land is located.

Atulapa River Basin covers an area of 42,72 km<sup>2</sup>, part of the River sub Olopa which in turn corresponds to the upper part of the Rio Lempa basin Tri shared interest in Guatemala, El Salvador and Honduras.

The proposed methods and techniques evaluated precipitation and potential evapotranspiration with a model as well as the support of a Geographic Information System or distributed in spatial data analysis. Subsequently evaluating fluid balance current evapotranspiration parameters, changes in moisture content in the soil or surface runoff and storage was determined.

In the basin of the river Atulapa three life zones which cover more surface are Subtropical Moist Forest (temperate) and Very Humid Subtropical Forest (cold) was located. The Subtropical Lower Montane Moist Forest is located mainly in the upper part of the basin.

Atulapa River Basin has 7 kinds of land use, use the most in the basin is coffee that has an area of 3.218,42 hectares, which represents 73,13% of the total area; forest has an area of 759 hectares, representing 17,25% as either broadleaf, mixed and coniferous.

The main river basin is the Atulapa which has a length of 17,60 kilometers from its source in the hamlets The Duraznal and Plan of Arada, until gauging point where it joins the Olopa River, a distance of 2,3 km Atulapa the village, municipality of Esquipulas. Its main tributaries are: Quebrada Scraped, Quebrada de Piedra, Liquidambar and Paxashtal. See annexed.

The main geological formations are Qa and Qal, Quaternary alluvium and TV Materials Tertiary volcanics. Within the basin can be observed variability in the physical property, being present mainly in the topsoil "Franco texture sandy clay", with approximately 2,2 ha. A subsurface horizons level the "Franco-clay" texture is the most abundant having approximately 2,0 ha.

The monthly average flow in the river Atulapa is 1,39 m<sup>3</sup>/s for the month of January to April, the average is 0,50 m<sup>3</sup>/s, representing a contribution of groundwater flow mainly from perched aquifers in the upper basin, in the rainy season from May to October average is 2,22 caudal m<sup>3</sup>/s.

The annual average rainfall is 1.916,67 mm, the annual average evapotranspiration is 873,08 mm, and total evapotranspiration in the basin presented the months of May to October is a cumulative of 702 mm, corresponding to 80% of

total. The lower evapotranspiration in the basin occurs over six months from November to May corresponding to a cumulative total of 171 mm is 20% of mean annual evapotranspiration.

To determine the deficit of water availability in the annual ground-average potential evapotranspiration is 1.338,82 mm per year and the average actual evapotranspiration is 873,08 millimeters per year, therefore a deficit in water availability was obtained on the ground of - 465 mm per year.

In the analysis of the spatial variability of soil moisture over the basin of the river Atulapa for the months of May to October has a standard deviation of 54 June with the largest variability in the standard deviation of the mean because in the upper part of the basin has saturated soils and at the bottom they have not reached saturation.

Runoff for July remains despite Midsummer, however if Midsummer is prolonged in July or El Niño slows the rainy season, substantially reduces runoff from the watershed to the point of reducing runoff of intermittent streams that drain into continuous streams.

## 1. Introducción.

El balance hídrico del suelo es representado con modelos propuestos por diversos autores, que ejecutan simulaciones sobre el comportamiento del ciclo hidrológico en cuencas hidrográficas; evaluando los parámetros de precipitación, evapotranspiración (potencial y actual), contenido de humedad y escorrentía superficial (excedentes hídricos) (Thorntwaite, C. W., 1948). Un modelo que represente el balance hídrico superficial en una cuenca, mide el impacto distribuido por efecto de la variabilidad climática a nivel regional y local, cuantificando el recurso agua (Alley, 1984; Alzate, 2003; Días, 1996; Olivera, 1999).

Los modelos que determinan el balance hídrico superficial, en cuencas hidrográficas, requieren diversas variables provenientes de fuentes estadísticas relacionadas con aspectos climáticos y biofísicos (Gálvez, J. J., 2011). Sin embargo, no todas las zonas geográficas poseen suficiente información a escala de detalle, como el caso de la región centroamericana. En consecuencia, la selección del método a utilizar en la evaluación del balance hídrico superficial depende de los registros disponibles que se genere en un tiempo determinado, relativamente largo y de la cartografía temática a una escala determinada (Gálvez, J. J., 2011).

Gudulas, K., Voudouris, K., Soulios, G., & Dimopoulos, G. (2013) en su estudio retomó modelos de balance hídrico superficial del suelo que nuevamente se están utilizando en diferentes latitudes, donde los algoritmos lineales son fáciles de comprender, similar al presente estudio que se utilizó el modelo Thorntwaite.

Según lo planteado por Zhang, M., Liu, N., Harper, R., Li, Q., Liu, K., Wei, X., & Liu, S. (2017) en su investigación sobre la evaluación del análisis de la respuesta hidrológica de cuencas con diferentes coberturas forestales y distintas escalas espaciales, permitió concluir que a mayor detalle de la cartografía temática la evaluación espacial del balance hídrico de las cuencas posee mejores resultados.



Las características morfométricas de la cuenca del río Atulapa dependen de la morfología (forma, relieve, red de drenaje, etc.), suelos, cobertura vegetal, geología y uso de la tierra (García, 2010). Estos aspectos biofísicos proporcionaron información sobre los elementos que intervienen en el régimen hidrológico, brindó los criterios necesarios para la ubicación del equipo de medición hidrometeorológica en la cuenca. Para el control y monitoreo meteorológico, se analizaron datos de las estaciones instaladas y estaciones locales.

Se realizó un monitoreo de la esorrentía que permitió generar la curva de calibración, con un modelo que representa la correlación de las alturas limnimétricas y caudales. Se obtuvo un caudal medio que permitió obtener el hidrograma observado, para compararlo con el hidrograma calculado, producto de los aforos.

El modelo bidimensional del balance hídrico superficial en el suelo permitió conocer la dinámica sobre la distribución espacial y temporal de la precipitación, evapotranspiración potencial, capacidad de retención, evapotranspiración real, almacenamiento y excedentes de humedad en el suelo. Este modelo de Thornthwaite fue elaborado mediante un script (archivo de órdenes de programación) con el lenguaje Python, el cual se ejecuta en cada pixel de la cuenca con un sistema de información geográfica.

Se utilizó un sistema de información geográfica en el análisis espacial del balance hídrico que simula la dinámica bidimensional del agua en el suelo, puede ser utilizado a nivel local, nacional y/o regional. Además, genera los escenarios mensuales de las variables descritas anteriormente, así como también la simulación probable por efecto de la variabilidad climática y cambio de uso de la tierra. La investigación se llevó a cabo con el apoyo financiero del Fondo para el Desarrollo Científico y Técnico (Fodecyt) del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Concyt).

## 1.1 Justificación del trabajo de investigación.

La región centroamericana se localiza en el Cinturón de Fuego, del Círculo Pacífico, donde la dinámica de los ecosistemas es muy variada por los vientos alisios y depresiones tropicales; así también, con la presencia constante de los huracanes provenientes del Mar del Caribe, que definen las diferentes zonas bioclimáticas existentes, producto de la Zona de Convergencia Intertropical (Asociación Mundial para el Agua, 2006).

La República de Guatemala, con una extensión de 108.889 km<sup>2</sup>, está localizada en la zona central geográfica de América; la diversidad de formas de la tierra, o configuración de la superficie, se debe primordialmente a su complejo geológico, bioclimas y la hidrografía conformada por tres vertientes: vertiente del Pacífico, del Atlántico o Mar Caribe y del Golfo de México (Cruz De la, J. R., 1982).

La respuesta hídrica de las cuencas hidrográficas de Guatemala se debe, principalmente, a los cambios climáticos y a las características biofísicas del país por ser una zona dinámica que, para su debida comprensión, requiere de la generación de modelos que simulen escenarios prospectivos, en cuanto a la planificación y sostenibilidad de los recursos naturales renovables, con el objeto de obtener beneficios ambientales globales (Instituto de Agricultura, Recursos Naturales y Ambiente, de la Universidad Rafael Landívar, 2015).

El Oriente de Guatemala se caracteriza por ser una zona en la cual el recurso hídrico es escaso y las fuentes de agua regularmente se encuentran en las montañas que, frecuentemente, son deforestadas; tal el caso del área en estudio: la cuenca del río Atulapa que se localiza en el corredor seco de Centroamérica, región oriental en el departamento de Chiquimula, de interés Trinacional y que forma parte del Trifinio (El Salvador, Guatemala y Honduras). A la vez, la zona de estudio se encuentra en la Reserva de la Biosfera Transfronteriza Trifinio «La Fraternidad»,

declarada como reserva de biosfera en junio de 2011, por la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (Comisión Trinacional Trifinio, G. C., 2007).

Con el fin de conocer la dinámica del recurso hídrico en la cuenca del río Atulapa, fue necesario la generación de información básica, representada mediante mapas temáticos digitales y registros tabulares; algunos se encuentran en forma dispersa, a escalas muy generales y desactualizados, en dependencias gubernamentales tales como: el Instituto Geográfico Nacional, Ing. Alfredo Obiols Gómez (Ign), Ministerio de Agricultura, Ganadería y Alimentación (Maga) y los datos climáticos del Instituto Nacional de Vulcanología, Meteorología, Hidrología y Climatología (Insivumeh).

Para evaluar los efectos de la variabilidad climática, en la cuenca del río Atulapa, fue necesario seleccionar un modelo que simulará el balance hídrico y que permitió proyectar escenarios bidimensionales a futuro, con el fin de planificar el desarrollo sostenible de los recursos naturales: agua, suelo y bosque.

## **1.2 Objetivos e hipótesis.**

### **1.2.1 General.**

Generar un modelo bidimensional para la simulación del balance hídrico superficial del suelo mediante la utilización del lenguaje Python, en la cuenca del río Atulapa, Guatemala.

### **1.2.2 Específicos.**

- Elaborar la cartografía temática que incide en el balance hídrico superficial del suelo.
- Generar datos hidrometeorológicos espaciales que determinan el balance hídrico del suelo.
- Desarrollar un modelo utilizando el lenguaje de programación Python, para la evaluación del balance hídrico superficial.
- Simular el balance hídrico superficial del suelo y su análisis en relación con la variabilidad climática.

### **1.2.3 Hipótesis.**

A través del desarrollo de un modelo mediante Python, se representará la dinámica del balance hídrico del suelo en la cuenca del río Atulapa.

## **2. Marco Teórico.**

La cuenca del río Atulapa posee una dinámica biofísica por su topografía y particular posición geográfica, presenta variabilidad espacial de los siguientes aspectos: fisiografía, geología, suelos, zonas bioclimáticas, uso y cobertura del suelo. La diversidad y los fenómenos climáticos establecen la complejidad del balance hídrico en el área de estudio, observándose diferencias en la capacidad de retención de humedad por la textura del suelo y el uso de la tierra.

### **2.1 Zonas de vida de la cuenca río Atulapa.**

En la descripción de las zonas de vida<sup>1</sup> de la cuenca del río Atulapa se revisó el trabajo realizado por De la Cruz y la Comisión Trinacional Trifinio. Se analizaron las variables de precipitación pluvial, evapotranspiración potencial, temperaturas y altitud para cada zona bioclimática. En la Cuadro 1 y Figura 1, se representan los bioclimas de la cuenca, son (Comisión Trinacional Trifinio, 2007 & De la Cruz S., 1982):

- Bosque húmedo Subtropical (templado)
- Bosque muy húmedo Subtropical (frío)
- Bosque húmedo Montano Bajo Subtropical

---

<sup>1</sup> Zona de Vida, región biogeográfica que está delimitada por parámetros climáticos como: temperatura, precipitaciones y evapotranspiración potencial.

### 2.1.1 Bosque húmedo Subtropical templado [bh-S (t)].

En el Cuadro 1, se observa el bosque húmedo Subtropical templado que abarca el 49,92% del área total en la cuenca, cubriendo las aldeas Atulapa, Santa Rosalía y San Nicolás. Los rangos de altura varían entre los 1.200 a 1.500 m.s.n.m., con temperaturas medias de 16 a 19 °C y precipitaciones desde 970 hasta 1.200 mm por año. En la Figura 1, se representa el bh-S (t) localizado en la zona baja y media de la cuenca del río Atulapa, la vegetación natural está adaptada a temperaturas mayores, que corresponde al Corredor Seco Centroamericano<sup>2</sup>. Las especies indicadoras son: *Pinus oocarpa*, *Byrsonimia crassifolia*, *Liquidambar styraciflua*, *Croton draco*, *Cupressus lusitanica*, *Quercus sp.* (De La Cruz. 1982). En esta zona se establece el cultivo del café, frijol y maíz.

### 2.1.2 Bosque muy húmedo Subtropical frío [bmh-S (f)].

El bosque muy húmedo frío abarca el 49,55% del área total de la cuenca del río Atulapa. Posee una precipitación promedio de 2.280 mm por año con relieve ondulado y en algunos casos accidentados (ver Cuadro 1). El régimen de lluvia es de mayor duración que en el bosque muy húmedo Subtropical templado. Se puede mencionar el *Pinus pseudostrobus Lindl* como la especie representativa.

En la Figura 1, se observa la zona bioclimática ubicada principalmente la parte media y alta de la cuenca del río Atulapa, Cerro Montecristo y la frontera con Honduras. En esta área la vegetación más común consiste en: Aguacatillo (*Persea schiedeana*), Pimientillo (*Rapanea ferruginea*), Zapotillo (*Clethra sp.*), Arayán (*Myrica sp.*), Sangre de dragón (*Croton draco*), Fruto de paloma (*Eurya seemanii*), Liquidámbar (*Liquidambar styraciflua*) (De la Cruz, 1982).

---

<sup>2</sup> Corredor Seco Centroamericano, área geográfica vulnerable a las sequías.

### 2.1.3 Bosque muy húmedo Montano Bajo [bmh-MB].

El bosque muy húmedo Montano Bajo abarca el 4,43% del área total de la cuenca, (ver Cuadro 1). La temperatura anual promedio es de 15°C, las precipitaciones promedio anuales oscilan entre los 2.000 a 4.000 mm y la elevación está en el rango de los 2.000 a 3.000 m.s.n.m (ver Cuadro 1 y Figura 1).

La zona bioclimática del bosque muy húmedo Montano Bajo cubre la parte alta de la cuenca del río Atulapa y la zona alta del río Lempa, especialmente en las partes de las estribaciones montañosas, (ver Figura 1). La vegetación predominante consiste en especies latifoliadas y en menor grado las coníferas, el sotobosque es vigoroso, el epifitismo extremadamente marcado, las palmas y los helechos arbórescentes son abundantes (De la Cruz, 1982).

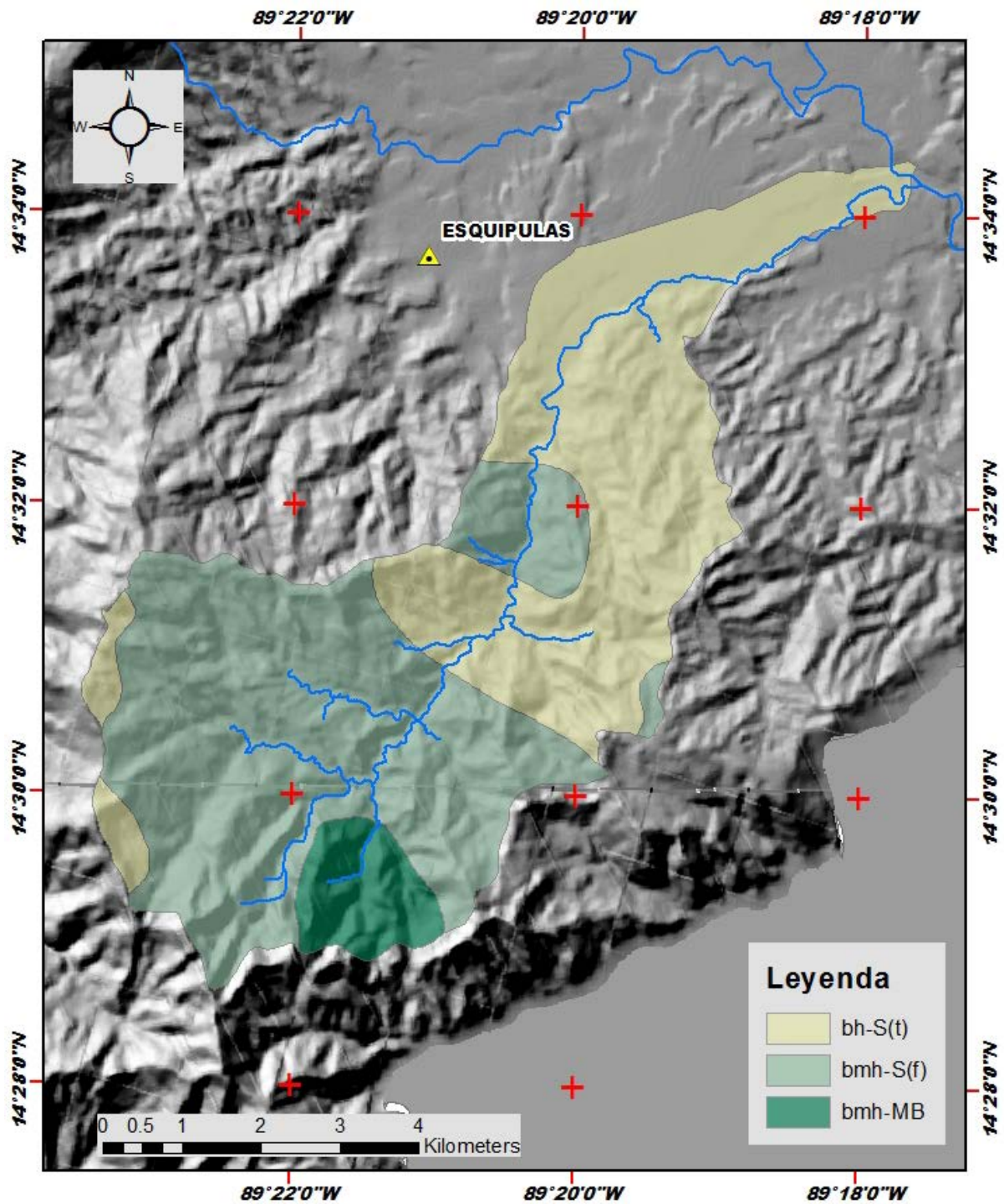
La zona de vida se encuentra en la parte alta de la cuenca del Cerro Montecristo, es común observar en la vegetación las siguientes especies: Canac (*Chiranthodentrum pentadactylon*), Pino Blanco (*Pinus pseudostrobus*), Ciprés Común (*Cupressus lusitánica lusitánica*) (Comisión Trinacional Trifinio, 2007).

**Cuadro 1.** Zonas de vida y su extensión en la cuenca río Atulapa.

Zona de Vida	Código	Área (km <sup>2</sup> )	% área
bosque húmedo Subtropical templado	bh-S(t)	19,62	45,92
bosque muy húmedo Subtropical frío	bmh S(f)	21,21	49,55
bosque muy húmedo Montano Bajo	bmh-MB	1,19	4,42
Total		42,72	100,00

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

Figura 1. Zonas de Vida en la región de la Cuenca del río Atulapa.



Fuente: Elaboración propia, 2018.



## 2.2 Uso y cobertura de la tierra en la cuenca río Atulapa

La cuenca del río Atulapa tiene siete clases de uso y cobertura de la tierra<sup>3</sup> representados por arbustos o matorrales, bosque, cultivo de café, centros poblados, granos básicos y bosques de coníferas. En la actualidad el uso en mayor proporción es la caficultura, con una superficie de 3.574,81 hectáreas equivalentes al 81,23% del área total; el bosque con una extensión de 501,0 hectáreas, representa el 11,38% ya sea como latifoliado, mixto y conífera; los cultivos intensivos se integran al sector productivo de subsistencia, ver el Cuadro 2 (García, 2010 y actualización C, 2016).

Las zonas agrícolas poseen una extensión de 256 ha, que representa el 6,0% del área total de la cuenca; mientras que los arbustos y matorrales solo cubren el 0,80%, equivalente a 34 ha. Los poblados constituyen el 0,59% con 25 ha. Las categorías de uso de la tierra que se disponen en la zona de estudio, se consignan en la Cuadro 2 y Figura 2. (Gimbot, 2016. Actualización Fodecyt, 2016)

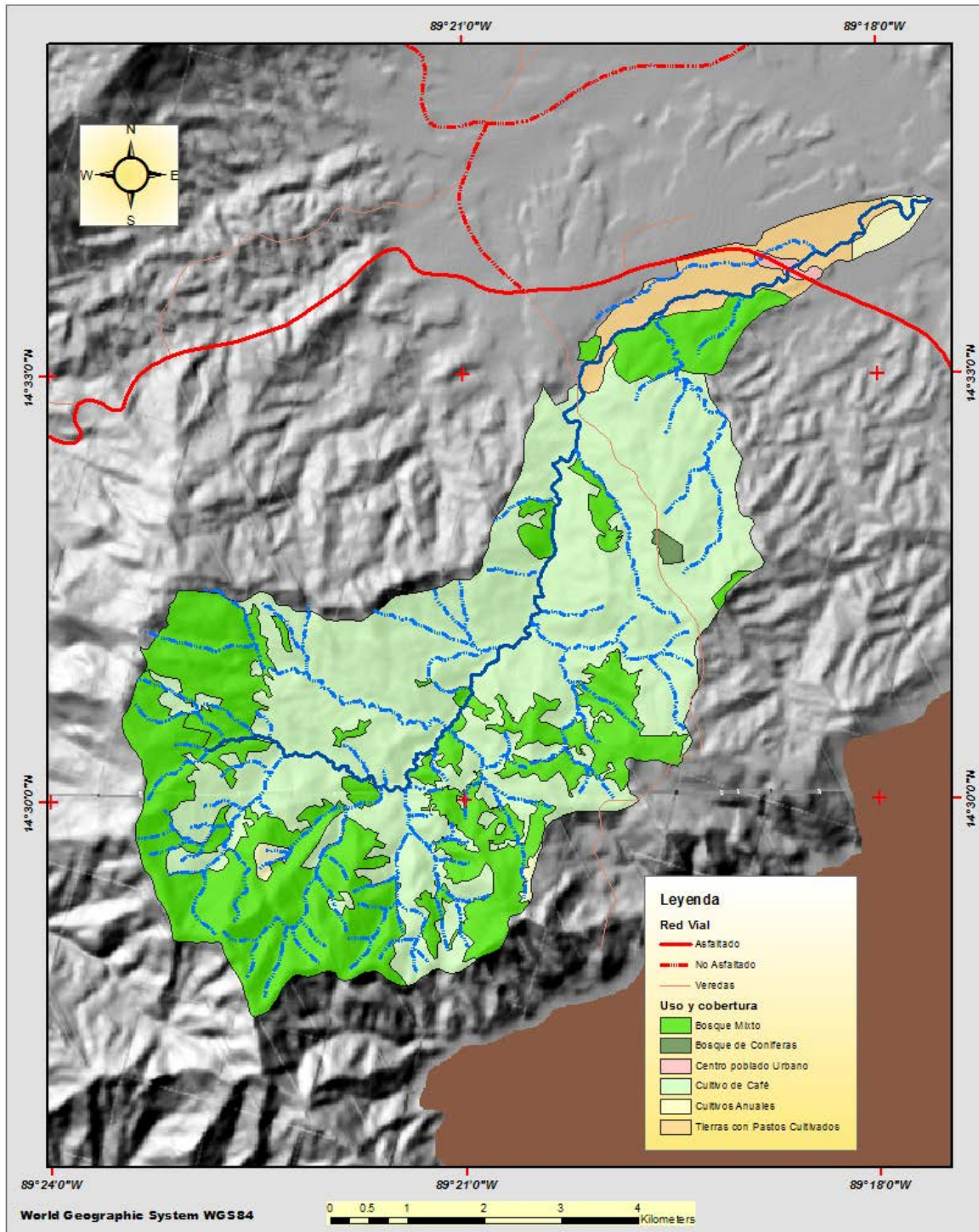
**Cuadro 2.** Clases de uso y cobertura de la tierra, cuenca río Atulapa.

<b>Clases de uso y cobertura</b>	<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Porcentaje (%)</b>
Arbustos-matorrales	0,34	0,80
Bosque latifoliado, mixto y coníferas	4,86	11,38
Centros poblados	0,25	0,59
Granos básicos	2,56	6,00
Café	34,70	81,23
<b>Total</b>	<b>42,72</b>	<b>100,00</b>

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

<sup>3</sup> Uso y cobertura de la tierra, describe la vegetación, afloramientos y elementos antrópicos existentes.

Figura 2. Uso y cobertura de la tierra, de la cuenca río Atulapa.



Fuente: Elaboración propia, 2018.

### 2.3 Suelos y tierras de la cuenca río Atulapa.

En la cuenca se identificaron diversas unidades de suelos<sup>4</sup> agrupados en seis órdenes. En el Cuadro 3 y Figura 3, se observa la clase de suelo y su orden, donde el 66% del área de la cuenca posee suelos del orden Inceptisol, son de regular a mal drenados y requieren de prácticas de avenamiento, sin embargo en la mayor parte de la cuenca la pendiente permite el drenaje de los suelos.

Los Inceptisoles en la cuenca, son suelos que están empezando a mostrar un desarrollo de los horizontes, porque su tiempo de desarrollo es bastante joven. Están más desarrollados que los Entisoles, pero carecen de los rasgos característicos de los otros órdenes del suelo. Los Inceptisoles poseen mayor diversidad para el desarrollo de actividades agropecuarias entre las cuales se destaca: ganadería, banano, plátano, caña de azúcar, cacao, café, granos básicos, frutales, melón, sandía, raíces y tubérculos (ver Cuadro 3 y Figura 3).

Los Andisoles en la cuenca son suelos que están desarrollados sobre materiales volcánicos, se forman sobre cenizas y vidrios volcánicos, así como a partir de otros materiales piroclásticos. Los Andisoles poseen una cobertura del 16.32% del área total de la cuenca, aptos para la siembra de una amplia gama de cultivos anuales y permanentes hasta plantaciones forestales; pero se recomienda realizar prácticas de manejo y conservación de suelos para evitar problemas de erosión y compactación (ver Cuadro 3).

Los Molisoles son los suelos de ecosistemas como los pastizales. Se caracterizan por un horizonte superficial oscuro. Este horizonte superficial fértil, conocido como un epipedón mólico, es el resultado de la adición a largo plazo de materiales orgánicos derivados de raíces de las plantas (ver Cuadro 3 y Figura 3).

---

<sup>4</sup> Suelo: parte superficial de la corteza terrestre, biológicamente activa que proviene de la desintegración o alteración física y química de roca y de los desechos de seres vivos.

Los Molisoles cubren un 10.20% del territorio de la cuenca, su material parietal es calcita por consiguiente estos suelos necesitan aplicación de fósforo (P), para obtener altos rendimientos de los cultivos. Se debe evitar el exceso de mecanización en estos suelos, debido a que son muy susceptibles a compactación y erosión. El inadecuado uso del agua para riego en estos suelos, puede ocasionar erosión de las capas superficiales del suelo (ver Cuadro 3 y Figura 3).

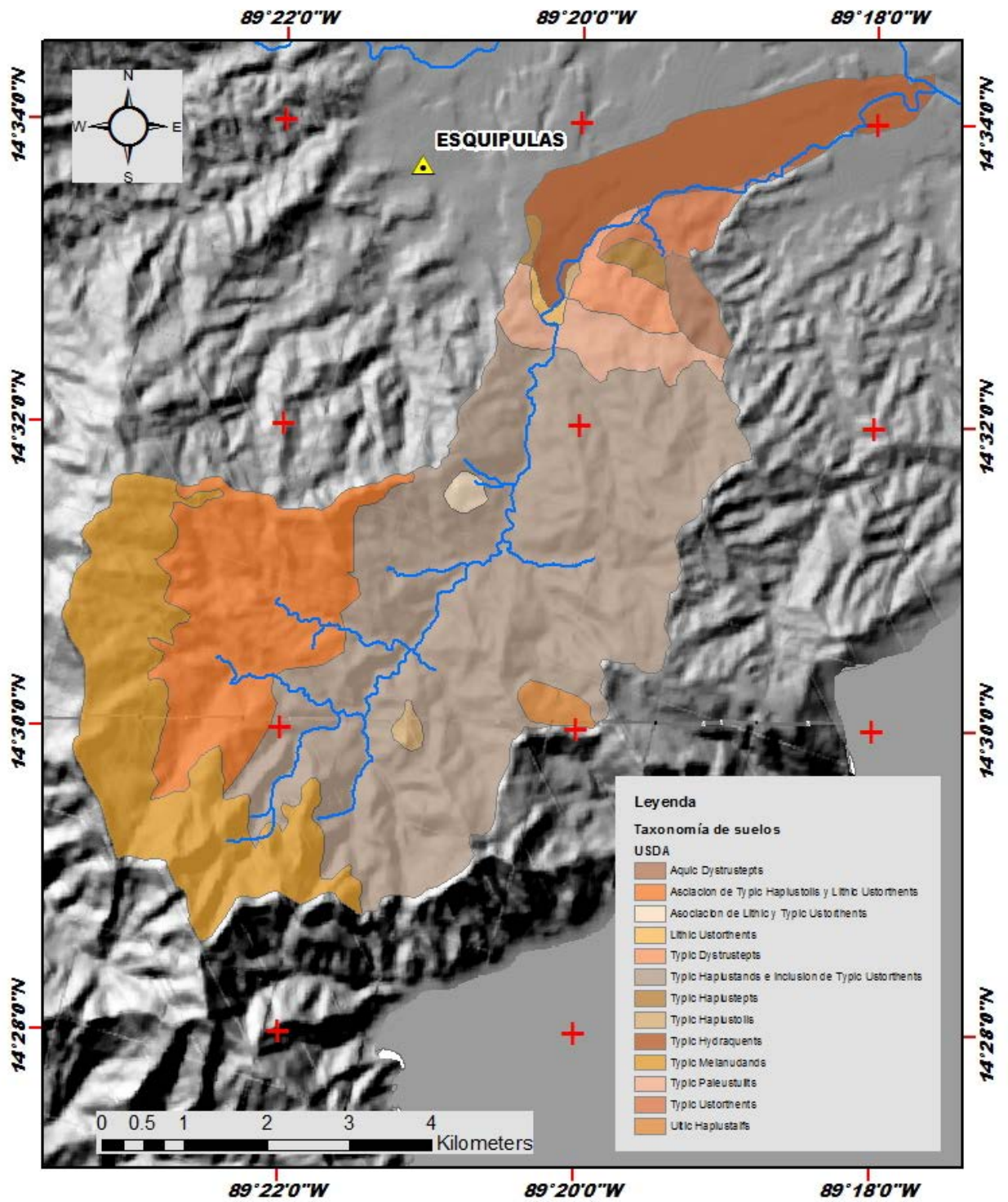
Por los órdenes de suelos existentes en la cuenca, la textura predominante en un 75% del territorio es franco arcillo arenoso, con pendientes pronunciadas y coberturas de cultivo de café (ver Cuadro 3).

**Cuadro 3.** Clasificación taxonómica de suelos en la cuenca del río Atulapa.

<b>Clase de suelos</b>	<b>Orden</b>	<b>km<sup>2</sup></b>	<b>%</b>
Aquic Dystrustepts	Inceptisol	0.56	1.28
Asociación de Typic Haplustolls y Lithic Ustorthents	Inceptisol	6.19	14.49
Asociación de Lithic y Typic Ustorthents	Inceptisol	0.18	0.42
Lithic Ustorthents	Entisol	0.12	0.27
Typic Dystrustepts	Inceptisol	0.84	1.96
Typic Haplustands e inclusión de Typic Ustorthents	Inceptisol	20.45	47.87
Typic Haplustepts	Inceptisol	0.33	0.77
Typic Haplustolls	Molisol	0.18	0.43
Typic Hydraquents	Molisol	4.17	9.77
Typic Melanudands	Andisol	7.06	16.52
Typic Paleustults	Ultisol	1.44	3.37
Typic Ustorthents	Entisol	0.87	2.03
Ultic Haplustalfs	Alfisol	0.35	0.82
<b>Total</b>		<b>42.72</b>	<b>100.00</b>

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

Figura 3. Mapa de Suelos, cuenca río Atulapa.



Fuente: Elaboración propia, 2018.

La clase de Capacidad de Uso de la Tierra VIIes predomina en la cuenca del río Atulapa, cubre el 80% del total en el territorio, posee suelos con limitaciones muy severas que los hacen no aptos para cultivos y restringen su uso a la producción de pastos o árboles y vida silvestre. Sus principales limitaciones son: pendiente muy pronunciada, erosión, suelos superficiales, pedregosidad y suelos excesivamente drenados (ver Cuadro 4 y Figura 4).

La clase IVe cubre un 14.49% del área total de la cuenca, posee suelos con limitantes muy severas que restringen la elección de cultivos o requieren de un manejo muy cuidadoso o ambos. Las limitantes de estos suelos bajo cultivo, incluyen: pendientes pronunciadas, severa susceptibilidad a la erosión, suelos de poco espesor, baja capacidad de retención de humedad, afectación de sales, y efectos moderadamente adversos del clima (ver Cuadro 4 y Figura 4).

La Clase IIIews cubre un 9.77% del área total de la cuenca, posee suelos con severas limitaciones que reducen la selección de plantas o requieren prácticas de conservación. Sus limitaciones pueden ser: pendientes moderadamente elevadas, alta susceptibilidad a la erosión, frecuentes inundaciones, baja fertilidad del subsuelo, exceso de humedad, poca profundidad del suelo subyacente a un horizonte endurecido y bajo contenido de nutrientes (ver Cuadro 4).

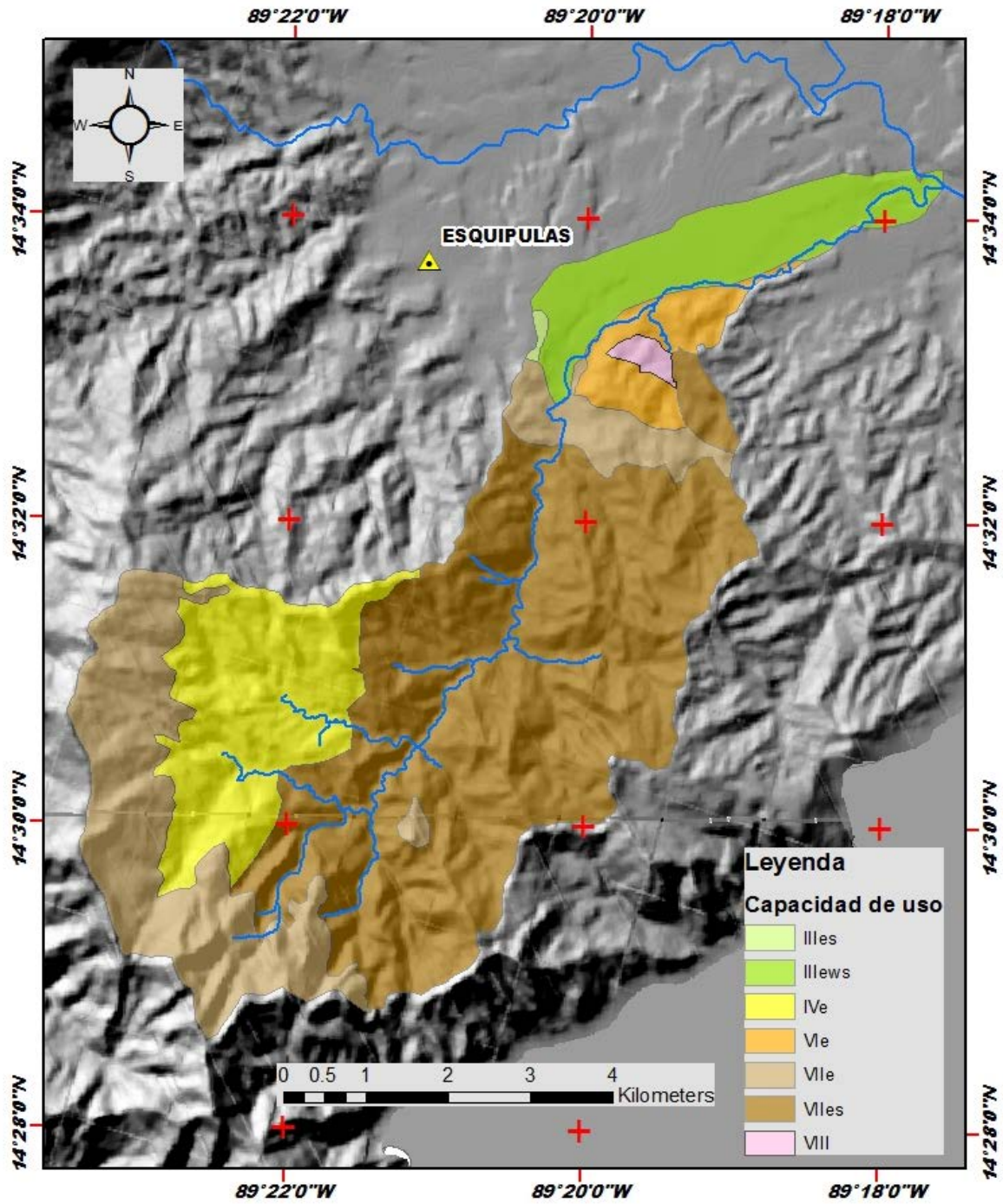
**Cuadro 4.** Clases de uso y cobertura de la tierra, cuenca río Atulapa.

<b>Clase</b>	<b>Km<sup>2</sup></b>	<b>%</b>
IIIes	0.08	00.18
IIIews	4.17	09.77
IVe	6.19	14.49
Vle	1.70	03.99
VIIe	8.79	20.59
VIIes	21.53	50.39
VIII	0.25	00.59
Total	42.72	100,00

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.



Figura 4. Mapa de Capacidad de Uso de la Tierra (Usda), cuenca río Atulapa.



Fuente: Elaboración propia, 2018.

## 2.4 Áreas Protegidas.

La cuenca del río Atulapa se localiza en el municipio de Esquipulas y Concepción Las Minas del departamento de Chiquimula, Guatemala. La cuenca se encuentra en el área de la Reserva de la Biosfera “La Fraternidad” del Plan Trifinio, es el punto de confluencia fronteriza de las Repúblicas de El Salvador, Guatemala y Honduras. La parte alta de la cuenca se ubica en torno al Cerro Montecristo, con alturas de 2.419 m.s.n.m. ver Figura 5 (CTPT. 2005).

**Figura 5.** Área Protegida Trinacional Montecristo (APTM).



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

Desde diciembre de 1974 en la reunión Centroamericana sobre el Manejo de Recursos Naturales y Culturales celebrada en San José, Costa Rica la superficie descrita llamó la atención de los tres países que la forman, proponiendo la creación del Área de Reserva Trifinio. Para efectos del plan de manejo integral, el convenio define como la zona núcleo a la región de 7,58 km<sup>2</sup> constituida por todo el departamento de Chiquimula y cuatro municipios norteños de Jutiapa, en Guatemala (CTPT. 2005).



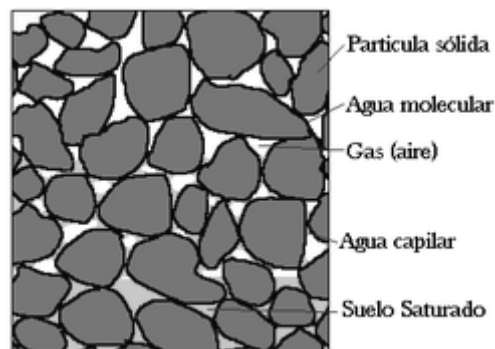
## 2.5 Hidrología.

La hidrología estudia el ciclo del agua en un territorio que regularmente es la cuenca hidrográfica, permite la evaluación cuantitativa sobre la distribución y circulación de los recursos hídricos en los océanos, atmósfera y superficie terrestre. Es indispensable analizar los ciclos hídricos en sistemas productivos, industriales, recreativos y otros. En los estudios hidrológicos locales es necesario tomar en cuenta diferentes parámetros, tales como: el tipo de suelo, uso y cobertura de la tierra, precipitación, evapotranspiración, escorrentía (efluente), humedad y permeabilidad edáfica (Ray Linsley, 1967; Horton, 1933).

## 2.6 Humedad del suelo.

La humedad del suelo es la cantidad de agua por volumen de tierra que hay en un terreno y es de gran importancia, debido a que constituye un factor determinante en la formación, conservación, fertilidad y productividad del mismo, así como también, para la germinación, crecimiento y desarrollo de las plantas. (Fao, 2015). En la Figura 6 se observa el agua edáfica que se presenta en forma capilar, molecular/higroscópica y gravitacional, (Ray Linsley, 1967; Horton, 1933).

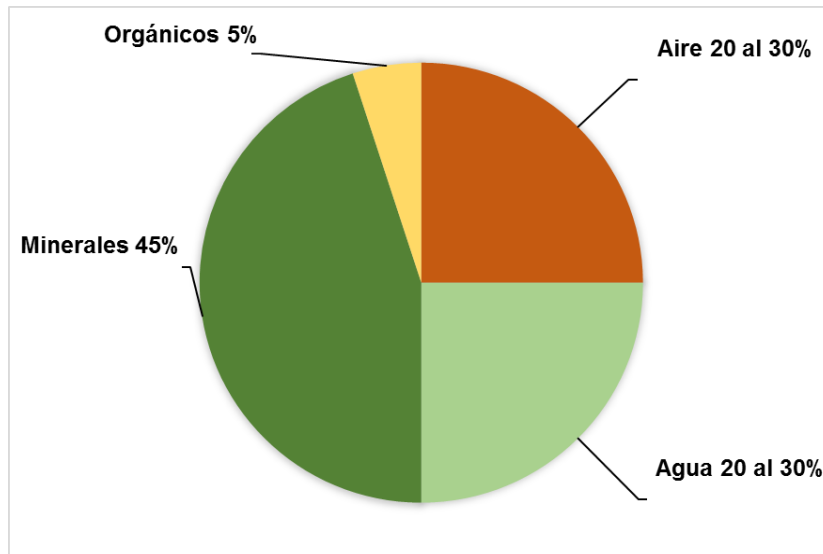
**Figura 6.** Tipos de agua en el suelo.



**Fuente:** Fao, 2015.

La Figura 7, representa la estructura permeable del suelo, en promedio el suelo posee una zona porosa del 20% al 30% de aire y 20% al 30% de agua. En la zona sólida un 45% de minerales y orgánicos un 5% (Fao, 2015).

**Figura 7.** Componentes del suelo promedios normales



**Fuente:** Elaboración propia con datos de Globa Foundation for Democracy and Development, (2015).

## 2.7 Permeabilidad del suelo.

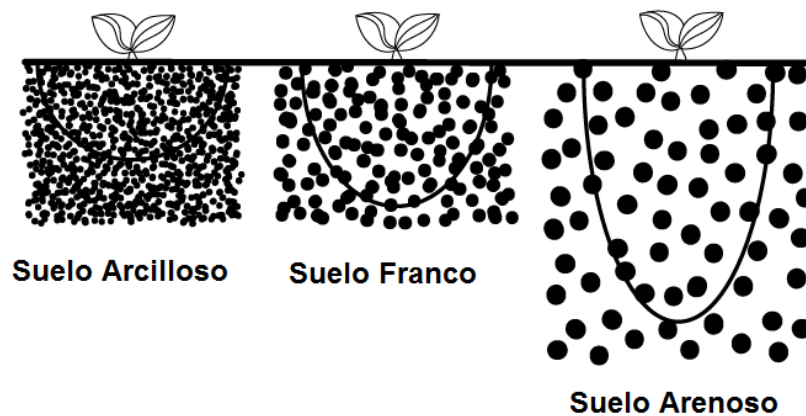
La permeabilidad del suelo es la propiedad que tiene de transmitir el agua y el aire (Fao, 2015). Por regla general, como se muestra en la Cuadro 5, mientras más fina sea la textura del suelo, más lenta será la permeabilidad.

**Cuadro 5.** Tipos de permeabilidad según textura.

Suelo	Textura	Permeabilidad
Suelos arcillosos	Fina	De muy lenta a muy rápida
Suelos limosos	Moderadamente fina Moderadamente gruesa	
Suelos arenosos	Gruesa	

Fuente: Fao, 2015.

En la Figura 8, se observan las formas de almacenamiento superficial del agua en el suelo, según su permeabilidad. En suelos arcillosos, la circulación del agua es hacia los lados por la lenta infiltración y percolación de los acuíferos que regularmente son artesianos, pero en texturas arenosas la forma es alargada por la facilidad de infiltración y percolación alimentando acuíferos confinados muy productivos (Fao, 2015).

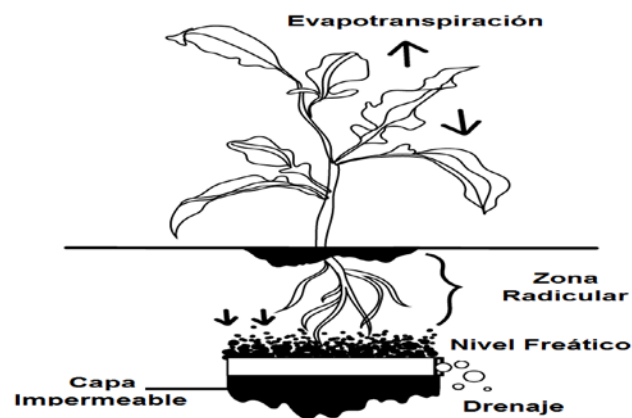
**Figura 8.** Formas de percolación de agua en el suelo según textura.

Fuente: Elaboración propia, 2018.

## 2.8 Sistema de drenaje del suelo.

La función principal de un sistema de drenaje consiste en permitir la retirada de agua que se acumula en depresiones topográficas del terreno, causando inconvenientes ya sea en la agricultura, la industria, las zonas recreativas, las urbanizaciones y las carreteras. En la Figura 9, se observa como el drenaje permite evacuar agua retenida por sectores impermeables constituidas por suelos arcillosos y limosos (Fao, 2015).

**Figura 9.** Sistema de drenaje del suelo.

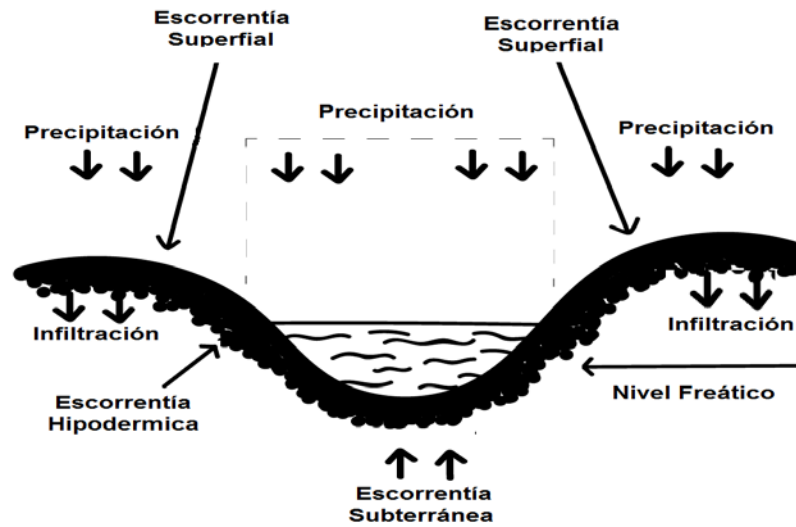


**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

## 2.9 Escorrentía.

En la Figura 10, se observa a la escorrentía como una lámina de agua que no se infiltró en el suelo y escurre en la superficie del mismo hacia un punto determinado. Hay tres tipos de escorrentía: superficial, subsuperficial e hipodérmica. El escurrimiento se forma cuando las precipitaciones superan la capacidad de infiltración del suelo.

**Figura 10.** Tipos de escorrentía superficial



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

En zonas productivas agrícolas o industriales, zonas recreativas y otros, la escorrentía se traduce en el afluente de agua utilizada y conducida a sistemas de tratamiento como plantas, pozos de absorción y zanjas de infiltración (Horton, 1933).

### 2.10 Balance hídrico del suelo.

Partiendo del conocimiento de los parámetros meteorológicos mensuales, se evalúa el balance hídrico (superficial y subterráneo) a lo largo del año son: la precipitación, evapotranspiración potencial, humedad inicial del suelo y capacidad de retención que definen la falta y excesos de agua. En el Cuadro 6, se observa la capacidad de retención de humedad en el suelo (CR) expresada en milímetros por metro (mm/m) varía según su textura (Fao, 2015).

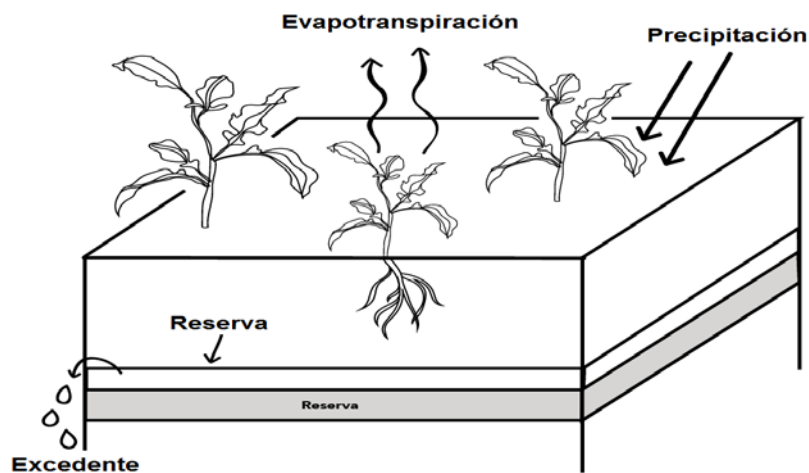
**Cuadro 6.** Capacidad de retención de humedad (CR) según textura en milímetros por metro.

Textura	CR mm/m
arenosos fino	100
franco arenoso fino	150
franco limoso	200
franco arcilloso	250
Arcilloso	300

**Fuente:** Fao, 2015.

En la Figura 11, se observa cuando el suelo tiene contenido de humedad superior a la capacidad de retención. El exceso (agua gravitacional) se pierde por gravedad a través de la infiltración y percolación hacia las aguas subterráneas (Fao, 2015).

**Figura 11.** Infiltración de agua en el suelo.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

### **2.11 Cuenca hidrográfica.**

La cuenca se define como, el área natural en la cual el agua cae por precipitación y se une para formar un curso principal. En forma general se puede definir una zona que es drenada por un río (Ray Linsley, 1967).

### **2.12 Precipitación.**

La precipitación es cualquier producto de la condensación del vapor de agua atmosférico, que se deposita en la superficie de la Tierra. Ocurre cuando la atmósfera (solución gaseosa) se satura con el vapor de agua y se condensa precipitando. La saturación es a través de dos procesos: por enfriamiento y añadiendo humedad (Ray Linsley, 1967).

La precipitación que alcanza la superficie de la tierra puede producirse de formas diversas como: lluvia, lluvia congelada, llovizna, nieve, aguanieve y granizo. La virga es la precipitación que comienza a caer a la tierra pero que se evapora antes de alcanzar la superficie (Ray Linsley, 1967).

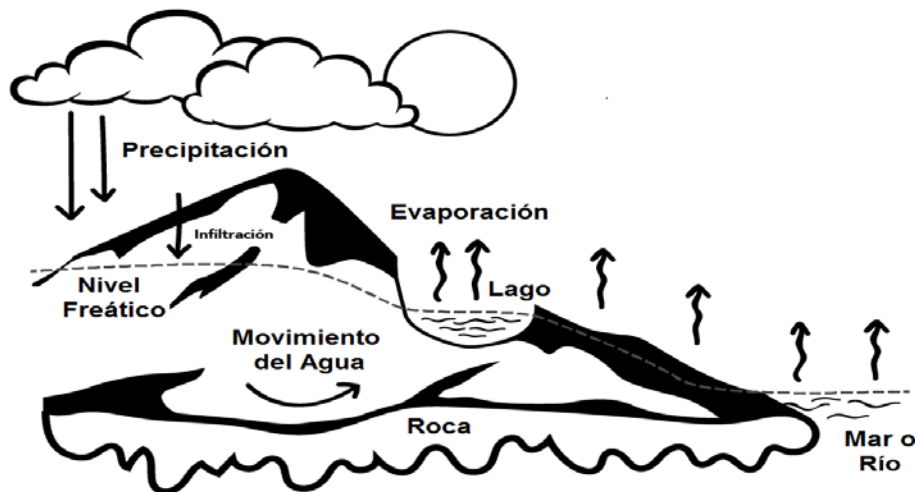
La precipitación es un componente principal del ciclo hidrológico, es responsable de depositar la mayor parte de agua dulce en el planeta. Aproximadamente 505.000 km<sup>3</sup> de agua caen como precipitación cada año y de ellos 398.000 km<sup>3</sup> caen sobre los océanos. Dada el área superficial de la Tierra, eso significa que la precipitación anual promediada globalmente es aproximadamente de 1,0 m, y la precipitación anual sobre los océanos es de 1,1 m (Ray Linsley, 1967).

### **2.13 Ciclo hidrológico (o del agua).**

El ciclo del agua ilustrado en la Figura 12, también conocido como ciclo hidrológico, describe el movimiento continuo y cíclico del agua en el planeta Tierra.

El agua puede cambiar su estado líquido a vapor y hielo, en varias etapas del ciclo y los procesos pueden ocurrir en cuestión de segundos o en millones de años. Aunque el equilibrio del agua en la Tierra permanece relativamente constante en el tiempo, las moléculas de agua individuales pueden circular rápidamente (Ray Linsley, 1967).

**Figura 12.** Ciclo hidrológico del agua



Fuente: Elaboración propia, 2018.

El sol dirige el ciclo hidrológico calentando el agua de los océanos. Parte de esta agua se evapora, convirtiéndose en vapor de agua. El hielo y la nieve pueden sublimar directamente en vapor de agua. Las corrientes de aire ascendentes toman el vapor de la atmósfera, junto con el agua de evapotranspiración, que es el agua procedente de las plantas y la evaporación del suelo. El vapor se eleva en el aire, donde las temperaturas más frías hacen que se condense en nubes.

Las corrientes de aire mueven las nubes alrededor del globo. Las partículas de las nubes chocan, crecen y caen precipitando del cielo. Algunas caen como precipitaciones de nieve y pueden acumularse en casquetes polares y glaciares, que almacenan el agua congelada durante miles de años (Ray Linsley, 1967).



En climas más cálidos, los bloques de nieve a menudo se descongelan y se derriten cuando llega la primavera y el agua derretida fluye por la tierra. La mayor parte de la precipitación cae sobre los océanos o la tierra, donde, debido a la gravedad, fluye sobre la superficie. Una parte de esa agua entra en los ríos a través de valles en el paisaje y la corriente mueve el agua hacia los océanos. El agua filtrada pasa a las aguas subterráneas, que se acumulan y son almacenadas como agua dulce en lagos. No toda el agua fluye por los ríos. La mayor parte de ella empapa la tierra como infiltración. Un porcentaje bajo del agua se infiltra profundamente en la tierra y rellena acuíferos (roca subsuperficial saturada), que almacenan cantidades enormes de agua dulce durante largos períodos. Algunas infiltraciones permanecen cerca de la superficie de la tierra y pueden emerger, acabando como agua superficial (y oceánica). Algunas aguas subterráneas encuentran grietas en la tierra y emergen. Con el tiempo, el agua sigue fluyendo, para entrar de nuevo en el océano, donde el ciclo se renueva (Ray Linsley, 1967; Marcano, 2013)

La atmósfera terrestre contiene unos 13.000 km<sup>3</sup> de agua. Esta cantidad representa el 10% de los recursos de agua dulce del planeta que no se encuentran en las aguas subterráneas, en los casquetes polares ni en el permafrost. Sin embargo, este vapor circula en la atmósfera en un “envoltura dinámica global”, que contiene un volumen anual considerable y recurrente, que se estima entre los 113.500 km<sup>3</sup> y los 120.000 km<sup>3</sup>. Estos volúmenes ilustran el rol esencial que desempeñan las precipitaciones en la renovación de nuestros recursos hídricos naturales, sobre todo aquéllos que se utilizan para abastecer los ecosistemas naturales y los cultivos.

- En un clima templado, el 33% de la precipitación total generalmente vuelve a la atmósfera por evaporación o evapotranspiración, el 33 % se convierte en

agua superficial a través de la escorrentía y el 33% recarga las aguas subterráneas.

- En un clima semiárido, el 50% del total de las precipitaciones generalmente vuelve a la atmósfera por evaporación o evapotranspiración, el 30 % se convierte en agua superficial a través de la escorrentía y el 20% recarga las aguas subterráneas.
- En un clima árido, el 70% del total de la precipitación generalmente vuelve a la atmósfera por evaporación o evapotranspiración, el 29 % se convierte en agua superficial a través de la escorrentía y sólo el 1% recarga las aguas subterráneas (Hydrometeorological, 1971).

#### **2.14 Investigaciones sobre Balances Hídricos Superficiales.**

La cantidad total de agua que hay en el planeta es 1.386.000.000 millones de metros cúbicos, de los cuales 1.338.000.000, casi el 96,5 %, es agua salada localizada en mares y océanos. Solamente un 3 % de los recursos hídricos a nivel global es dulce, donde el 1,74 % se encuentra en forma de hielo en los glaciares y casquetes polares, que hoy en día, como consecuencia de la variabilidad climática, se están derritiendo (Hydrometeorological, 1971).

La encuesta geológica de los Estados Unidos, en el año 1967 y el ciclo hidrológico (Panfleto), U.S. Geological Survey en 1984, informó que el agua en la Tierra constituye el 71 % de la superficie total terrestre, pero el 97,24% de ésta se localiza en los océanos. Podría considerarse que es un porcentaje alto, sin embargo, su compleja distribución y difícil accesibilidad para ser utilizada por el ser humano dificulta su uso sostenible, por consiguiente, es de importancia el estudio de aguas superficiales en los continentes a escalas detalladas (United States Geological Survey, 2015).

Es de gran importancia conocer la situación del recurso hídrico en Centro América. En la región centroamericana, Guatemala ocupa la cuarta posición en cuanto a disponibilidad de agua superficial y es el país con mayor población, con un 80% más que los otros países, presentado en el informe sobre la Situación de los Recursos Hídricos en Centroamérica de la Comisión Centroamericana de Ambiente y Desarrollo, dependencia del Sistema de Integración Centroamericano, SICA (Asociación Mundial para el Agua, 2006).

Guatemala, con un territorio de 108.889 km<sup>2</sup>, se encuentra entre el Océano Pacífico y el Mar Caribe con 250 km. y 100 km. de costa respectivamente. La precipitación territorial promedio anual es de aproximadamente 2.250 mm, con variaciones que van desde 700 mm en las regiones secas, hasta los 5.430 mm en la zona norte. La lluvia se concentra en junio y septiembre, con una canícula o período de menor precipitación, de julio y agosto (Instituto de Incidencia Ambiental, 2003).

Por su orografía, el país se divide en tres vertientes de escurrimiento superficial:

- Vertiente del Pacífico (22% del territorio y 15% del recurso hídrico disponible).
- Vertiente del Atlántico o Caribe (31% del territorio y 23% del agua disponible).
- Vertiente del Golfo de México (47% del territorio y 62% del recurso). La orografía facilita la conformación de lagos y lagunas. La riqueza hídrica incluye 23 lagos y 119 pequeñas lagunas con una superficie de agua de 50 km<sup>2</sup>. El potencial de agua subterránea, calculado con base en el índice de infiltración se estima en 30 mil millones de m<sup>3</sup> (Instituto de Incidencia Ambiental, 2003)

En América Latina destacan los siguientes estudios de balances hídricos superficiales:

- Hidrogeología, Disponibilidad de agua subterránea, Plan maestro de riego y drenaje de Guatemala (Maga, 1990).
- Balance hidrológico de las subcuencas de la república de Guatemala (Saubes, 2015).
- Balance hídrico en Uruguay realizado por el Ministerio de Transporte y Obras Públicas, Dirección Nacional de Hidrografía de Uruguay (Jaurequi, 2001).
- Balance hídrico superficial de Costa Rica realizado por el Programa Hidrológico Internacional en Costa Rica (Programa Hidrológico Internacional, 2007).
- Balance hídrico integrado y dinámico en el Salvador realizado por el Servicios Nacionales de Estudios Territoriales del Salvador (Servicio Nacional de Estudios Territoriales, 2005).

Los modelos hidrológicos pretenden analizar cómo opera el sistema con el control de registros de entrada y salida para predecir escenarios, representa de forma simplificada los diferentes parámetros del ciclo hidrológico, tales como: precipitación, evapotranspiración, humedad del suelo, retención de humedad, escorrentía y otros. Las entradas y salidas del modelo son variables cuantitativas y la estructura se fundamenta en ecuaciones. Cada una de las variables mencionadas, puede ser analizada individualmente y los resultados ser combinados según la interacción entre los mismos (Chow, 1994).

Los modelos hidrológicos pueden dividirse en dos categorías: físicos y matemáticos. Los primeros representan el sistema en una escala reducida y de forma análoga, utilizan otro sistema físico con propiedades similares a las del prototipo (Chow, 1994).

Los modelos matemáticos representan el ciclo hidrológico en forma abstracta, con un conjunto de ecuaciones relacionadas con variables de entrada y salida, que pueden ser en función del espacio y tiempo o bien de registros

probabilísticos o aleatorios, que no tienen un valor fijo en un punto particular. Estos datos están descritos a través de distribuciones de probabilidad<sup>5</sup> (Chow, 1994).

Por ejemplo, la temperatura media durante una semana no puede pronosticarse con exactitud, pero sí es posible calcular la probabilidad del comportamiento a través de registros históricos y fenómenos regionales y globales. La Figura 13, representa como se clasifican los modelos hidrológicos de acuerdo a la variación del espacio, tiempo y aleatoriedad (Chow, 1994).

Desde el punto de vista de la aleatoriedad los modelos hidrológicos se clasifican en determinísticos<sup>6</sup> y estocásticos<sup>7</sup>. Mediante los modelos determinísticos, un parámetro de entrada calcula una salida. Lo contrario sucede con los modelos estocásticos que presentan salidas aleatorias. Se puede señalar que los modelos determinísticos realizan pronósticos y los modelos estocásticos llevan a cabo predicciones, pero éstos últimos requieren registros históricos de más de 50 años o mayor para que las predicciones sean más ajustadas a la realidad (Chow, 1994).

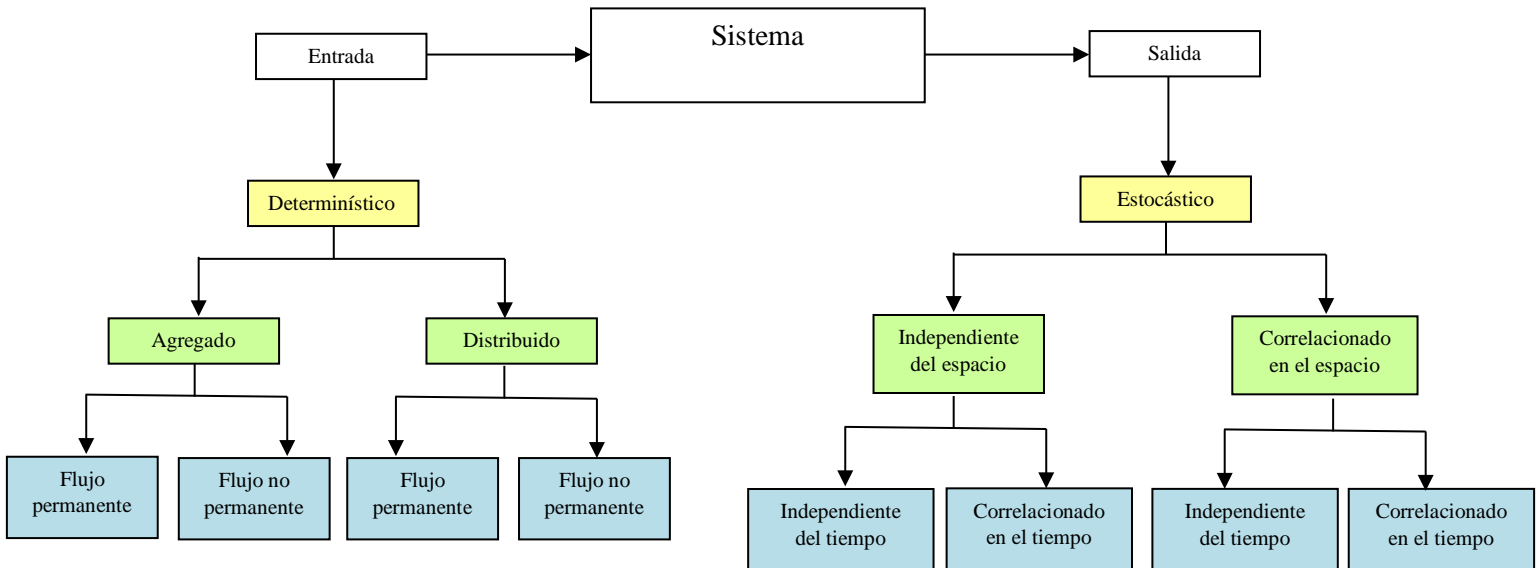
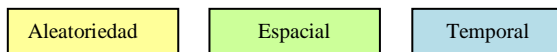
La clasificación de modelos hidrológicos según la forma en la Figura 13, está dividida de acuerdo a su aleatoriedad, variabilidad espacial y temporal de los fenómenos hidrológicos (Chow, 1994).

---

<sup>5</sup> Probabilidad, cálculo matemático de la posibilidad que existe de que un fenómeno suceda al azar.

<sup>6</sup> Determinístico, modelo matemático en donde se determina las entradas o condiciones iniciales que producirán las salidas.

<sup>7</sup> Estocástico, modelos estadísticos que toman en cuenta la aleatoriedad de un fenómeno.

**Figura 13.** Clasificación de modelos hidrológicos.**Simbología**

**Fuente:** Elaboración propia, 2018; Chow, 1994.

**2.15 Estudios de Balances Hídricos del suelo.**

Las cuencas endorreicas están sufriendo por la crisis del agua y los ecosistemas. En la cuenca del río Heihe se utilizó un modelo eco hidrológico integrado, en combinación con observaciones sistemáticas, para analizar el ciclo hidrológico, zona típica en la región árida de China. Los resultados mostraron que el calentamiento del clima, ha llevado a una mayor precipitación, deshielo, derretimiento de glaciares y escorrentía, es un factor favorable para el alivio de la escasez de agua. Las actividades humanas, incluido el desvío ecológico de agua, la expansión de las tierras de cultivo y la sobreexplotación de las aguas subterráneas, tienen efectos tanto positivos como negativos (Li, X., Cheng, G., Ge, Y., Li, H., Han, F., Hu, X. & Zhang, Y., 2018).

El estudio de la disponibilidad de agua en el Perú, desarrollado por el Senamhi a través de la Dirección General de Hidrología y Recursos Hídricos, fue elaborado para analizar la precipitación, temperatura y caudal utilizando un sistema de información geográfica, permitió conocer su distribución y variabilidad espacial y temporal, en una primera etapa. La evaluación del recurso hídrico en el Perú, implica cuantificar las entradas (precipitación) y las salidas (evapotranspiración), lo que orienta a la realización de una diferencia entre ellas para evaluar las zonas con déficit y excesos de humedad (Gálvez, 2011).

Para la evapotranspiración se utilizó el método de Thornthwaite. Se determinó que la disponibilidad de agua en la vertiente del Pacífico es de 16,42 mm, en el Atlántico es de 2.696,56 mm y en el Titicaca es de 129,85 mm, lo que indica el pobre aporte de precipitaciones que registra la costa peruana; y sin embargo, en ella se sustenta la actividad agrícola del país. El estudio pretende ser una herramienta técnica que apoye la planificación integral del recurso hídrico a nivel espacial y temporal (Gálvez, 2011).

En un estudio de tres cuencas representativas en Dakota del Sur: las cuencas de Bad River, Skunk Creek y Upper Big Sioux River se analizó los cambios en la hidrología entre dos décadas recientes (1980 y 2010) con la herramienta de Evaluación de Suelos y Agua (SWAT). Se crearon dos modelos SWAT en dos períodos de tiempo discretos (1981-1990 y 2005-2014) para cada cuenca. Los conjuntos de datos nacionales de cobertura terrestre de 1992 y 2011 se integraron, respectivamente, en los modelos 1981-1990 y 2005-2014, junto con los datos meteorológicos correspondientes, para permitir la comparación de escorrentía anual y estacional, contenido de agua en el suelo, evapotranspiración real (ET), rendimiento de agua y percolación entre estas dos décadas. Los resultados de la simulación basados en los modelos calibrados mostraron que la escorrentía superficial, el contenido de agua del suelo, el rendimiento del agua y la percolación

aumentaron en las tres cuencas hidrográficas. Las diferencias en los componentes del balance hídrico anual parecieron seguir los cambios en el uso de la tierra más estrechamente que la variación en las cantidades de precipitación, aunque la variación estacional en la precipitación se reflejó en la escorrentía superficial estacional (Paul, M., Rajib, M. A., & Ahiablame, L., 2017).

La comparación de dos diferentes métodos Thornthwaite y Turc para el análisis del balance hídrico de una cuenca, retomó algoritmos lineales fáciles de comprender y que actualmente se están utilizando en diferentes latitudes. El análisis del balance hídrico que se realizó en la cuenca en el Norte de Grecia es una zona ambientalmente sensible. La utilización de temperaturas medias mensuales en la ecuación de Thornthwaite resultó en una tasa de evapotranspiración real de 412,7 mm (80,23%). Sin embargo, la ecuación de Turc dio valores ligeramente más altos, es decir, que la evapotranspiración real fue de 428,8 mm, utilizando el factor de temperatura corregido, dio como resultado el cálculo de un valor de evapotranspiración similar al estimado por la ecuación de Thornthwaite (Gudulas, K., Voudouris, K., Soulios, G., & Dimopoulos, G., 2013).

En el estudio realizado por Booij, M. J., & Krol, M. S. (2010), se comparan tres medidas diferentes para determinar el equilibrio óptimo del balance hídrico fueron: el método de rango combinado, la identificabilidad de los parámetros y la validación del modelo. Los resultados indicaron que las diferencias en el equilibrio óptimo entre el método de rango combinado y la identificabilidad de los parámetros, por una parte, y la validación del modelo, por otra, son considerables. En promedio, el rendimiento del método de rango combinado es algo mejor que el de la identificabilidad de los parámetros (respectivamente 3,6% y 5,0% por debajo del óptimo teórico), donde el rendimiento de la validación del modelo es considerablemente menor (22,4% por debajo del óptimo teórico).



El estudio realizado por Fowe, T., Karambiri, H., Paturel, J. E., Poussin, J. C., & Cecchi, P. (2015) se llevó a cabo en un embalse ubicado en el Sur de Burkina Faso, que fue monitoreado durante 2 años (de abril de 2012 a abril de 2014). Se desarrolló un enfoque simple basado en la ecuación de conservación de masa para estimar los flujos de yacimientos. Para un corto período de monitoreo hidrológico, los patrones de lluvia, evaporación y llenado del reservorio revelaron un balance hidrológico diferente del reservorio entre estos 2 años. Se observó una disminución del 32% en la precipitación anual por efectos de la variabilidad climática conduce a una reducción del 50% en el coeficiente de escurrimiento.

En el estudio sobre *El balance hídrico en la cuenca del río Quequén Salado, Argentina* se determinó la disponibilidad de agua y la relación existente entre el exceso representado por el escurrimiento superficial. Se observó que el déficit de agua ha ido disminuyendo paulatinamente en los diferentes períodos considerados, en tanto que el exceso se ha incrementado. La evapotranspiración potencial fue calculada mediante comparación, utilizando dos métodos. Se analizó la variación de las precipitaciones y la eficiencia hídrica en los distintos períodos seleccionados. Las correlaciones estadísticas de las precipitaciones y el caudal fueron óptimas, realizando análisis estacionales con aforos mayores a 2 m<sup>3</sup>/seg. Según la humedad que posee el suelo, se obtuvo un desfase de 2 meses de la máxima precipitación y el máximo caudal del río (Campo de Ferreiras, 1996).

El balance hídrico se calculó mediante el método de Thornthwaite y Mather. Esta metodología presenta dos ventajas: 1) Los datos necesarios para realizar los cálculos, precipitación y temperatura, son de obtención relativamente sencilla. 2) Utiliza valores exclusivamente climáticos con el objeto de expresar el valor relativo de la precipitación (Thornthwaite, 1957).

En el estudio sobre *Cambios de usos del suelo, humedad y excedentes hídricos en la Cuenca de Poyo Valencia* (Valencia), se realizó un análisis distribuido

de humedad y excedentes hídricos del suelo, utilizando una serie termo pluviométrica de quince años y cartografía de suelos de 1978 y 1991. La comparación de las series temporales de excedentes y humedad de los suelos, obtenidos para cada una de las cartografías de uso del suelo, permitió observar la tendencia de la cuenca a una mayor capacidad de retención de humedad y menor producción de excedentes en 1991 (Pascual, 1991).

El sistema de clasificación climática y el método para evaluar el balance hídrico de Thornthwaite es el más utilizado a nivel global. La clasificación cuantificó el clima y balance hídrico de diferentes regiones en términos de temperatura y precipitación promedio. Thornthwaite y otros climatólogos estadounidenses vieron las deficiencias del sistema Koppen, especialmente cuando se aplicaron a United States. Thornthwaite creía claramente que las interpretaciones de la evaporación y la transición eran la clave para descifrar el código de clasificación del clima y calcular el balance hídrico de una determinada área (Keim, B. D., 2010).

La mayor parte de los estudios hidrológicos se fundamentan en datos puntuales, sin tomar en cuenta la variabilidad espacial de los diversos componentes del Balance Hídrico, sobre todo los que se refieren a derivados de las características hídricas y uso del suelo. El modelo se modificó en cuanto al análisis puntual, ha distribuido mediante un Sistema de Información Geográfica (Aguilar, 1997).

El Balance hídrico de la cuenca de Noguera Ribagorzana demostró que la topografía de la cuenca es fundamental porque incide directamente en el relieve, vegetación y clima, dando lugar a la zonificación climática del área estudiada. Se observa una notable correlación entre menor evapotranspiración y mayor altitud<sup>8</sup>. Según el método de Thornthwaite, la alta cuenca parece tener unos índices de infiltración positivos (Castellví, 1979).

---

<sup>8</sup> Altitud, distancia vertical de un punto de la superficie terrestre respecto al nivel del mar.

El propósito del estudio en el bosque experimental Santee del Servicio Forestal del USDA al noreste de Charleston, Carolina del Sur fue documentar la hidrología y un método para cuantificar la oferta y demanda de agua en una cuenca forestal de primer orden. Las precipitaciones anuales para los períodos 2003 y 2004 fueron de 1.671 mm (300 mm por encima de lo normal) y 962 mm (más de 400 mm por debajo de lo normal), respectivamente. Los coeficientes de escorrentía (flujo de salida como una fracción de la precipitación total) para los períodos 2003 y 2004 fueron de 0,47 y 0,08, respectivamente, lo que indica una amplia variabilidad de las salidas como afectadas por las condiciones de antecedente. Un modelo de balance de agua mensual Thornthwaite basado en hoja de cálculo se probó en WS80 utilizando tres estimadores de evapotranspiración potenciales diferentes [Hamon, Thornthwaite y Penman-Monteith (P-M)]. Los métodos basados en Hamon y P-M se desempeñaron razonablemente bien con desviaciones medias absolutas promedio de 12,6 y 13,9 mm, respectivamente, entre las salidas medidas y las salidas pronosticadas. Estos resultados pueden tener implicaciones en las prácticas de manejo forestal y proporcionar información de referencia para las cuencas hidrográficas de la llanura de la costa atlántica (Harder, S. V., Amatya, D. M., Callahan, T. J., Trettin, C. C., & Hakkila, J., 2007)

Trabajos previos han logrado la asociación de los Balances Hídricos de Thornthwaite y Blaney y Criddle, esto se lleva a cabo, a través de la interacción del  $Kc^9$  del cultivo. Por otra parte, se ha sistematizado la incorporación de la Capacidad de Acumulación de Agua Disponible (Cad) a profundidad radicular por Barbieri, aspecto este un tanto aleatorio, quizá derivado de cuestiones físicas del suelo (Palacios, 1974).

---

<sup>9</sup>  $Kc$ , coeficiente de un cultivo, diferencia entre evaporación y transpiración.

La estimación de variables hidrometeorológicas y balance hídrico en zonas con información climática escasa, tal el caso de la subcuenca Quebrada Grande estado Yaracuy, (Venezuela) agosto 2009. Luis Lobato, Sonia Pavan, Emilio Nouel requieren de predicciones confiables sobre registros con el fin de establecer programas de siembra que garanticen un mayor rendimiento en su actividad productiva (Lobaton, 2009).

En el estudio de la cuenca del río Nilo Azul en Etiopía se comparó el nuevo método del balance de agua SWAT (SWAT-WB) con el SWAT original basado en el Número de Curva (CN). En la cuenca las predicciones de flujo fueron mejores utilizando SWAT-WB que SWAT-CN de 0.79 y 0.67, respectivamente. En las pruebas de temperatura templadas, las predicciones SWAT-WB y SWAT-CN fueron aproximadamente equivalentes menores de 0.70. La distribución espacial de las áreas generadoras de escorrentía fue muy diferente entre los dos modelos, con SWAT-WB que refleja los controles topográficos impuestos en el modelo. Los resultados muestran que un balance hídrico proporciona resultados mejores que el CN, con un enfoque más físico (White, E. D., Easton, Z. M., Fuka, D. R., Collick, A. S., Adgo, E., McCartney, M. & Steenhuis, T. S., 2011).

Los dos factores básicos en el desarrollo del riego<sup>10</sup> son el suelo y los recursos hídricos. Al llevar a cabo la determinación de los requerimientos unitarios de agua en un sistema de riego, encontramos los siguientes escenarios: cuando la superficie de la tierra es el factor limitante, la demanda del agua determinarán la cantidad aprovechable y; si el recurso hídrico es el factor limitante, los requerimientos unitarios determinan el tamaño del área a regar.

Se estimaron las variables hidrometeorológicas, utilizando el método de Thornthwaite que se basa en el concepto de evapotranspiración potencial y en el

---

<sup>10</sup> Riego, aportar agua a los cultivos por medio del suelo para satisfacer sus necesidades hídricas.

balance de vapor de agua, el cual contiene cuatro criterios básicos: índice global de humedad, variación estacional de la humedad efectiva, índice de eficiencia térmica y concentración estival de la eficacia térmica. La evapotranspiración potencial (Etp), se determina a partir de la temperatura media mensual, corregida según la duración del día; y la disponibilidad de agua se calcula a partir del balance de vapor de agua, considerando la humedad en milímetros (Aguirre, 2008).

En la cuenca de Yingluoxia, se propuso un método integral para calibrar el modelo de la Herramienta de Evaluación de Suelos y Aguas (SWAT), área aguas arriba de la cuenca del río Heihe; se basaba en características de drenaje integrado multitemporal, multivariable y multisitio. Los resultados indicaron que el método fue efectivo y factible; los valores de Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) y Coefficient of Determination ( $r^2$ ) fueron mayores que 0,81 y tan altos como 0,94 y los valores absolutos de Percent Bias (PBIAS) fueron menores que 2. Basados en la salida del modelo, el balance de agua en la cuenca de Yingluoxia se analizó que la precipitación media anual, la evapotranspiración y la descarga de la cuenca de 1990 a 2000 fueron de 491,8 mm, 334 mm y 157,8 mm, respectivamente (Lu, Z., Zou, S., Xiao, H., Zheng, C., Yin, Z., & Wang, W., 2015)

El análisis del Balance Hídrico del río Cataratas, Chubut, Argentina realizado por Mariana P. Torrero, Doctora en Geografía tuvo como objeto calcular demandas y ofertas de agua mediante el método de Thornthwaite y Mather para evaluar las disponibilidades hídricas de la cuenca y la relación existente entre el exceso de agua y el caudal escurrido, a partir de la aplicación del método de escurrimiento progresivo. Los resultados permitieron determinar un período de meses secos coincidentes con el verano y húmedos en época invernal (Torrero, 2011).

El Balance hídrico superficial de Costa Rica para el período de 1970-2002 se elaboró como una iniciativa del Programa Hidrológico Internacional de la Unesco para América Latina y el Caribe (Phi-Lac), en coordinación con el Comité Nacional

de Hidrología y Meteorología, y con el Comité Regional de Recursos Hidráulicos (Crrh) (Programa Hidrológico Internacional, 2007).

En Costa Rica el componente del clima con mayor variación es la precipitación debido principalmente a la interacción del viento y la pronunciada orografía. Se distinguen claramente dos regímenes de lluvia, uno en la vertiente del Caribe y del Pacífico. El Caribe se caracteriza por presentar lluvias durante todo el año. En esta zona, la distribución del área de la precipitación muestra que los niveles máximos se registran en las áreas intermedias entre el nivel del mar y las partes más altas de las cordilleras, tendiendo a disminuir aguas arriba (Programa Hidrológico Internacional, 2007).

El Balance Hídrico que se desarrolló en El Salvador presenta un carácter integrador y dinámico: porque involucra aspectos tanto de cantidad y calidad de las aguas superficiales y subterráneas, así como de la demanda por parte de los sectores usuarios del recurso, tomando en consideración las restricciones por factores de calidad, para establecer la condición actual de disponibilidad de agua. Es dinámico por su actualización periódicamente de forma automatizada, se han desarrollado diversas aplicaciones que permitirán calcular anualmente el balance hídrico a partir de la nueva información que se genere en cada uno de los parámetros, a través del monitoreo permanente de las variables hidroclimáticas que realiza el Servicio Nacional de Estudios Territoriales, (Snet) (Servicio Nacional de Estudios Territoriales, 2005).

El cambio de uso del suelo influye en el balance hídrico de una región, afecta la disponibilidad de agua junto con el cambio en la evapotranspiración real (ET). Los principales objetivos del estudio en la cuenca del río Narmada en Madhya Pradesh, India fueron evaluar el cambio en el uso del suelo y su impacto en el balance hídrico. El efecto de los cambios se muestra en 12 subcuencas diferentes del área, lo que refleja un aumento en el rendimiento de agua (escorrentía, incluida la salida de

aguas subterráneas) y escorrentía superficial, pero disminución de evapotranspiración real. La reducción en las áreas de vegetación y al aumento en las tierras agrícolas y los asentamientos ha provocado un aumento de la escorrentía y una disminución de la Evapotranspiración real. El rendimiento del agua ha aumentado en un 6,98% desde 1990 hasta 2011 y en un 17,5%, según lo proyectado en 2050. La Evapotranspiración real disminuye un 3,37% entre 1990 y 2011 y un 8,40% en 2050. La simulación con el SWAT utilizando el cambio de uso de la tierra mostró una reducción en la ET y un aumento de la escorrentía en diferentes subcuencas, lo que debe considerarse en términos de manejo (Kundu, S., Khare, D., & Mondal, A., 2017)

De esta manera podrá determinarse la influencia de fenómenos relacionados con la variabilidad climática, tales como El Niño Oscilación del Sur (Enos), sequías e inundaciones y permitir generar resultados con escenarios de cambios de uso de suelo, diferencias en la demanda hídrica y la variabilidad climática. Esto permitirá que la información resultante en mapas, cuadros y gráficos, pueda ser dinámica y actualizada reflejando las condiciones del recurso hídrico a través de índices de escasez y presión del ambiente (Servicio Nacional de Estudios Territoriales, 2005).

El estudio realizado consideró dos cuencas hidrográficas, el lago Tana y Beles en la cuenca del Alto Nilo Azul en Etiopía. Se analizó la conducción de modelos hidrológicos utilizando los mapas LULC y la Herramienta de Evaluación de Suelos y Aguas (SWAT) permitió comprender cómo los cambios en los tipos distintivos de uso del suelo y cobertura del suelo (LULC), influyen en la hidrología de la cuenca mejoraría en gran medida la dinámica del LULC para la gestión sostenible de los recursos hídricos. Como resultado, la expansión de las tierras de cultivo y la disminución de los arbustos leñosos parecen ser importantes factores de estrés ambiental que afectan los recursos hídricos locales se obtuvo mayor escorrentía y el menor flujo de base y la evapotranspiración real tendrían impactos negativos en los recursos hídricos, especialmente en relación con la erosión y la

sedimentación en la cuenca superior del río Nilo Azul (Woldesenbet, T. A., Elagib, N. A., Ribbe, L., & Heinrich, J., 2017)

## **2.16 Aspectos generales de Sistemas de Información Geográfica (Sig) en proyectos vinculados con el recurso hídrico.**

Los Sistemas de Información Geográfica (Sig) son una herramienta computarizada desarrollada en adquirir, analizar, modelar, almacenar y desplegar información geográfica digital. Los Sig involucran una gran cantidad de variables y sus interrelaciones para conocer el resultado de combinarlas en distintos escenarios, que faciliten la toma de decisiones al escoger mejor alternativa, a la vez, puede mantener los registros actualizados para medir cambios y evolución de un fenómeno (Aguilar, 2007; Alzatate, 2003; López, 2003).

Actualmente los sistemas de información geográfica a través de la programación computarizada pueden integrarse con modelos hidrológicos (Alzatate, 2003).

Es así como los Sig conjuntamente con el desarrollo de la tecnología, generan modelos que integran diversas variables meteorológicas facilitando la interpretación del ciclo hidrológico. A la vez hay herramientas incorporadas que permiten el análisis de parámetros meteorológicos como la interpolación<sup>11</sup>, delimitación de cuencas, morfometría y otros (McDonnell, 1998).

El uso de los Sig aplicados a la modelación hidrológica en general, proporciona ventajas en la simulación de los parámetros meteorológicos, conociendo el comportamiento espacial de un balance hidrológico en un territorio (Días, 1996).

---

<sup>11</sup>Interpolación, la obtención de nuevos puntos partiendo del conocimiento de un conjunto de datos.



En las investigaciones académicas como las de la Universidad de Clark se desarrollaron herramientas Sig a solicitud de la comunidad de hidrólogos, para establecer las representaciones digitales del terreno. En la década de los noventas se han construido modelos hidrológicos distribuidos con mapas en formato de imagen<sup>12</sup>.

En 1998, el Centro de Investigación en Recursos Hídricos de la Universidad de Texas crea el Crwr-PrePro, un preprocesador en ArcView que extrae información de datos espaciales digitales y la dispone para ser usada por un software hidrológico (Olivera, 1999).

En la última década, aumentó la disponibilidad de datos espaciales y la generación de modelos hidrológicos, tales como: ArcSwat, Hidrosig, Aquacrop, Georas, Mike 12, otros que corren en plataforma de ArcGis.

Los sistemas de información geográfica permitieron el enlace entre métodos indirectos para determinar el balance hídrico del suelo y el análisis espacial del resultado de estos métodos indirectos. Por consiguiente, utilizando programación en Python es posible crear aplicaciones en un Sig para un análisis distribuido, con el fin de establecer balances hídricos del suelo a través de métodos indirectos.

El balance hídrico, determinado a través de un método indirecto de medición evalúa el contenido de humedad de los suelos y sus excedentes. El consumo de agua de las plantas y la retención de agua en el suelo deben ser cuidadosamente determinados (Shaw, 1982; Ponce, 1989). Otras extensiones de modelos se han utilizado para establecer relaciones entre humedad antecedente, precipitación y escorrentía (Alley, 1984; Palmer, 1995).

---

<sup>12</sup> En formato de imagen, es una matriz de celdas (o píxeles) organizadas en filas y columnas (o una cuadrícula) en la que cada celda contiene un valor que representa información.

Otros autores, desarrollaron expresiones para evaluar la capacidad de infiltración y su evolución en el tiempo. Se consideraba que el exceso de precipitación sobre la capacidad de infiltración era el origen de la escorrentía superficial y por ende, de la formación de los picos de avenida rápidos que se observan en los cauces (Horton, 1933).

Actualmente, y debido al cambio de plataformas y lenguajes de programación, no es posible utilizar el modelo generado por el sistema experto que utilizaba el lenguaje de programación Avenue<sup>13</sup>, propio del software de sistemas de información geográfica ArcView, que durante un tiempo permitió modelar un balance hídrico climático superficial, a partir de datos base de relativa fácil obtención, sin embargo la modificación de la programación no permiten utilizar el modelo (Alzate, 2003).

El HidroSig consiste en una herramienta especializada para la estimación de balances hidrológicos utilizada en Colombia, como un sistema de información geográfico en la estimación, despliegue, análisis y consulta interactiva de las variables del ciclo hidrológico, tales como: precipitación, evaporación potencial y real y escorrentía, a nivel anual y mensual. El Sig ha sido creado utilizando el lenguaje Interactive Data Language (IDL). El HidroSig es un Sig que estima los aspectos hidrológicos en cuencas con y sin medición, ya que permite estimar los caudales promedios en cualquier punto de la hidrografía colombiana, usando la metodología largo plazo (Mesa, 1994).

Los Sistemas de Información Georeferenciados, proporcionan al técnico y/o profesional, los conocimientos necesarios para utilizar un computador y equipos periféricos como herramientas que generan registros, solucionando problemas sobre cómo organizar bancos de datos, altamente desarrollados y dirigidos a la

---

<sup>13</sup> Avenue, lenguaje de programación para desarrollar aplicaciones espaciales.

planificación del recurso hídrico. Los Sig facilitan la adquisición, análisis, almacenamiento, edición e impresión de variables espaciales y tabulares en cuencas hidrográficas, minimizando tiempo y costos (López, 2003).

A la vez los Sig facilitan la manipulación de información tabular y espacial, en proyectos orientados al manejo de los recursos hídricos de las cuencas hidrográficas, integrando características geográficas de aspectos biofísicos y socioeconómicos. Estos parámetros son utilizados para realizar análisis a través de la sobre posición e integración de registros, los cuales generan mapas temáticos finales como balances hídricos y otros (López, 2003).

La organización de la base de datos en capas, responde a razones de claridad en la organización de los mismos y provee rápido acceso a los elementos de datos requeridos para análisis geográfico. Por lo tanto, la verdadera razón de aplicar un Sig es la de proveer un medio para análisis el Geográfico. Entre las diversas aplicaciones pueden mencionarse las siguientes:

- Consulta a la base de datos.
- Algebra de mapas.
- Operadores de distancia y modelaje de procesos.

Los Sistemas de Información Geográfica poseen diversidad de herramientas en cuanto a análisis espacial de los recursos hídricos, en dos y tres dimensiones (spatial analyst y 3d analyst). Los principales módulos de aplicación en el programa Arcgis se describen en el Cuadro 7.

**Cuadro 7.** Herramientas para el análisis espacial en dos y tres dimensiones mediante un Sistema de Información Geográfica.

Herramienta	Aplicación
Thiessen	Generación de polígonos de Thiessen.
Interpolación	La geoestadística en la generación de isolíneas de variables climáticas.
Hydrology	Delimitación de cuencas, determinación de características morfométricas (lineales, superficiales y relieve).
Model builder	Generación de modelos para la simulación de variables climáticas de forma geográfica.
GeoRas-Hecras	Simulación de crecidas. Es necesaria la medición de secciones transversales del tramo en el cauce del río y el modelo de elevación digital.

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

Un Sig guarda dos tipos de datos que se encuentran en un mapa – las definiciones geográficas de la superficie de la tierra y los atributos o cualidades que estas características poseen. No todos los sistemas usan la misma lógica para alcanzar sus resultados. En su mayoría usan una combinación de las dos técnicas de representación de mapas: vector<sup>14</sup> y cuadrícula (en formato de imagen) utilizados en diferentes estudios (Fodecyt, 2016 año 2011 al 2016).

### 2.16.1 Modelaje cartográfico.

La consulta a la base de datos y el mapeo derivativo se realizan actualmente, con el apoyo de un Sistema de Información Geográfica. Sin embargo, existen una

<sup>14</sup> Vector. Cálculos matemáticos relativos a la posición y los atributos de cada punto (o vértice) que la componen.

tercera área que posee un increíble potencial y constituye la esencia de un Sistema de Información Geográfica: los procesos de simulación que se realizan cuando se generan modelos matemáticos del comportamiento de un fenómeno natural, la modelación cartográfica alcanza su potencial cuando los mapas cartográficos se encuentran en un sistema en formato de imagen (Inc. Using Avenue, 1996).

### **3. Metodología.**

#### **3.1 Localización.**

El área de investigación abarcó la cuenca del río Atulapa, localizada en el municipio de Esquipulas parte Sur-oriental del departamento de Chiquimula, República de Guatemala, Centro América. El municipio colinda al Norte con los municipios de Olopa, Jocotán y Camotán del departamento de Chiquimula. Al Sur con el municipio de Metapán, El Salvador. Al Oriente con los departamentos de Copán y Ocotepeque en Honduras, y al poniente con el municipio de Concepción las Minas y de Quezaltepeque en Chiquimula (Gal, 1976-1983), ver Figura 14.

La distancia de la ciudad de Guatemala al municipio de Esquipulas es de 222 km de la forma siguiente: Desde la ciudad de Guatemala, se transitan 132 km por la carretera asfaltada CA-9, hasta llegar al entronque del municipio de río Hondo (Zacapa). Posteriormente en el entronque, con dirección Nor-Este se recorren 90 Km. por la carretera asfaltada CA-10, pasando por la cabecera departamental de Chiquimula, y por la cabecera municipal de Quezaltepeque para llegar al puente del río Atulapa carretera CA-10, hay que recorrer 2,5 kilómetros de carretera asfaltada a partir de la basílica del Cristo Negro (Gal, 1976-1983).

La cuenca del río Atulapa forma parte de la subcuenca del río Olopa, que a su vez, corresponde a la parte alta de la cuenca del río Lempa. En esta vertiente las cuencas se caracterizan por tener pendientes pronunciadas en las partes altas y

disminuyen al caer a la zona baja de inundación. Se localiza en las hojas cartográficas correspondientes a Esquipulas (2359 IV) y Cerro Montecristo (2359 III). Se ubica entre las coordenadas geográficas: Latitud Norte 14°34'12" y 14°28'48" y Longitud Oeste 89°17'24" y 89°23'24" (IGN, Esquipulas 2359-IV, 2009 ;IGN, Cerro Montecristo 2359-III, 2009).

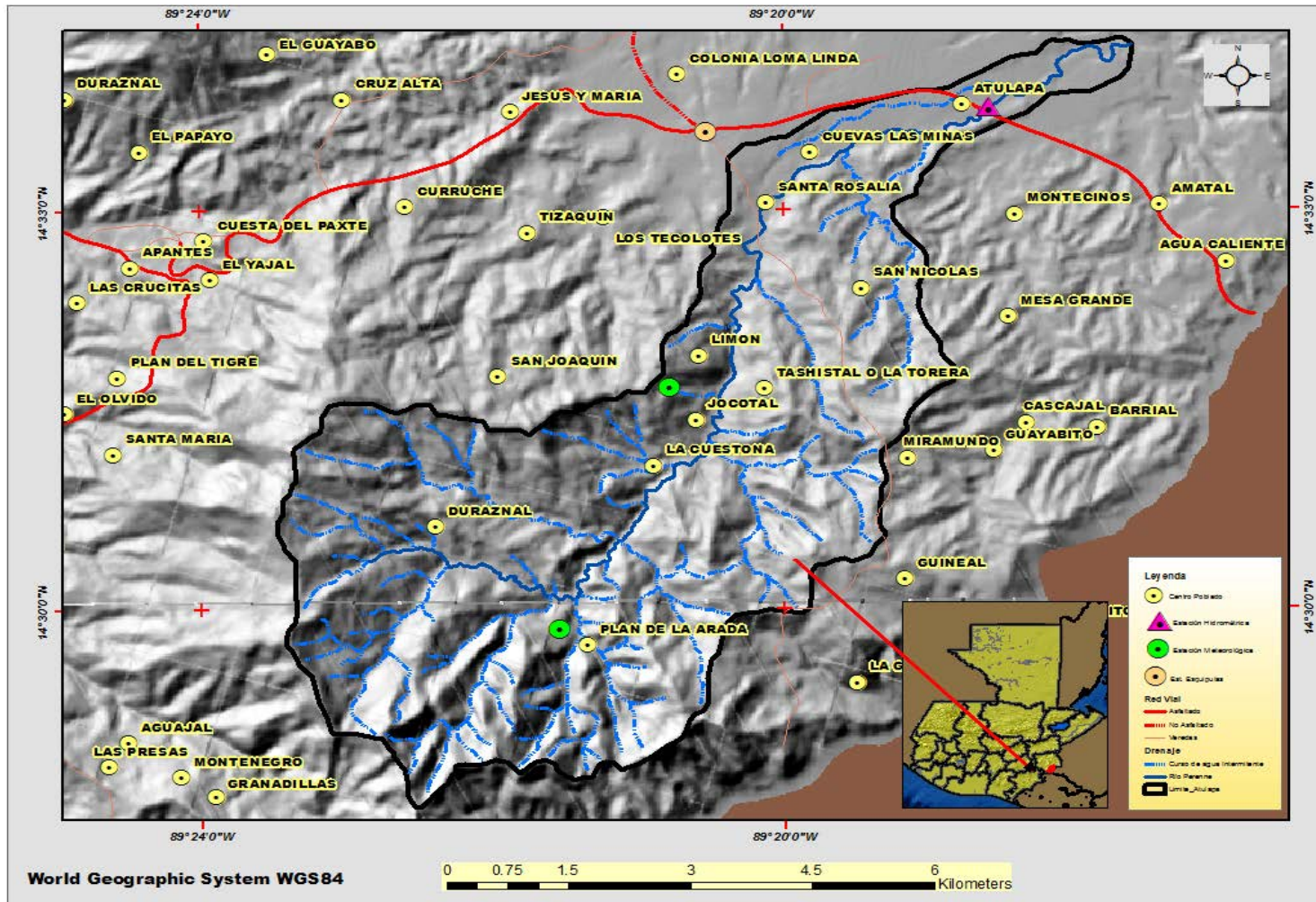
Según la división administrativa del país, la cuenca del río Atulapa se encuentra ubicada en la región III, de la cual únicamente abarca parte del municipio de Esquipulas, del departamento de Chiquimula. Este municipio consta de XII regiones administrativas, de las cuales la cuenca cubre la región II (Aldeas Santa Rosalía y San Nicolás), III (Aldea Cruz Alta) y IV (Aldea Atulapa). La cuenca del río Atulapa colinda al Norte con la subcuenca río Olopa y el río Zepoctún, al Sur con el río Frío o Sesecapa, al Este con la subcuenca del río Olopa y la cuenca del río Lempa y al Oeste con el río Chacalapa (Gal, 1976-1983; Cooperación Española, 2001), ver Figura 14.

Los principales cursos de agua superficial que conforman el río Atulapa son:

- Quebrada Volcán Raspado: superficie de 3,2 km<sup>2</sup> y perímetro de 8,35 km.
- Quebrada de Cruz de Piedra: superficie de 3,7 km<sup>2</sup> y perímetro de 8,60 km.
- Quebrada Paxashtal: superficie de 4,05 km<sup>2</sup> y perímetro de 9,27 km.
- Quebrada Liquidámbar: superficie de 1,93 km<sup>2</sup> y perímetro de 6,77 km.
- Quebrada Jimilil: superficie de 2,7 km<sup>2</sup> y perímetro de 10,22 km.

(García, 2010).

Figura 14. Localización cuenca río Atulapa y cabecera de municipio Esquipulas.



Fuente: Elaboración propia, 2018; Instituto Geográfico Nacional, 2018.

### **3.2 Variables Hidrometeorológicas analizadas:**

- Precipitación.
- Temperatura.
- Evapotranspiración potencial (Etp) y Evapotranspiración real (Etr).
- Excedentes de humedad en el suelo.
- Almacenamiento de humedad en el suelo.
- Retención de humedad en el suelo.
- Hidrograma<sup>15</sup> de escorrentía.
- Curva de calibración de caudales y curva de duración de caudales.

### **3.3 Indicadores del modelo:**

- Precipitación.
- Evapotranspiración potencial.
- Balance Hídrico.
- Exceso y déficit de humedad en el suelo.
- Hidrograma de escorrentía observado y calculado.

### **3.4 Generación de mapas temáticos en la cuenca del río Atulapa.**

Para analizar el sistema biofísico de la cuenca del río Atulapa, se digitalizaron los mapas temáticos de diferentes fuentes de información. Los mapas fueron generados a escala 1/50.000, siendo éstos:

- Morfometría básica con ArcHydrologic (aspectos lineales, superficiales y de relieve).
- Uso y cobertura del suelo, se utilizaron imágenes satelitales Lansat Tm.
- Ubicación de estación hidrométrica y estaciones meteorológicas.

---

<sup>15</sup> Hidrograma, es un gráfico que muestra la variación en el tiempo de la información hidrológica.



Se utilizaron los formatos en formato de imagen y vector para representar los mapas digitales base, en el Cuadro 8 se describe los mapas utilizados:

**Cuadro 8.** Representación de mapas digitales, fuente y uso.

<b>Mapa digital</b>	<b>Formato</b>	<b>Fuente</b>	<b>Uso</b>
Curvas a nivel y bancos de marca	Vector	Ign	Generación de modelo de elevación
Red hídrica	Vector	Ign	Generación de modelo de elevación
Vías de acceso	Vector	Ign	Elaboración de mapa base
Centros Poblados	Vector	Ign	Elaboración de mapa base
Uso de la tierra	En formato de imagen	Fodecyt, 2016	Análisis de retención y detención de humedad, evapotranspiración.
Tipos de suelo	Vector	Proyecto Sinrem/Fausac.	Análisis de retención de humedad del suelo.
Modelo de elevación digital	En formato de imagen	Fodecyt, 2016 de cartografía Ign	Correlación de variables climáticas y altitud.
Precipitación media mensual	En formato de imagen	Fodecyt, 2016 datos Insivumeh	Cálculo del balance hídrico en la cuenca del río Atulapa.
Evapotranspiración potencial media mensual	En formato de imagen	Fodecyt, 2016 datos Insivumeh	Cálculo del balance hídrico en la cuenca del río Atulapa.

**Cuadro 8** Continuación...

<b>Mapa digital</b>	<b>Formato</b>	<b>Fuente</b>	<b>Uso</b>
Evapotranspiración real media mensual	En formato de imagen	Fodecyt, 2016	Cálculo del balance hídrico en la cuenca del río Atulapa.
Balances hídricos media mensual	En formato de imagen	Fodecyt, 2016	Cálculo del balance hídrico en la cuenca del río Atulapa.
Almacenamiento en el suelo mensual	En formato de imagen	Fodecyt, 2016	Cálculo del balance hídrico en la cuenca
Excedente de humedad	En formato de imagen	Fodecyt, 2016	Cálculo del balance hídrico en la cuenca
Déficit Agrícola	En formato de imagen	Fodecyt, 2016	Cálculo del balance hídrico en la cuenca

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

### 3.5 Climatología.

En la Cuadro 9, se describen las estaciones hidrometeorológicas utilizadas. Se recopilaron los registros climáticos del Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (Insivumeh) de Guatemala para la estación Esquipulas, y estación Montecristo, se utilizaron los datos del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (Snet) del Salvador. Durante la investigación, se instalaron dos estaciones meteorológicas digitales pertenecientes al proyecto Fodecyt.

En cada estación meteorológica e hidrométrica, se recopilaron registros diarios y mensuales para calcular datos anuales de los siguientes parámetros: precipitación, temperatura (máxima, mínima y media,), evapotranspiración y caudales.

**Cuadro 9.** Listado de estaciones meteorológicas en la cuenca del río Atulapa.

Planes de Montecristo	Departamento de Santa	Latitud Norte: 14° 24'00"
A-31 Snet	Ana, El Salvador	Longitud Oeste: 89° 22'00"
El Salvador	Est. Meteorológica	Elevación: 1,860 m.s.n.m.
Esquipulas	Departamento de	Latitud Norte: 14° 29' 50.01"
Insivumeh	Chiquimula, Guatemala	Longitud Oeste: 89° 21' 36"
Guatemala	Est. Meteorológica	Elevación : 950 m.s.n.m.
Plan de la Arada	Departamento de	Latitud Norte: 14° 29' 51.9"
Fodecyt, 2016	Chiquimula, Guatemala	Longitud Oeste: 89°21'32.8"
Guatemala	Est. Meteorológica	Elevación: 1,406 m.s.n.m.
El Limón	Departamento de	Latitud Norte: 14° 31' 39.7"
Fodecyt, 2016	Chiquimula, Guatemala	Longitud Este: 89°20'47.1"
Guatemala	Est. Meteorológica	Elevación: 1,298 m.s.n.m.
El Puente	Departamento de	Latitud Norte: 14°33'45.27"
Fodecyt, 2016	Chiquimula, Guatemala	Longitud Este: 89°18'36.31"
Guatemala	Est. Hidrométrica	Elevación: 916 m.s.n.m.

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

### 3.6 Generación de mapas temáticos en la cuenca del río Atulapa.

La digitalización de los mapas temáticos de la cuenca del río Atulapa a escala 1/50.000, de Guatemala, se generaron utilizando el sistema de coordenadas Transverse Mercator<sup>16</sup>.

### 3.7 Generación del Modelo de Elevación Digital (Med).

El Modelo de Elevación Digital (Med), consiste en un en formato de imagen que representa la superficie de la tierra en la cuenca. Está geográficamente referenciado y cada celda contiene el valor de altitud.

<sup>16</sup> Transverse Mercator, proyección conformal en dos dimensiones, sistema de coordenadas cartesiano.

### **3.8 Análisis de consistencia de datos climáticos.**

Se evaluó la calidad de los registros climáticos de las estaciones meteorológicas de: Insivumeh, Snet y Fodecyt; a través del análisis doblemente acumulativo. El método determinó la consistencia de los registros de los valores acumulados de la estación en estudio y la base, en caso de un cambio de pendiente, el método indicaría una variación en los valores (Ray Linsley, 1967).

El análisis doblemente acumulativo, determinó la calidad de los registros a través de un gráfico cartesiano; llevado sobre el eje de las "x" los valores acumulados de la estación en estudio y en el eje de las "y" los registros acumulados de la estación patrón. La fórmula es la siguiente:

$F_c = S * (\text{Estación índice/Estación satélite}).$

S = al valor de la pendiente para la precipitación a corregir.

### **3.9 Determinación de precipitación y temperatura media mensual.**

La determinación de la precipitación mensual; temperatura y evapotranspiración potencial mensual; se obtuvo de las estaciones meteorológicas. Se realizó una distribución espacial con modelos matemáticos (Ray Linsley, 1967).

#### **3.9.1 Modelo de precipitación en la cuenca río Atulapa.**

El modelo de precipitación, consiste en un formato de imagen en el cual cada pixel posee el dato de lluvia, el análisis se realizó de la siguiente manera:

Método Precipitación – Altitud metros sobre el nivel del mar: La precipitación en la cuenca posee un comportamiento orográfico, o sea, a mayor altura se presenta un valor alto de precipitación. Se elaboró una correlación entre altura en metros sobre el nivel del mar de las estaciones meteorológicas, como variable explicativa

o independiente “X” y precipitación de las estaciones como variable de respuesta o dependiente “Y” generando un modelo local.

En la ecuación el modelo de elevación digital en formato de imagen se ingresó como variable independiente, para obtener la distribución de la precipitación en la cuenca. Este análisis se realizó mensualmente. En algunas regiones hidrológicas de Guatemala, varía el comportamiento de la lluvia en relación con la altitud.

### **3.9.2 Modelo de temperatura en la cuenca río Atulapa.**

El modelo de temperatura es un en formato de imagen, en el cual cada pixel posee el dato de temperatura, de acuerdo a las estaciones meteorológicas que se utilizaron para el análisis. El análisis espacial de la temperatura fue el siguiente:

Método Temperatura – Altitud metros sobre el nivel del mar: La temperatura de la cuenca posee el siguiente comportamiento orográfico: A mayor altura se presenta menor temperatura. Se aplicó una correlación entre altura en metros sobre el nivel del mar en las estaciones meteorológicas, como variable explicativa o independiente “X” y temperatura de las estaciones como variable de respuesta o dependiente “Y” generando el modelo local.

En la ecuación para la variable independiente, se ingresó el modelo de elevación digital en formato de imagen con el objeto de obtener la distribución de la temperatura en la cuenca, este análisis se realizó mensualmente.

### **3.9.3 Determinación de la evapotranspiración potencial con Thornthwaite.**

El modelo para determinar la evapotranspiración por Thornthwaite fue el siguiente:

$$i = (t/5)^{1.514} \quad (1)$$

Dónde:  $i$  = índice térmico mensual,  $t$  = temperatura mensual °C

$$I = \sum i \quad (2)$$

Dónde:  $I$  = índice térmico anual,  $i$  = índice térmico mensual

$$a = 0.000000675 \times I^3 + 0.0000771 \times I^2 + 0.0774 \times I^2 + 0.01792 \times I + 0.49239$$

Dónde:  $a$  = constante,  $I$  = índice térmico anual

$$E = 16(10 \times \frac{t}{I})^a$$

Dónde:  $E$  = Evapotranspiración potencial sin ajustar,  $t$  = temperatura mensual,  $I$  = índice térmico anual.

La temperatura mensual determina el índice térmico mensual y la suma es el índice térmico anual. (Thornthwaite & Mather, 1955).

$$Etp = K \times E$$

$Etp$  = Evapotranspiración potencial, Los valores de  $K$  representan la duración horas luz por la latitud geográfica de la estación meteorológica.

La temperatura mensual, determina el índice térmico mensual y la suma de éstas, el índice térmico anual. (C.W., 1948).

Los valores de  $K$ , se obtienen de la de duración de horas luz con base en la latitud geográfica en minutos. Se generó un modelo matemático para determinar la duración de horas luz, utilizando como variable independiente la ubicación geográfica de estaciones meteorológicas, en latitud con la variable en minutos y como variable dependiente las horas luz. (Thornthwaite, 1957).

### **3.10 Simulación del Balance Hídrico Superficial con el modelo de Thornthwaite y Mather.**

Los modelos de Thornthwaite y Mather; para calcular el balance hídrico representan las existencias y deficiencias de agua, en el suelo mes a mes, siendo sus variables de entrada precipitación, evapotranspiración potencial y como parámetro la capacidad de campo de los suelos.

El dato de almacenamiento máximo proviene del mapa de suelos. Las salidas del modelo, son mapas en formato de imagen de: Evapotranspiración; suficiencia

de agua y el escurrimiento o escorrentía "in situ". El cálculo del balance hídrico se realizó utilizando las siguientes variables:

- Precipitación mensual y evapotranspiración potencial y real mensual.
- Cambio de almacenamiento del suelo.
- Almacenamiento del suelo.
- Excedente de humedad.
- Déficit agrícola<sup>17</sup>.
- Capacidad de campo<sup>18</sup> (textura del suelo del mapa de suelos).

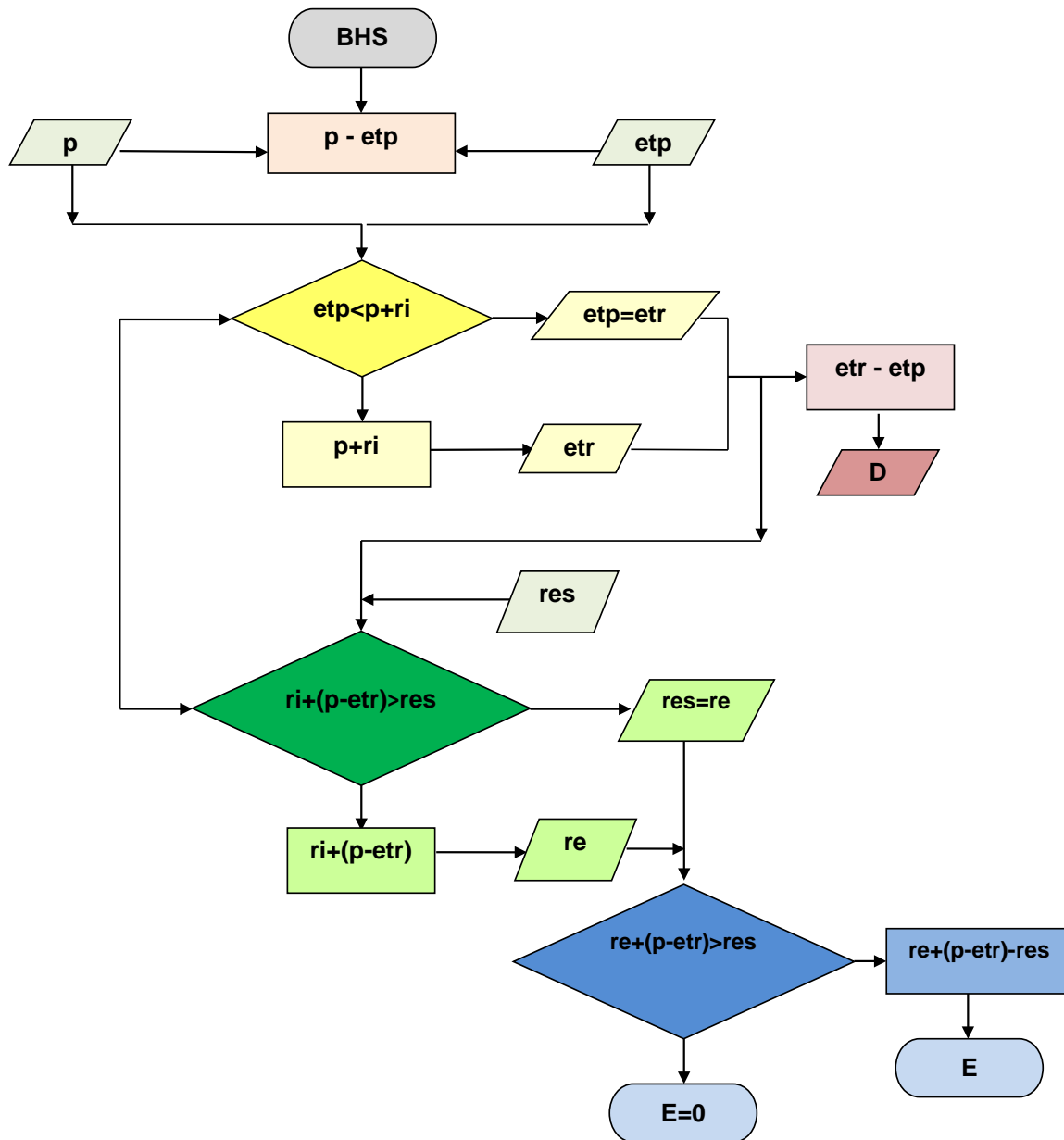
La generación del modelo, para la simulación del balance hídrico superficial en la cuenca del río Atulapa, se realizó a través de sistemas en formato de imagen. Este método se programó con el lenguaje Python, con el objeto de convertirlo en un método distribuido. En la Figura 15 se describe el diagrama de flujo del modelo utilizado.

---

<sup>17</sup> Déficit agrícola. Déficit de humedad en la zona radicular para satisfacer las necesidades de la planta en un lugar y tiempo determinado.

<sup>18</sup> Capacidad de campo. Cantidad de agua, humedad que es capaz de retener el suelo luego de saturación.

**Figura 15.** Diagrama de flujo del modelo para el balance hídrico de Thornthwaite y Mather.



p= precipitación media mensual

r = retención de humedad

etp= evapotranspiración potencial mensual

ri= reserva inicial del suelo

re= reserva mensual del suelo

etr= evapotranspiración real

res=reserva de humedad en el suelo

E=excedente de humedad en el suelo

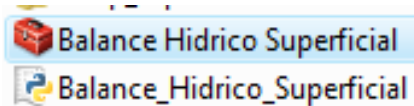
D= déficit de humedad en el suelo

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.



Se generó una aplicación con el lenguaje Python, llamada “BHS” representado como Balance Hídrico Superficial.tbx2. La aplicación posee el desarrollo del algoritmo de Thornthwaite y Mather; para un análisis distribuido a nivel de pixel en Arcgis, utilizando las entradas con mapas temáticos continuos, ver Figura 16.

**Figura 16.** Aplicación Balance Hídrico del Suelo en ArcGis.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

Para evaluar la variabilidad climática espacial de los parámetros de entrada y salida del modelo se determinaron los siguientes valores estadísticos:

- Valor mínimo
- Valor máximo
- Valor medio
- Desviación Standard

### 3.11 Caudal observado.

Se realizó el monitoreo del caudal, en la cuenca con la estación de aforo. Se colocó un limnómetro y se midieron los aforos con el método sección – velocidad; generando la curva de calibración de caudales, con el modelo logarítmico para su control diario. (Ray Linsley, 1967; Horton, 1933).

Se midieron alturas limnimétricas diarias y aforos de caudales. Se utilizó el método logarítmico, que se basa en la experiencia demostrada, de que la curva de descarga queda representada por una parábola de orden superior, cuya expresión es la siguiente:

$$Q = 1(H-H_0)^{0,5253}$$

De donde:

$H_0$ : altura de la escala hidrométrica para la cual  $Q = 0$ ;

$H$ : altura de escala hidrométrica para el caudal que se quiere conocer;

$n, K$ : constantes propias de la expresión analítica.

Los valores a obtenerse para el ajuste del método son los de  $H_0, K$  y  $n$

El procedimiento se inició estimando el valor de  $H_0$  con datos de campo obtenidos en estiaje (valores de caudal y sus respectivas alturas, cercanos al valor nulo). Con el fin de verificar los valores, se aplicaron una serie de tanteos sucesivos, realizados en forma gráfica.

### **3.12 Caudal calculado.**

Utilizando el balance hídrico y la superficie de la cuenca, se obtuvo la escorrentía por mes. La comparación de caudales se realizó con una relación entre el caudal específico; obtenido de los modelos de balance hídrico y los registros de la estación de aforo. (Ray Linsley, 1967)

### **3.13 Validación del modelo BHS.**

Refsgaard y Knudsen (1996), definen la validación de un modelo como: “El proceso de demostración, que el modelo es capaz de predecir escenarios en un lugar específico determinado (cuenca hidrográfica)”; validado a través de, la correlación de registros observados versus calculados. De esta manera, se realizó la verificación del modelo BHS con el método de regresión lineal, que permite predicciones del balance hídrico en el suelo de la cuenca del río Atulapa.

Para superar la incertidumbre del modelo, Klemes (1986), propuso un método jerárquico en condiciones estacionarias (similares al período de calibración), en la misma cuenca, por consiguiente la validación del modelo BHS en la cuenca del río Atulapa, se realizó en el punto de aforo llamado estación hidrométrica “El Puente”.

El método permitió, comparar la escorrentía superficial calculada por el modelo BHS versus la escorrentía observada de la estación hidrométrica.

Para la validación del modelo, inicialmente se realizó el ajuste de la curva de calibración, con el caudal calculado y el caudal observado en la estación limnimétrica. Posteriormente, se utilizó la prueba de muestra dividida (split-sample test), aplicable para condiciones estacionarias y en una misma cuenca, Klemes (1980). En esta prueba, se utilizó los registros de los caudales medios mensuales, para la calibración y validación, los resultados se compararon entre sí, a través de regresiones lineales de la escorrentía observada versus la escorrentía simulada.

### 3.14 Instrumentos utilizados.

En la Figura 17 se observa los instrumentos instalados para evaluar los diferentes parámetros en estudio:

- Dos estaciones meteorológicas digitales, Figura 17 (a y b).
- Estación hidrométrica, Figura 17 (c) con escala limnimétrica<sup>19</sup>.
- Dos estaciones locales de Insivumeh y Snet.

**Figura 17.** Estaciones meteorológicas y escala limnimétrica.



a) Estación Limón

b) Estación Plan de La Arada

c) Estación el Puente

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

<sup>19</sup> Escala limnimétrica. Aparato de medición y estudio de la corriente de agua.

## 4. Discusión de resultados.

Los resultados obtenidos, se analizaron a través de las teorías de diversos autores y trabajos de investigación de relevancia científica; todos referidos al tema investigado sobre el balance hídrico del suelo.

### 4.1 Recursos hídricos.

El principal río de la cuenca es Atulapa; tiene una longitud de 17,60 kilómetros desde su nacimiento, en los caseríos El Duraznal y Plan de la Arada, hasta su punto de aforo donde se une al río Olopa, a una distancia de 2,3 kilómetros de la aldea Atulapa. Sus principales afluentes son las quebradas: Raspada, La Piedra, Liquidambar y Paxashtal (García, 2010).

### 4.2 Morfometría de la cuenca río Atulapa.

Las características morfométricas de la cuenca en el río Atulapa, que dependen de la morfología, son: tipos de suelos, cobertura vegetal, geología y uso del suelo (Horton, 1933).

#### 4.2.1 Aspectos lineales.

**a. Perímetro de la Cuenca:** la longitud del perímetro de la cuenca es de 38 kilómetros, recorriendo el parte aguas desde los puntos bajos hasta los más altos.

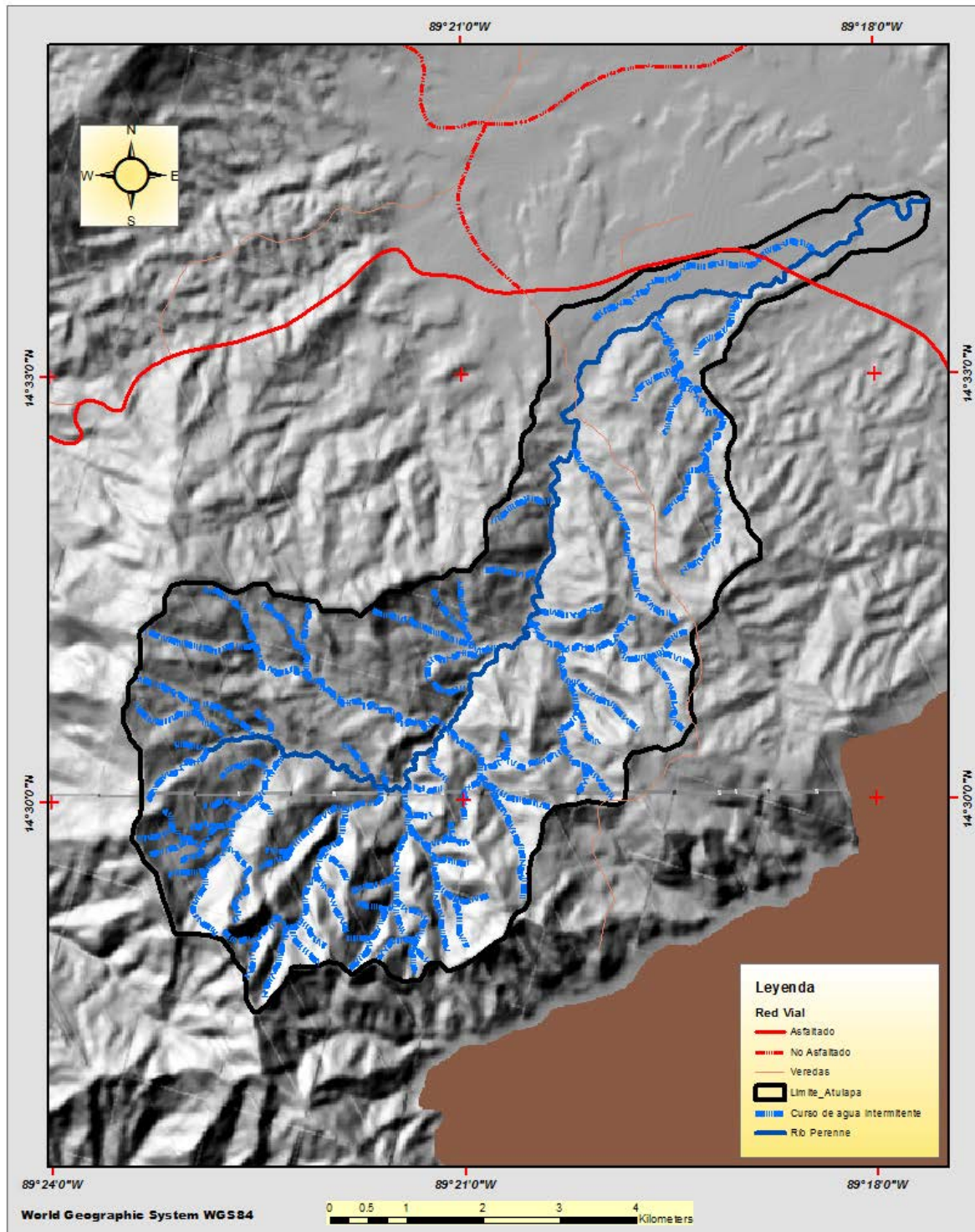
**b. Clases de corrientes:** las clases de corrientes son las siguientes:

- Permanente: río Atulapa y sus afluentes río Manzano y Matapalo.
- Intermitentes: Quebrada Parritas, Terrero, Honduras y El Realejo.
- Efímeras: corrientes trazadas con las curvas de nivel (ver Figura 18).

**c. Orden de corrientes:** la longitud media de corrientes en la cuenca es de 1 kilómetro; determina respuestas inmediatas a intensidades altas de lluvia, similar a los estudios comparativos sobre geomorfología de drenaje realizados por Strahler (1964).

**d. Longitud media de corrientes:** La longitud media de corrientes es de 1 kilómetro, determina respuestas inmediatas a intensidades de lluvia altas, similar a los estudios comparativos sobre geomorfología de drenaje en cuencas realizados por Strahler (1964).

**Figura 18.** Red de drenaje, cuenca río Atulapa



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

#### 4.2.2 Aspectos superficiales.

El análisis de superficie de la cuenca, se realizó mediante un plano bidimensional; brindó información que, combinada con los aspectos superficiales y lineales, según Horton (1933) y Strahler (1957), ofrece una clara idea de las características generales de la cuenca.

- a. Área:** la cuenca del río Atulapa tiene una extensión de 42,72 km<sup>2</sup> (4.272 ha).
- b. Forma de la cuenca:** el cauce principal, tiene una longitud de 42,76 kilómetros, su factor de forma es 1,02, según lo descrito por Linsley (1967) y Strahler (1964); es un indicador de una forma alargada. Se puede inferir una débil capacidad para concentrar humedad, por intensidades de lluvia altas.
- c. Densidad de drenaje:** posee 1,65 kilómetros de drenajes por kilómetro cuadrado; este valor refleja baja respuesta hidrológica, lo cual está ligado a una capa sub-superficial de toba volcánica y una textura pesada en el primer estrato susceptible a la erosión; está descrito en la publicación de Strahler (1964), sobre la morfología de drenajes en cuencas. Este valor es indicativo de baja permeabilidad del suelo por constituirse de texturas franco arcillo arenosos (García, 2010).
- d. Frecuencia o densidad de corrientes:** la frecuencia de drenaje es de 1,23 corrientes/km<sup>2</sup>, relativamente baja. Por estudios realizados por Horton (1933) & Strahler (1964), se deduce que la cuenca posee una débil eficiencia hidrológica; es decir, responde lentamente a la esorrentía superficial.

#### 4.2.3 Aspectos de relieve.

Los aspectos de relieve se refieren al comportamiento altitudinal, lineal y de superficie en la cuenca. Según Linsley (1967), la configuración topográfica es el factor que determina la hidrografía de la cuenca. El relieve tiene más influencia sobre la respuesta hidrológica, que la forma misma; la cuenca del río Atulapa muestra dicho comportamiento. La pendiente media de la cuenca es baja (16,47%);

además, la pendiente del cauce principal que es moderadamente baja (5,11%), indica que la velocidad de flujo es de baja a media, lo que explica por qué el caudal total recibe una alta contribución de las aguas subterráneas; resultados similares se obtuvieron en el estudio realizado por Varni, M. R. & Usunoff, E. J. (1999), en la simulación de aguas subterráneas de la cuenca del río Azul.

### **4.3 Registros de precipitación y temperatura, cuenca río Atulapa.**

Se generaron registros climáticos de estaciones meteorológicas instaladas y se obtuvieron datos de estaciones locales. Los registros se tabularon y analizaron, obteniendo series mensuales para los parámetros necesarios en el modelo durante el período del año 2012 al 2016, similar al estudio de balance hídrico realizado por Fowe, T., Karambiri, H., Paturel, J. E., Poussin, J. C., & Cecchi, P. (2015) se llevó a cabo en un embalse llamado Volta ubicado en el Sur de Burkina Faso, fue monitoreado durante 2 años del año 2012 al 2014.

#### **4.3.1 Precipitación y temperatura de la estación Esquipulas.**

La estación Esquipulas, perteneciente al Instituto Nacional de Vulcanología, Meteorología e Hidrología (Insivumeh, 2016), en la República de Guatemala, del año 1972 al 2016 reporta precipitaciones con media anual de 1.617 mm; temperatura media anual de 21,8 grados centígrados y desviación estándar de 0,61 grados centígrados (Ver Cuadro 17, en anexos).

Según el autor De la Cruz (1982), en la clasificación de zonas de vida, los parámetros de precipitación y temperatura obtenidos son característicos de un bosque húmedo Subtropical templado; forma parte del corredor seco de Centro América, zona altamente vulnerable a los efectos de la variabilidad climática, planteado por Anderson (2008), en su estudio de los potenciales impactos climáticos en Centro América (Ver Cuadro 16 y 17, en anexos).



#### **4.3.2 Precipitación y temperatura de la estación Planes de Montecristo.**

La estación Planes de Montecristo, perteneciente al Servicio Nacional de Estudios Territoriales (Snet 2016), en la República de El Salvador, del año 1971 al 2016 reporta precipitaciones con media anual de 2.171 mm; temperatura media anual de 16 grados centígrados y desviación estándar de 0,35 grados centígrados (ver Cuadro 35, en anexos). Según la clasificación de zonas de vida, realizada por el autor De la Cruz (1982), los registros de precipitación y temperatura establecen un bosque montano bajo subtropical (ver Cuadro 18 y 19, en anexos).

#### **4.3.3 Precipitación y temperatura de la estación Limón.**

La estación El Limón, pertenece al Proyecto Fondo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico (Fodecyt, 2016), del año 2012 al 2016 reportó una precipitación media anual de 1.804 mm; temperatura media anual de 19,4 grados centígrados y desviación estándar de 0,04 grados centígrados.

Según la clasificación de zonas de vida del autor De la Cruz (1982), la precipitación y temperatura reportadas son características de un bosque muy húmedo Subtropical frío, (Cuadro 20 y 21, en anexos).

#### **4.3.4 Precipitación y temperatura de la estación Plan de la Arada.**

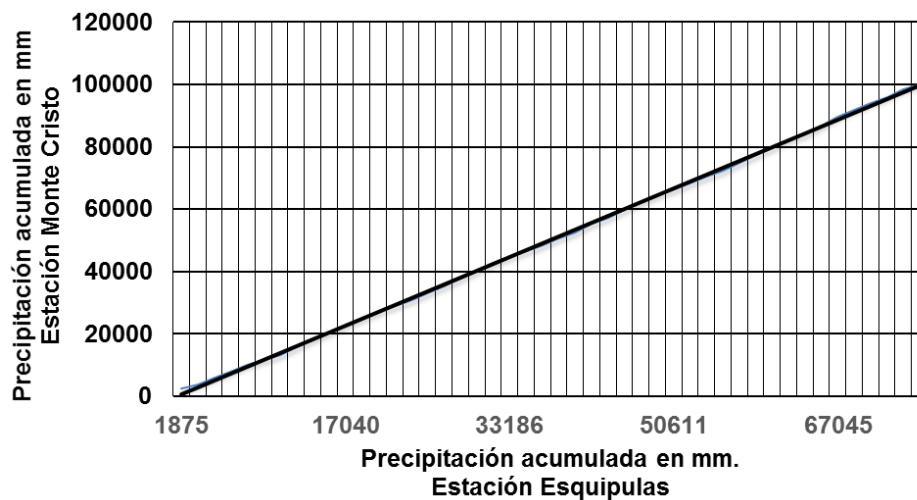
La estación Plan de la Arada pertenece al Proyecto Fondo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico (Fodecyt 2016), del año 2012 al 2016 reportó precipitaciones con media anual de 1.867 mm; temperatura media anual de 18,5 grados centígrados y desviación estándar de 0,07 grados centígrados. (Ver Cuadro 23, en anexos).

Según la clasificación de zonas de vida del autor De la Cruz (1982), la precipitación y temperatura reportadas son características de un bosque muy húmedo Subtropical frío, (Cuadro 22 y 23, en anexos).

#### 4.4 Análisis de consistencia de precipitación.

Para evaluar la consistencia de la precipitación, se realizó un análisis a través del método doblemente acumulativo propuesto por el autor Linsley (1967); utilizado en estudios hidrológicos de las Estaciones Esquipulas y Montecristo, se observó una correlación con fenómenos naturales, en la época lluviosa, reflejados en ambas estaciones (Cuadro 24, en anexos). En la Figura 19 se observa la consistencia de información de la precipitación anual acumulada, entre las estaciones meteorológicas Montecristo y Esquipulas.

**Figura 19.** Análisis de consistencia estación Montecristo y Esquipulas.

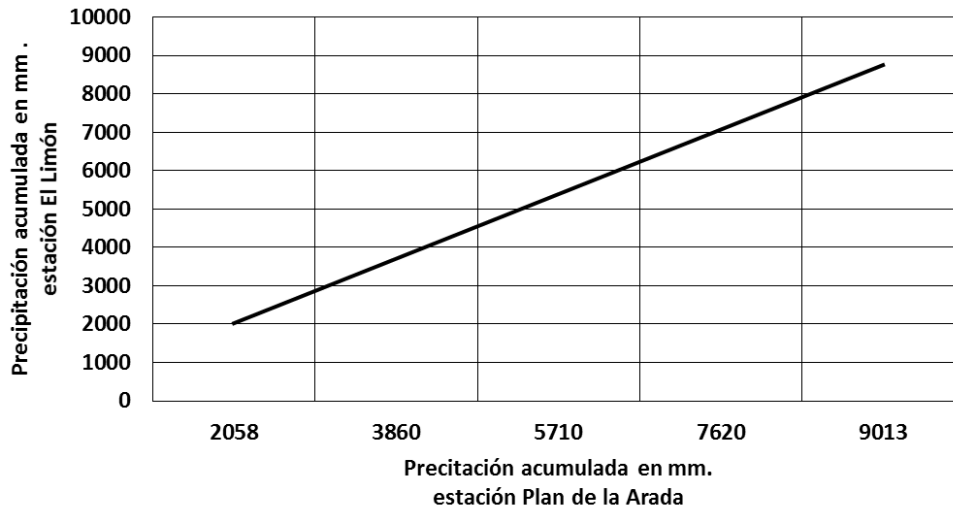


**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

El análisis de los registros para la precipitación doblemente acumulativa de la estación Limón y Plan de la Arada, permitió evaluar la consistencia de la información de precipitación, similar al caso de estudio de Aguirre (2008), sobre apuntes de meteorología y climatología para el medio ambiente, en el cual se

analiza la consistencia de registros con el método doblemente acumulativo, se obtuvieron resultados consistentes. En la Figura 20 y en los registros del Cuadro 25 de anexos, se observa la consistencia de información de la precipitación anual acumulada entre ambas estaciones meteorológicas, Plan de la Arada y Limón.

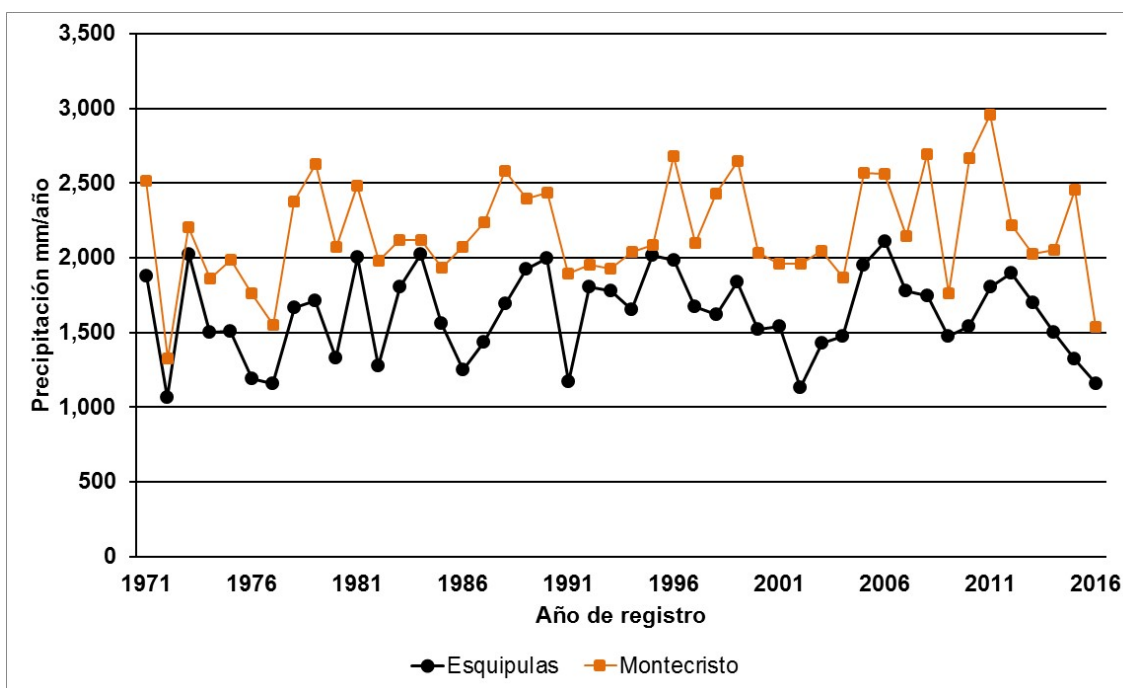
**Figura 20.** Análisis de consistencia estaciones Plan de la Arada y Limón.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

Al realizar la representación gráfica de la precipitación en las estaciones Esquipulas y Montecristo, se observa la variabilidad climática entre los años secos y lluviosos. Esta variabilidad corresponde a eventos relacionados con el fenómeno de El Niño y La Niña que se acentúan según registros de Service (2015). Los eventos de El Niño de los años 1891 y 1925, fueron eventos de intensidad comparable a los años de 1982/83, 1997/98 y 2016 (ver Figura 21).

Los registros de precipitación de la estación Montecristo muestran periodos menos prolongados por los efectos de El Niño, debido a que las montañas son afectadas por las corrientes de la zona de convergencia Intertropical, vientos provenientes del Norte y Este que llevan humedad suficiente para minimizar los impactos de la variabilidad climática local.

**Figura 21.** Precipitación anual estaciones Esquipulas y Montecristo.

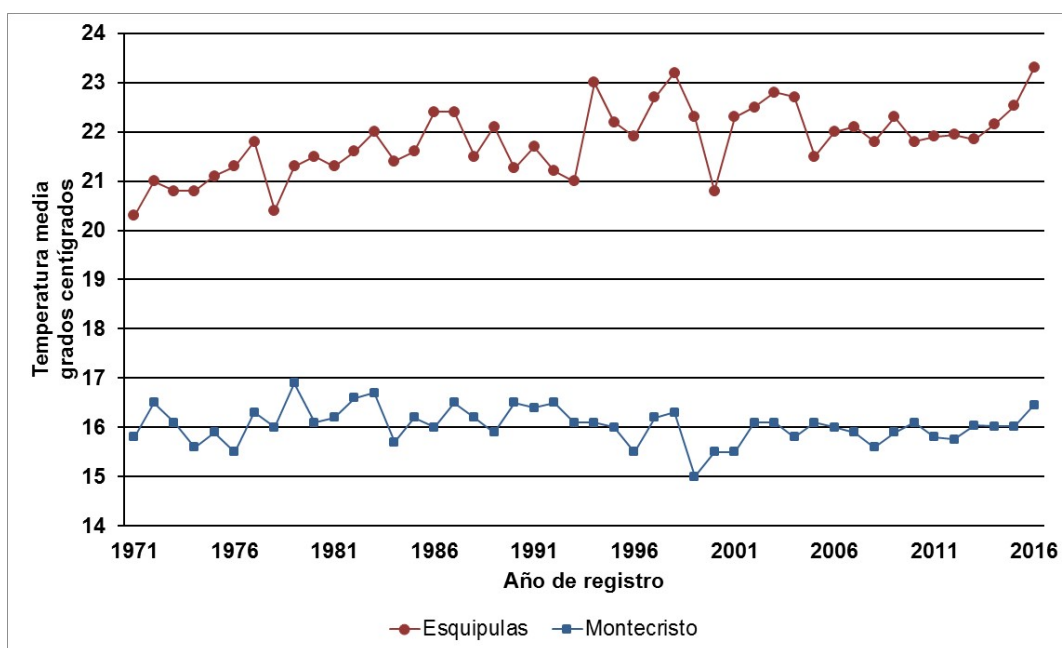
**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

En la Figura 22, se representa la temperatura y su respuesta a la variabilidad climática entre las estaciones Esquipulas y Montecristo; la diferencia promedio entre las estaciones meteorológicas es de 5,7 grados centígrados debido a la variación de la altitud, cambio de la presión atmosférica y vientos, con similar interpretación por Aguirre (2008).

La estación de Esquipulas representa cambios en temperatura relativamente significativos, se localiza en la zona del corredor seco de Centro América la más vulnerable a la variabilidad climática. La estación de Esquipulas presenta 21,75 grados centígrados de promedio anual y desviación estándar de 0,61 grados centígrados. El registro más alto observado de temperatura media mensual en la estación Esquipulas se presentó en el año 2016 con 23,3 grados centígrados, para ese mismo año la estación Montecristo reportó valores por arriba de lo norma con un registro de 16,5 grados centígrados.

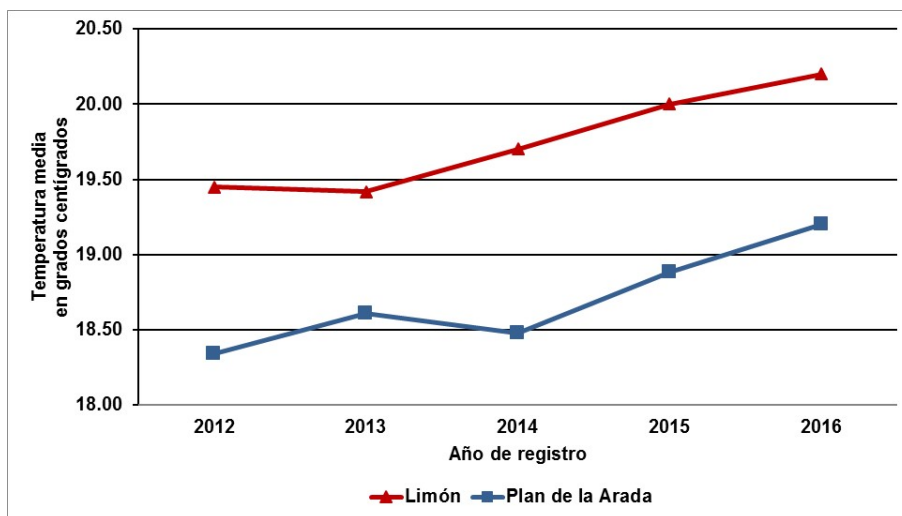
La estación de Montecristo presenta menos variabilidad en sus registros, por localizarse en una zona húmeda en la mayor parte del año con promedios de 16,0 grados centígrados y una desviación estándar anual de 0,35 grados centígrados.

**Figura 22.** Temperatura media anual estaciones Esquipulas y Monte Cristo.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

La variabilidad de temperatura entre Limón y Plan de la Arada es de 1,03 grados centígrados, como se observa en la Figura 23. Esto se debe a la diferencia de altura en metros sobre el nivel del mar; ambas mostraron un aumento de temperatura en el año 2016; esto, debido a la variabilidad climática del fenómeno de El Niño.

**Figura 23.** Temperatura anual estaciones Limón y Plan de la Arada.

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

La temperatura y precipitación en los estudios de balances hídricos del suelo son determinantes, el primero define el comportamiento de la evapotranspiración y el segundo los excesos o déficit de humedad. Los diversos estudios hidrológicos se basan en estos dos parámetros meteorológicos como variables de entrada, podemos mencionar el estudio realizado por Keim, B. D. (2010) en el sistema de clasificación climática y el método para evaluar el balance hídrico de Thornthwaite donde fundamente lo descrito.

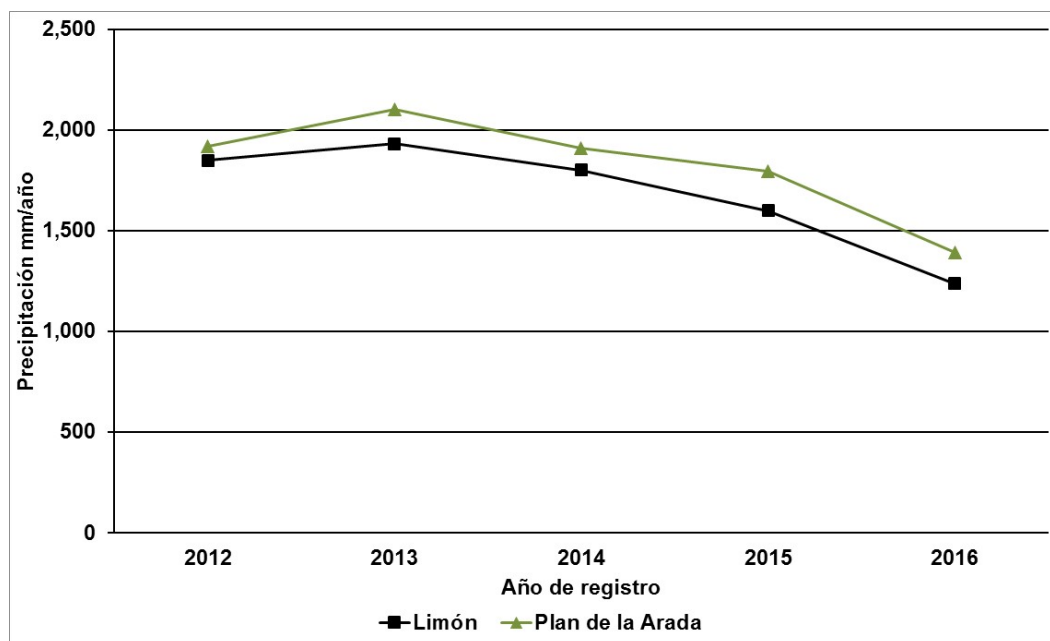
En el estudio de Gudulas, K., Voudouris, K., Soulios, G., & Dimopoulos, G. (2013) Se comparó dos diferentes métodos Thornthwaite y Turc, para el análisis del balance hídrico en un área ambientalmente sensible que estimaron el equilibrio hidrológico de una cuenca en el Norte de Grecia. La utilización de temperaturas medias mensuales en la ecuación de Thornthwaite resultó ser más precisa que Turc, sin embargo al aplicar un factor de corrección a la temperatura se ajustó con un valor cercano al de Thornthwaite.

En la Figura 24, se observa la precipitación media anual entre la estación Limón y Plan de la Arada; disminuye por efectos de la variabilidad climática acentuada por las actividades humanas y como respuesta al fenómeno de El Niño, en el año 2016. Asimismo, se presenta en promedio una diferencia de 65 mm anuales entre ambas estaciones.

Similar caso se traduce al método utilizado por Becerra, R. & Gutiérrez, A. (2006), en la modelación hidrológica empleando isoyetas de relieve que representan la variabilidad de la precipitación por efectos de la altitud.

En la Figura 24 se presenta el gráfico de la precipitación media anual de las estaciones Limón y Plan de la Arada, resumen de los registros diarios obtenidos para los cuatro años de registro.

**Figura 24.** Precipitación media anual estaciones Limón y Plan de la Arada.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

#### 4.5 Precipitación media en la cuenca río Atulapa.

Debido a la relación que posee la precipitación pluvial, respecto a la altitud del terreno resultado de lluvias orográficas, fue posible la generación de un modelo matemático, con el cual se extrapola la precipitación a toda la cuenca, de acuerdo a los patrones de altitud que describe su superficie (ver Cuadro 10).

- Variable Independiente o explicativa “X”: Es la elevación sobre el nivel del mar en metros. Se ingresó el Modelo de Elevación Digital (MED) como la variable explicativa en una plataforma SIG de resolución 30 x 30 metros.
- Variable dependiente, o de respuesta “Y”: La precipitación media mensual y anual en milímetros (PP) es la variable de respuesta.

En el Cuadro 10 se observa la estación meteorológica con sus registros de precipitación mensual en milímetros y su respectiva altitud en metros sobre el nivel del mar.

Los registros mostraron valores más altos conforme la altitud aumenta, tomando de parámetro el mes de septiembre como el más lluvioso para la zona de estudio y se observa que la estación Montecristo reportó un promedio mensual de 435,6 milímetros, mientras que para ese mismo mes la estación de Esquipulas presentó un promedio mensual de 324,4 milímetros o sea una diferencia entre estaciones de 111,2 milímetros.

El menor registro mensual de precipitación se representa en el mes de enero, en la estación Montecristo se observa un valor de 12,3 milímetros y en la estación Esquipulas es de 9,4 milímetros, la diferencia es de 2,9 milímetros mensuales.



**Cuadro 10.** Registros de precipitación media mensual en milímetros.

Estación	<u>Alt.</u>	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	<u>May.</u>	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
Montecristo	1.860	12,3	11,0	29,6	80,6	245,9	413,5	311,2	332,5	435,6	222,5	57,3	22,3
Plan de la													
Arada	1.406	11,0	9,0	25,0	75,0	210,0	320,0	300,0	309,6	378,6	197,1	48,0	19,5
Limón	1.298	10,1	7,2	15,0	62,0	180,0	346,2	286,9	290,0	365,9	192,2	47,2	19,2
Esquipulas	950	9,4	6,4	13,6	45,8	160,1	301,6	269,5	280,0	324,4	173,6	36,2	16,9

Fuente: Insivumeh 1972 – 2016, Snet 1971 – 2016 y Fodecyt, 2016.

En el Cuadro 11 se representa el modelo mensual, mediante el gráfico de los datos de precipitación versus altitud, luego de analizar la dispersión, en donde el valor “ $r^2$ ” se acerca a uno por la correlación existente entre los datos de precipitación orográfica y el relieve.

La precipitación está influenciada por la fisiografía de la montaña Montecristo; en consecuencia, a mayor altitud mayor es la cantidad de lluvia. En caso similar para el estudio de Belmonte, S., & Núñez, V. (2006), que desarrolló modelos hidrológicos con herramientas SIG, las ecuaciones planteadas fueron procesadas en la plataforma del álgebra de mapas, en un Sistema de Información Geográfica, para la simulación de la precipitación mensual. Se obtuvieron los datos siguientes (ver Cuadro 11):

**Cuadro 11.** Ecuación mensual de precipitación versus altitud.

Mes	Ecuación	Coefficiente determinación
Enero	$y = 0,0034x + 5,8985$	$r^2 = 0,97$
Febrero	$y = 0,0051x + 1,3213$	$r^2 = 0,99$
Marzo	$y = 0,0178x - 4,2177$	$r^2 = 0,99$
Abril	$y = 0,0376x + 11,144$	$r^2 = 0,88$
Mayo	$y = 0,0996x + 63,418$	$r^2 = 0,99$
Junio	$y = 0,1239x + 185,5$	$r^2 = 0,98$
Julio	$y = 0,0435x + 230,43$	$r^2 = 0,90$
Agosto	$y = 0,0611x + 223,6$	$r^2 = 0,89$
Septiembre	$y = 0,1166x + 214,66$	$r^2 = 0,87$
Octubre	$y = 0,0653x + 105,23$	$r^2 = 0,99$
Noviembre	$y = 0,0244x + 13,642$	$r^2 = 0,99$
Diciembre	$y = 0,006x + 11,183$	$r^2 = 0,99$

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

#### 4.6 Temperatura media mensual en la cuenca río Atulapa.

Se generó un modelo matemático, con los datos de temperatura promedio, en grados centígrados y altitud en metros sobre el nivel del mar. La temperatura se obtuvo de las estaciones meteorológicas locales y las instaladas por el proyecto dentro de la cuenca.

- **Variable dependiente o explicativa “Y”:** temperatura promedio mensual en grados centígrados (°C).
- **Variable de respuesta, o independiente “X”:** elevación sobre el nivel del mar en metros. Se ingresó el Modelo de Elevación Digital (DEM) como la variable de respuesta “X” en una plataforma SIG, Cuadro 12.

**Cuadro 12.** Datos de temperatura media mensual en grados centígrados.

Estación	Alt.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
Montecristo	1.860	14,3	15,0	16,2	17,2	17,2	16,8	16,8	16,9	16,4	15,9	15,1	14,4
Plan de la Arada	1.406	17,0	17,7	18,2	18,1	20,5	19,8	19,7	19,5	18,9	18,7	16,8	16,9
Limón	1.298	18,2	17,9	19,3	19,2	20,9	20,4	20,1	20,8	20,1	19,9	18,3	17,6
Esquipulas	950	19,6	20,5	22,3	23,6	23,7	22,7	22,6	22,8	22,4	21,6	20,3	19,6

**Fuente:** Insivumeh 1972 – 2016, Snet 1973 – 2016 y Fodecyt año 2011 a 2016.

Los datos de temperatura versus altitud de las estaciones meteorológicas, se graficaron para evaluar el valor de regresión obteniendo un  $r^2$  cercano a uno, debido a que la temperatura depende del relieve del terreno. Las ecuaciones siguientes fueron utilizadas en el álgebra de mapas de un Sistema de Información Geográfica, con el objeto de simular la temperatura y calcular la evapotranspiración potencial; se obtuvieron los datos consignados en el Cuadro 13.

Similar al estudio realizado por Alley (1984), la temperatura determinó el modelo a utilizar para la evaluación del tratamiento de la evapotranspiración y contabilizar la humedad del suelo con modelos mensuales.

En el estudio, elaborado por Lu, Z., Zou, S., Xiao, H., Zheng, C., Yin, Z., & Wang, W. (2015) se propuso un método integral para calibrar el modelo de la Herramienta de Evaluación de Suelos y Aguas (SWAT) en la cuenca de Yingluoxia, área aguas arriba de la cuenca del río Heihe; se basa en calcular el coeficiente de determinación del análisis multitemporal de los datos meteorológicos, los resultados indicaron que el método fue efectivo y factible con valores de  $r^2$  mayores que 0,81.

**Cuadro 13.** Ecuación mensual de temperatura versus altitud

Mes	Ecuación	Coefficiente determinación
Enero	$y = -0,0057x + 25,004$	$r^2 = 0,92$
Febrero	$y = -0,006x + 26,225$	$r^2 = 0,91$
Marzo	$y = -0,0067x + 28,691$	$r^2 = 0,94$
Abril	$y = -0,0071x + 30,387$	$r^2 = 0,89$
Mayo	$y = -0,0071x + 30,482$	$r^2 = 0,91$
Junio	$y = -0,0065x + 28,939$	$r^2 = 0,89$
Julio	$y = -0,0063x + 28,629$	$r^2 = 0,88$
Agosto	$y = -0,0065x + 29,027$	$r^2 = 0,90$
Septiembre	$y = -0,0066x + 28,611$	$r^2 = 0,99$
Octubre	$y = -0,0062x + 27,466$	$r^2 = 0,93$
Noviembre	$y = -0,0057x + 25,792$	$r^2 = 0,92$
Diciembre	$y = -0,0056x + 24,875$	$r^2 = 0,98$

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

En el Cuadro 14 y Cuadro 15 se presentan los registros y la regresión de la evapotranspiración potencial obtenidos por el método de Thornthwaite. Se graficaron los datos de evapotranspiración versus altitud; luego se calculó el valor de regresión " $r^2$ ". El registro es cercano a uno; por consiguiente posee correlación.

**Cuadro 14.** Datos de evapotranspiración potencial en milímetros por mes

Estación	Alt.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
Montecristo	1.860	62,0	66,0	79,0	81,0	85,0	83,0	85,0	84,0	77,0	77,0	71,0	71,0
Plan de la													
Arada	1.406	79,0	84,0	100,0	103,0	109,0	105,0	108,0	106,0	98,0	97,0	89,0	90,0
Limón	1.298	109,0	116,0	138,0	143,0	151,0	145,0	149,0	146,0	136,0	134,0	123,0	124,0
Esquipulas	950	121,0	129,0	154,0	160,0	169,0	162,0	166,0	163,0	151,0	149,0	137,0	137,0

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

En el Cuadro 15 se representan las ecuaciones generadas y procesadas en el álgebra de mapas de un Sistema de Información Geográfica, para el análisis de la distribución espacial de la evapotranspiración potencial con “ $r^2$ ” aceptables, valores mayores de 0,8769.

En el estudio elaborado por Alley (1984), la evaluación de la dinámica de la humedad del suelo con modelos mensuales generó un modelo para determinar el comportamiento de la evapotranspiración potencial, similar al modelo generado en el presente estudio.

El Servicio Nacional de Estudios Territoriales (Snet 2005), realizó el balance hídrico integrado y dinámico en El Salvador, utilizando ecuaciones similares al presente estudio sobre la relación existente entre altitud y evapotranspiración calculada por el método de Hargreaves. Se determinaron ecuaciones de correlación mensual entre las dos variables con un  $r^2$  promedio mensual de 0,86192, similar al presente estudio con un  $r^2$  promedio mensual de 0,87998 (ver Cuadro 15).

La correlación de la evapotranspiración potencial con la altitud es aceptable, debido a que los registros dependen en gran manera de la temperatura media mensual y la radiación solar. El valor negativo de la pendiente en la ecuación lineal utilizada, corresponde al comportamiento de la evapotranspiración potencial que es inversamente proporcional a la altura, por consiguiente a mayor altura menor será el registro de evapotranspiración (ver Cuadro 15).

**Cuadro 15.** Ecuación mensual de evapotranspiración potencial versus altitud

Mes	Ecuación	Coefficiente determinación
Enero	$y = -0,067x + 185,11$	$r^2 = 0,87$
Febrero	$y = -0,072x + 198,22$	$r^2 = 0,85$
Marzo	$y = -0,0869x + 237,66$	$r^2 = 0,88$
Abril	$y = -0,0903x + 246,06$	$r^2 = 0,84$
Mayo	$y = -0,0954x + 260,07$	$r^2 = 0,89$
Junio	$y = -0,0904x + 248,17$	$r^2 = 0,83$
Julio	$y = -0,0924x + 254,48$	$r^2 = 0,82$
Agosto	$y = -0,0912x + 250,43$	$r^2 = 0,83$
Septiembre	$y = -0,0849x + 232,61$	$r^2 = 0,84$
Octubre	$y = -0,083x + 228,36$	$r^2 = 0,83$
Noviembre	$y = -0,0756x + 209,27$	$r^2 = 0,87$
Diciembre	$y = -0,0758x + 209,9$	$r^2 = 0,88$

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

#### 4.7 Climadiagramas, en la cuenca del río Atulapa.

En la Figura 25 se representan los climadiagramas<sup>20</sup> para la cuenca del río Atulapa. Se relacionan los valores de precipitación y evapotranspiración potencial media mensual.

La distribución de las lluvias, durante el año, se caracteriza por presentar una época seca que se extiende desde noviembre hasta abril. La época de lluvia, inicia en la segunda semana del mes de mayo, extendiéndose hasta octubre (Fodecyt, 2016; Insivumeh, 2016; Snet, 2016).

<sup>20</sup>Climadiagrama: es un gráfico que representa las precipitaciones y la evapotranspiración.

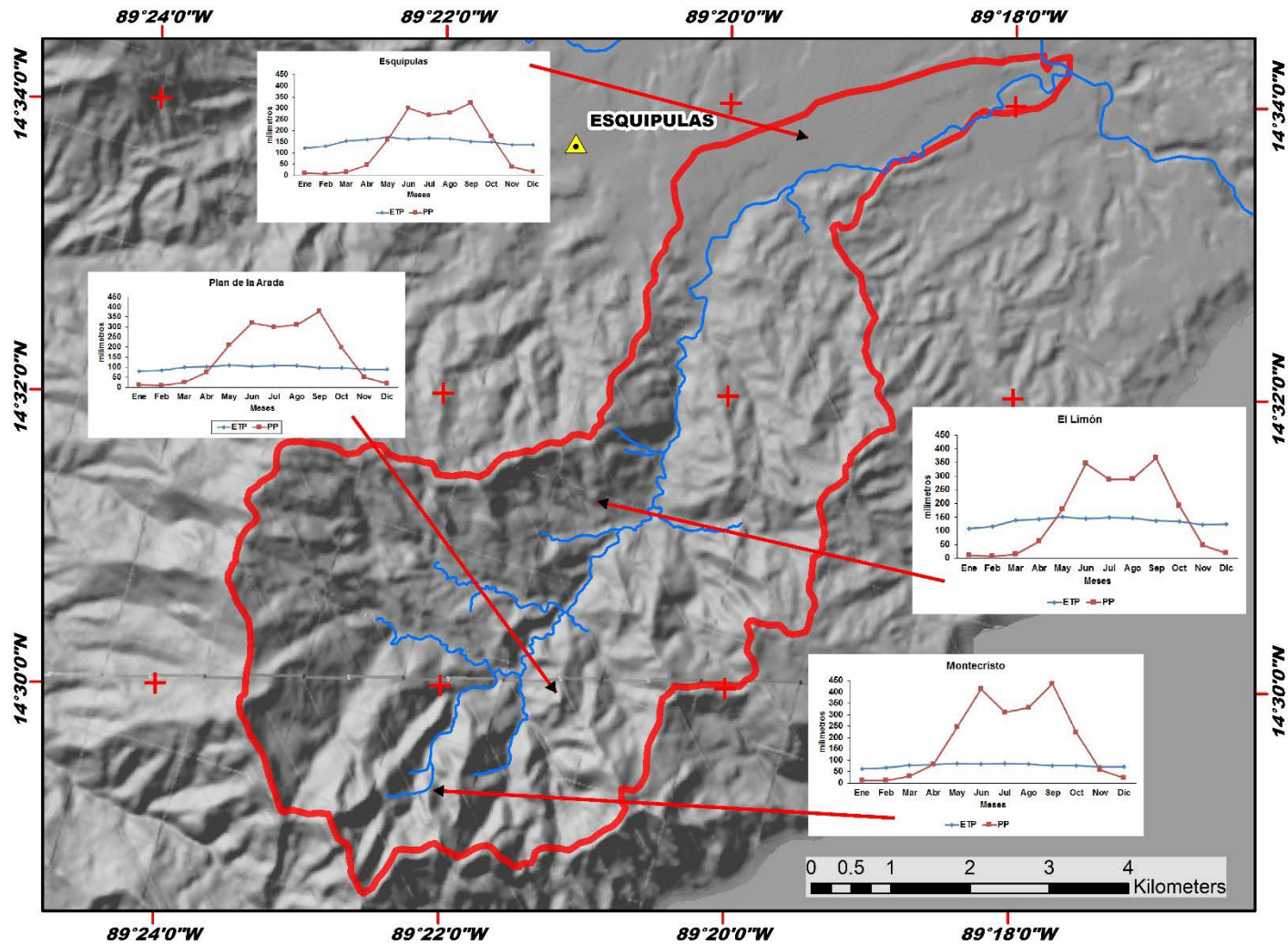
En la cuenca del río Atulapa, durante la época lluviosa, se registran dos puntos altos de precipitación en junio y septiembre (ver Figura 25). La elevación de lluvia, entre septiembre y octubre se debe a la ocurrencia de sistemas de baja presión, tormentas y ciclones tropicales que afectan al país, así como sus alrededores, principalmente fenómenos en el Mar de las Antillas.

Según Strahler (1957), la distribución de la vegetación es respuesta de los diferentes microclimas; juegan un papel fundamental en la regulación del balance hídrico del suelo; se puede representar un climadiagrama.

En la Figura 25 se observa que a menor evapotranspiración potencial mayor humedad en el suelo y se refleja en altos índices de escorrentía superficial representando en el gráfico de la parte alta de la cuenca. En la parte baja de la cuenca se observa el aumento de la evapotranspiración potencial y disminución de la precipitación, reflejándose en la disminución de humedad en el suelo y menor escorrentía superficial.

Por consiguiente en la parte alta de la cuenca del río Atulapa la humedad es mayor que el déficit de agua se deduce un exceso del recurso hídrico, sin embargo en la parte baja es lo contrario el déficit de agua es mayor. La industria cafetalera y la población de la cabecera municipal de Esquipulas han aprovechado el recurso hídrico de gran utilidad para el corredor seco en la región del Trifinio.

Figura 25. Climadiagramas para las estaciones meteorológicas y zonas bioclimáticas.



Fuente: Elaboración propia, 2018.



#### 4.8 Escorrentía superficial, en la cuenca del río Atulapa.

La escorrentía superficial se monitoreó a través de la estación hidrométrica de El Puente, en el río Atulapa; en dicha estación; se realizaron aforos constantes para generar la curva de calibración y luego colocar el limnómetro (Fodecyt, 2016). El cauce en la época de estiaje se representa en la Figura 26 (a) y la estación lluviosa en la Figura 26 (c). Con los registros, se generó el hidrograma de escorrentía de la estación de El Puente para determinar la variación del caudal durante el año y su respuesta al balance hídrico superficial (Alvord, 1914).

**Figura 26.** Escorrentía superficial del río Atulapa.

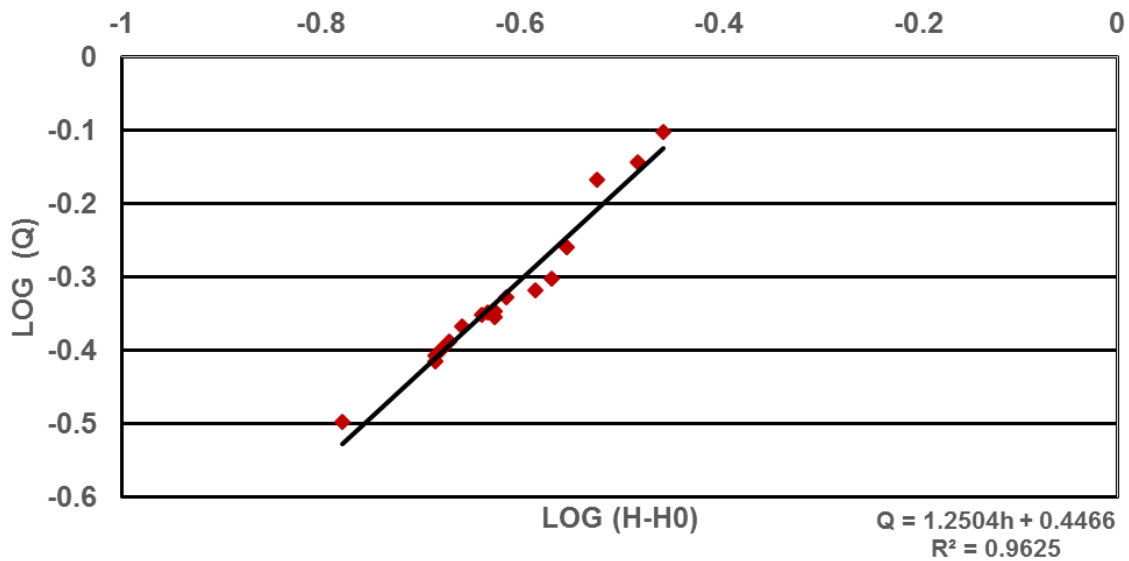


**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

##### 4.8.1 Modelo y calibración de caudales, en la cuenca del río Atulapa.

En el Cuadro 33, de anexos, en la cuenca del río Atulapa se representan los cálculos para la época seca de noviembre a abril, y la época lluviosa desde mayo a junio; se observaron caudales mínimos de  $0,29 \text{ m}^3/\text{s}$  de enero a marzo y caudales máximos de  $6 \text{ m}^3/\text{s}$  en agosto respectivamente. En la Figura 27, se presenta la regresión de  $\log(H-H_0)$  y  $\log(Q)$  para aforos con su respectivo modelo matemático, eso permitió obtener: el caudal diario a través de las lecturas limnimétricas, la curva de duración de caudales y el hidrograma de escorrentía de la cuenca (Alvord, 1914). En la regresión de  $\log(H-H_0)$  y  $\log(Q)$  para aforos, se observa la relación existente entre el caudal y la altura limnimétrica con un “ $r^2$ ” de 0,9625.

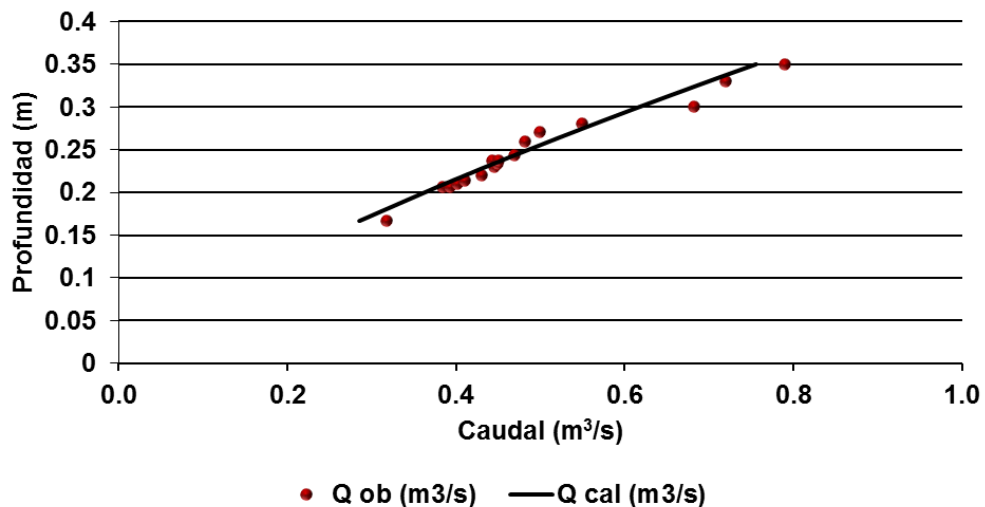
**Figura 27.** Regresión de log (H-Ho) y Log (Q) para aforos del 2011 al 2014



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

La curva de calibración de caudales, de la Figura 28, representa la escorrentía de la cuenca del río Atulapa expresada en la siguiente forma:  $Q = 3 \cdot (H - 0)^{1.3131}$

**Figura 28.** Curva de calibración de caudal (Q) en m<sup>3</sup>/s del 2011 al 2014.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

#### 4.8.2 Hidrograma de escorrentía.

El hidrograma de escorrentía, en la cuenca del río Atulapa, permitió evaluar lo siguiente: el volumen de agua que forma parte de la precipitación que se escapa de la infiltración y de la escorrentía que circula por el suelo (escorrentía superficial), por los espacios porosos del suelo (escorrentía hipodérmica) y la escorrentía proveniente de las aguas subterráneas (flujo base); como acuíferos colgados en la parte alta que, según Alvord (1914), el agua llega a los cauces, conformando corrientes efímeras, intermitentes y permanentes; constituyen una red de drenaje que conduce el agua hacia el punto de aforo de la cuenca.

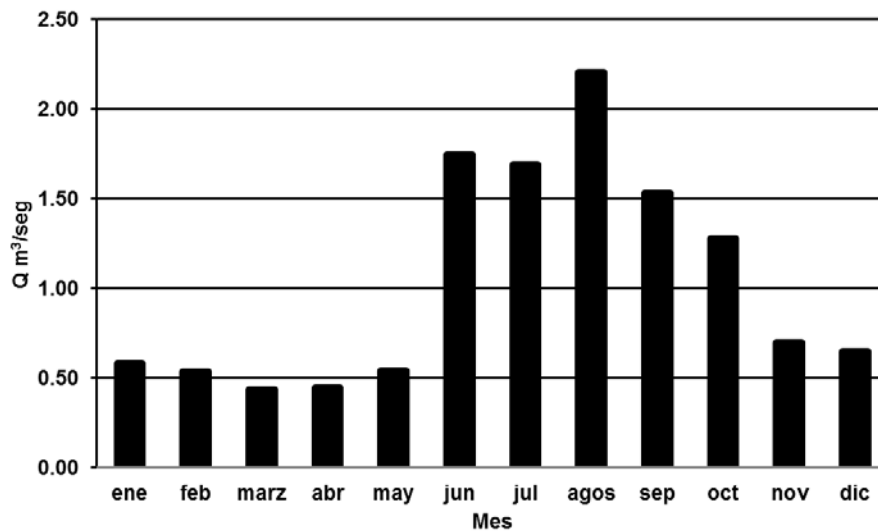
El promedio mensual del caudal en el río Atulapa es de 0,5 m<sup>3</sup>/s, de enero a abril (época de estiaje); representa un aporte de flujo de agua subterránea, principalmente de los acuíferos colgados en la parte alta de la cuenca.

En la Figura 29 se observa que en el mes de mayo existe un ascenso del caudal de 2,30 m<sup>3</sup>/s, pero en junio aumenta a 2,70 m<sup>3</sup>/s. Lo anterior implica que el suelo de la cuenca se encuentra en proceso de saturación, provocando escorrentía superficial; planteado en el cuadro de permeabilidad del suelo de FAO (2015).

La distribución entre la escorrentía superficial y la sub superficial se presenta en mayo y junio; está determinada por la tasa de infiltración que depende de factores climatológicos, edáficos, geológicos e hidrológicos. En agosto, el caudal medio mensual es de 2,95 m<sup>3</sup>/s. De los registros diarios obtenidos en octubre, el caudal medio anual es de 2,03 m<sup>3</sup>/s; luego, en noviembre, inicia la recesión del hidrograma con una disminución de 0,70 m<sup>3</sup>/s y en diciembre 0,65 m<sup>3</sup>/s (ver Figura 29).

Linsley (1967), en su estudio de la relación entre precipitación y escorrentía, describe la dinámica del hidrograma ejemplificando un caso similar al de la cuenca del río Atulapa.

**Figura 29.** Hidrograma de escorrentía cuenca río Atulapa, caudales medios mensuales del 2011 – 2016 en  $\text{m}^3/\text{s}$ .



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

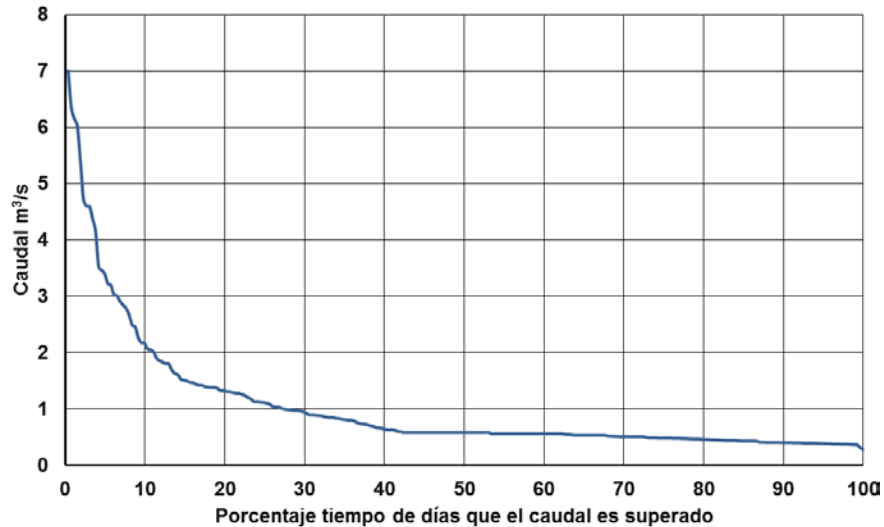
#### 4.8.3 Curva de duración de caudales.

En la Figura 30, se observa la curva de duración de los caudales de la cuenca del río Atulapa, resultado del análisis que se realizó de las frecuencias y la serie de caudales medios diarios, de enero a diciembre del año 2012 al 2016 en el sitio de aforo. Al completar los años de registros, la curva se torna consistente; los caudales medios diarios de la corriente del río Atulapa, según Alvord (1914), pueden utilizarse para pronosticar el comportamiento del régimen futuro de los caudales. En el Figura 30, la escala vertical de la curva de duración representa caudales medios diarios en  $\text{m}^3/\text{s}$  y la escala horizontal; se muestran las probabilidades de que dichos caudales puedan ser igualados o excedidos, durante un determinado período, en este caso un año.

Según Alvord (1914), por su comportamiento la curva de duración de la cuenca del río Atulapa posee una forma típica, característica de un sistema de drenaje de montaña. La pendiente pronunciada en el tramo inicial de la curva indica que los caudales altos se presentan durante períodos cortos; es una cuenca de

régimen torrencial en la cual se observan registros de crecidas de  $7 \text{ m}^3/\text{s}$ . El 3% de los días, en un año hidrológico, presentó registros de caudales en crecidas instantáneas de 4 a  $7 \text{ m}^3/\text{s}$ . El 60% de días, en el año, presentó caudales menores de  $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ . Los registros se presentan en la Figura 30.

**Figura 30.** Curva de duración caudal cuenca río Atulapa, 2012 al 2016.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

En el estudio realizado por Kundu, S., Khare, D., & Mondal, A. (2017) referido al análisis multitemporal de los cambios del uso de la tierra y los impactos en el balance hídrico en 12 subcuencas, lo que refleja un aumento en el rendimiento de agua o sea en la escorrentía hipodérmica incluida la salida de aguas subterráneas y superficiales, pero presenta una disminución de Evapotranspiración real. Se observó que la reducción en las áreas de vegetación y al aumento en las tierras agrícolas y los asentamientos, ha provocado un aumento de la escorrentía y una disminución de la Evapotranspiración real. Es por ello la importancia del monitoreo de escorrentía y su correlación entre registros observados y calculados.

#### **4.9 Balance hídrico superficial, cuenca río Atulapa.**

El balance hídrico superficial en cuencas hidrográficas, permite conocer el comportamiento de la precipitación, evapotranspiración (potencial y real), contenido de humedad del suelo y escorrentía superficial (excedentes hídricos) (Mather, 1955; Thornthwaite, 1957).

Becerra, R., & Gutiérrez, A. (2006), realizaron un análisis espacial de la precipitación, con modelos matemáticos que generaron las isoyetas. Caso similar se realizó en el análisis de la variabilidad y comportamiento espacial de la precipitación y evapotranspiración mensual en la cuenca del río Atulapa; a través de modelos, utilizando como variable independiente la altura en metros sobre el nivel medio del mar de las estaciones meteorológicas y como variable dependiente la precipitación y evapotranspiración potencial mensual, las ecuaciones generadas se aplicaron al modelo de elevación digital de la cuenca del río Atulapa con resolución de 30 x 30 m, que corresponde a una escala de 1/50.000.

El modelo distribuido de precipitación y evapotranspiración mensual, permitió el análisis de la variación estadística espacial de la cuenca, para los diferentes parámetros del balance hídrico del suelo. Según Chow (1994) & Olivera (1999), un modelo determinístico que represente el balance hídrico superficial en una cuenca hidrográfica, simula el ciclo hidrológico por efecto de la variabilidad climática regional y/o local, cuantificando de mejor forma el recurso agua.

El mapa de la cuenca del río Atulapa, se constituyó mediante 41.471,00 píxeles, con un área para cada píxel de 900 m<sup>2</sup>. Para cada píxel, se aplica un cálculo del algoritmo matemático programado en Python. Los diferentes parámetros del balance hídrico del suelo se calcularon utilizando el modelo de Thornthwaite (1957).

#### 4.9.1 Precipitación.

El análisis del balance hídrico superficial del suelo permitió comprobar que la precipitación de la cuenca del río Atulapa, es la principal entrada de agua al sistema hidrológico. La precipitación de la cuenca del río Atulapa está influenciada por la orografía territorial, similar al estudio realizado por Becerra, R., & Gutiérrez, A. (2006), en la modelación hidrológica empleando isoyetas de relieve.

Según registros del Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología —Insivumeh— (2016) y Servicio Nacional de Estudios Territoriales —Snet— (2016), en la cuenca se observan dos eventos lluviosos bien definidos, separados por la canícula que se presentan en el mes de julio.

En el Cuadro 26, de anexos y Figura 31, se presentan los datos estadísticos para el análisis de la variación espacial de la precipitación en milímetros por mes. La precipitación media anual es de 1.917 mm; los meses de mayor precipitación en la cuenca abarcan el período de mayo a octubre. Estos seis meses se observó una precipitación acumulada de 1.744 mm, correspondiendo al 91% de la precipitación media anual en la cuenca del río Atulapa. Los meses de menor precipitación en la cuenca del río Atulapa son: enero y diciembre, con 0,99 y 1,74 mm, respectivamente; corresponde al 1,59% del total de precipitación anual en la cuenca.

La desviación estándar de la precipitación mensual, aumenta de manera directamente proporcional al valor medio de precipitación mensual. Representa un índice significativamente sensible, respecto a los valores extremos de variabilidad espacial de precipitación que ocurren en la cuenca durante la época lluviosa. Lo anterior responde a los tres bioclimas existentes en la cuenca, según De la Cruz (1982) en su clasificación de reconocimiento de las zonas de vida de la República de Guatemala.

Con los registros de precipitación obtenidos en la cuenca, se puede caracterizar un bosque húmedo Subtropical templado, desde los valles de Esquipulas hasta las partes medias y altas de la montaña. El cerro Montecristo presenta un bosque muy húmedo Subtropical frío y bosque húmedo montano bajo subtropical, descritos en la clasificación de reconocimiento de las zonas de vida de la República de Guatemala (Cruz De la, J. R. 1982).

La desviación estándar presentada en el Cuadro 26, de anexos, sobre la precipitación media de los meses lluviosos de junio y septiembre es de 35,90 y 33,78 mm respectivamente.

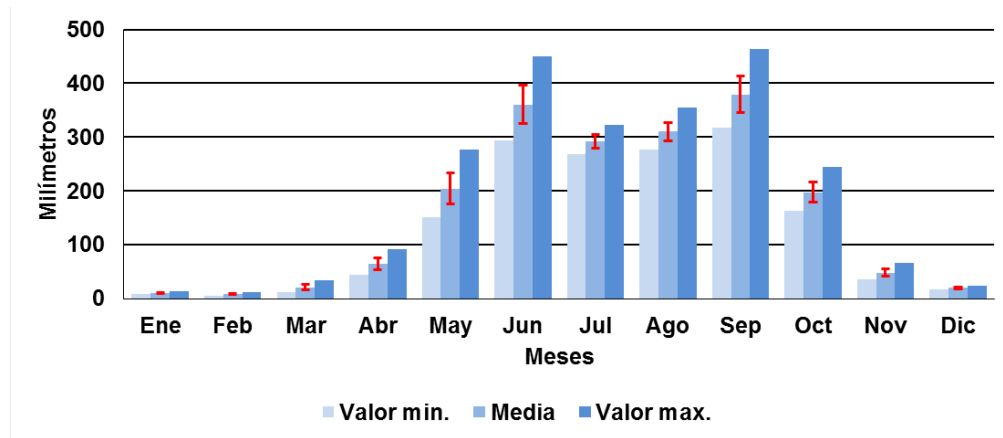
El valor medio mensual de la precipitación posee una desviación estándar espacial baja, cuando el ciclo hidrológico de la cuenca no está afectado por el fenómeno de El Niño o La Niña, según Campo de Ferreiras, A. (1996) de lo contrario la desviación estándar espacial aumenta porque estos fenómenos cambian la distribución y cantidad de precipitación mensual. En los meses secos, el valor de la desviación estándar disminuye considerablemente.

Los dos fenómenos que se acentúan, con la variabilidad climática y modifican la humedad del suelo son: el Fenómeno de El Niño y la canícula extendida, principalmente en los meses de julio y agosto, retardando la saturación del suelo y el efecto inmediato que es la pérdida de producción agrícola por falta de humedad en el suelo, según Carmona, J. H. (2003). Es visible el retardo de las corrientes intermitentes por falta de la saturación de agua en el suelo; el flujo hipodérmico disminuye y por consiguiente es menor la escorrentía que fluye a los cauces de la cuenca, la cantidad de agua que se almacena en los acuíferos colgados y confinados.

En la Figura 31, se observa la variación mensual de la precipitación en la cuenca representando los valores mínimos y máximos. Los valores máximos se presentan de junio a septiembre; los valores mínimos en enero, febrero y diciembre.



**Figura 31.** Variación de valores estadísticos, precipitación mensual en la cuenca del río Atulapa



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

En la Figura 32, se observa la variabilidad espacial de la precipitación mensual en la cuenca para un año hidrológico. Las bajas precipitaciones en la época seca, de diciembre al mes de abril, se presentan principalmente en la parte alta de la cuenca en la zona bioclimática del bosque montano bajo Subtropical (Cruz De la, J. R. 1982).

En la Figura 32, se representa la distribución espacial de la cuenca para los meses más lluviosos de mayo a octubre; los valores más altos de precipitación se observan en la parte media y alta de la cuenca. El valor mínimo y máximo reportado, así como la distribución espacial, representan la variabilidad de los registros por el cambio de altitud en la cuenca. La mayor variación espacial de precipitación mensual en la cuenca se registra en mayo, junio y septiembre. Posee diferencias promedio de 143 mm por efecto de la canícula en julio, lo que permite disminuir la variación espacial de la precipitación mensual (ver Figura 32).

En julio, durante los años en que las canículas se prolongan, el valor máximo y mínimo presentado en la cuenca posee una alta variabilidad: las lluvias son escasas y dispersas, así como también pueden ser intensas (ver Figura 32).

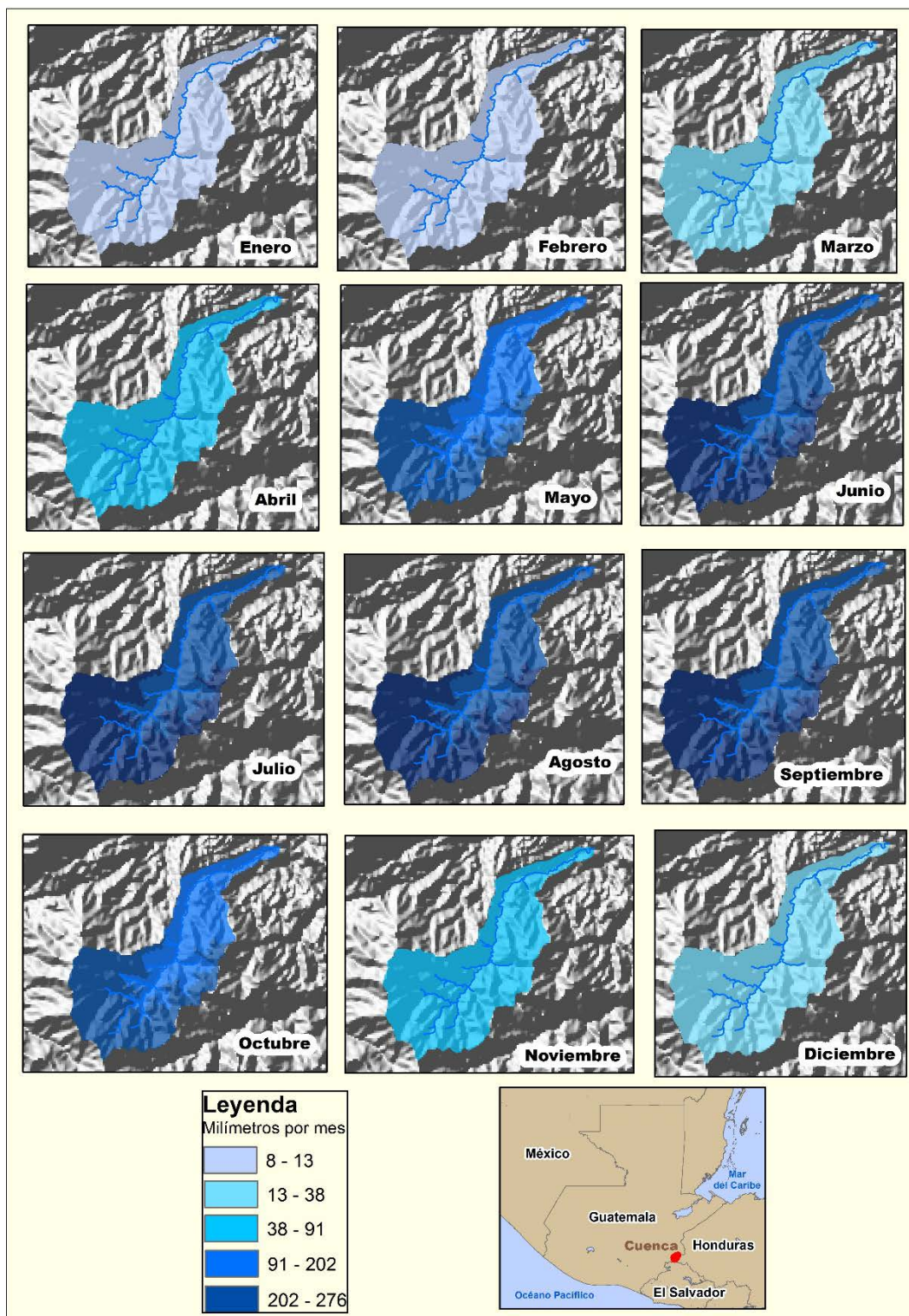
Los efectos del fenómeno de El Niño o La Niña acentuados por la variabilidad climática, aumentan la desviación estándar espacial de la precipitación en la cuenca durante los meses lluviosos, por falta o exceso de humedad, según Carmona, J. H. (2003), en su evaluación del balance hídrico y clasificación climática para el departamento de Caldas; afirma que los fenómenos meteorológicos afectan a la cantidad e intensidad de lluvia en las cuencas.

En el modelo de precipitación, en los años en los cuales se presenta el fenómeno de El Niño y la canícula extendida, acentuados por la variabilidad climática, refleja que la humedad del suelo es afectada, principalmente en julio y agosto. La humedad disminuye especialmente en la parte media y baja de la cuenca del río Atulapa, retardando la saturación de los suelos y la esorrentía de corrientes intermitentes; por consiguiente, disminuye el caudal del río principal (Figura 32).

La precipitación es la entrada principal del estudio del Balance Hídrico en la presa de Volta ubicado en el Sur de Burkina Faso realizado por Fowe, T., Karambiri, H., Patrel, J. E., Poussin, J. C., & Cecchi, P. (2015), se comprobó que una disminución del 32% en la precipitación anual por efectos de la variabilidad climática conduce a una reducción del 50% en el coeficiente de esorrentía, similar a lo observado en el presente estudio donde las corrientes efímeras son menos persistentes o desaparecen rápidamente y disminuye la evapotranspiración real en la cuenca del río Atulapa con efectos nocivos en el rendimiento del cultivo de café.

En el estudio realizado por Liu, L., Hong, Y., Bednarczyk, C. N., Yong, B., Shafer, M. A., Riley, R., & Hocker, J. E. (2012), se basó en reconstruir las ocurrencias históricas de sequía y evaluar el riesgo para la Cuenca del Río Azul en Oklahoma, utilizando el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI).

**Figura 32.** Precipitación media mensual en la cuenca del río Atulapa.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

#### **4.9.2 Evapotranspiración potencial método Thornthwaite, cuenca río Atulapa.**

El análisis de la evapotranspiración potencial en la cuenca del río Atulapa, según Thornthwaite (1957), corresponde a la máxima cantidad de agua que puede evaporarse en el suelo cubierto de vegetación, con disponibilidad de agua suficiente para su desarrollo óptimo cercano a capacidad de campo. En la cuenca del río Atulapa, la evapotranspiración potencial tiene una variabilidad espacialmente baja.

Según Palacios (1974), la evapotranspiración potencial, mediante el análisis del balance hídrico superficial del suelo, constituye un parámetro de entrada para evaluar la principal pérdida de agua en el sistema hidrológico de la cuenca; esta variable depende, básicamente, del tipo de vegetación o cultivo, temperatura y radiación solar. Es así que en la cuenca del río Atulapa la evapotranspiración potencial, a su vez, está influenciada por la orografía territorial, desde los valles de Esquipulas hasta la montaña del Cerro Montecristo. A mayor altura disminuye la temperatura; por consiguiente, la evapotranspiración potencial. En el Cuadro 27, de anexos y Figura 33, se presentan los valores estadísticos para el análisis de la variación espacial de la evapotranspiración potencial en milímetros por mes.

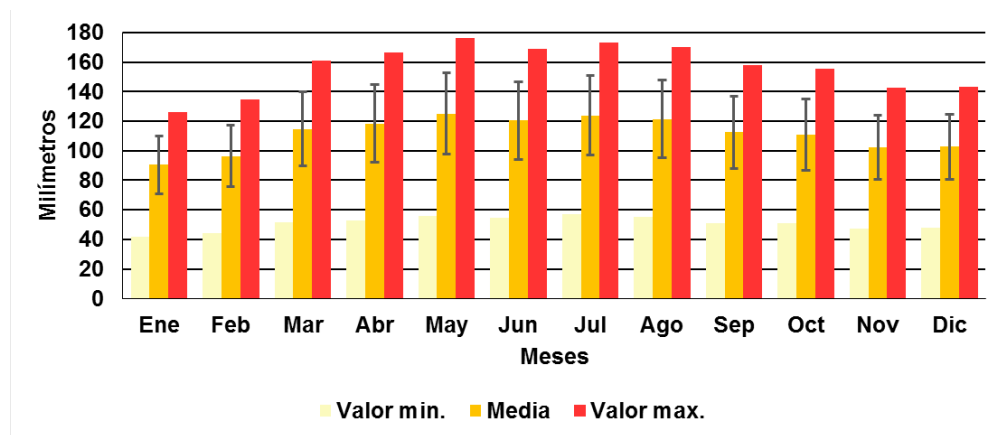
La evapotranspiración potencial promedio anual es de 1.339 mm, la mayor evapotranspiración potencial en la cuenca se presentan a lo largo de cuatro meses: de mayo a agosto con un acumulado de 491mm, correspondiente al 37% del total. La menor evapotranspiración en la cuenca se presenta a lo largo de cinco meses: de noviembre a marzo con un acumulado de 506 mm, correspondiente al 38% de la precipitación media anual. La desviación estándar media espacial para los doce meses del año es de 24,26 mm. En los meses secos el valor de la desviación estándar disminuye y en los meses lluviosos aumenta sustancialmente (Figura 33).

Para determinar la disponibilidad de agua superficial de la cuenca, se calculó el valor de precipitación media anual, el cual es de 1.917 mm, menos el valor de la

evapotranspiración potencial media anual que es de 1.338 mm, de donde se obtuvo un excedente de 578 mm/año.

En la Figura 33, se observa que la evapotranspiración potencial es un indicador de la humedad existente en el suelo; a medida que aumenta la temperatura, y se dispone de agua, se incrementa la evapotranspiración potencial. Según Alley, W. M. (1984), la evaluación de humedad en el suelo y la recarga de acuífero de las cuencas hidrográficas, dependen de la evapotranspiración potencial, como se observó en la distribución espacial de la cuenca del río Atulapa.

**Figura 33.** Evapotranspiración potencial en la cuenca del río Atulapa



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

En la Figura 34, se observa la variabilidad espacial de la evapotranspiración potencial de la cuenca en un año hidrológico. Los meses de menor evapotranspiración potencial corresponden al período de noviembre al mes de abril, debido a que la temperatura desciende en las partes altas de la cuenca por efectos de los frentes fríos. La cuenca del río Atulapa, en los meses lluviosos de mayo a octubre, muestra un aumento sustancial de la distribución espacial de la evapotranspiración potencial. Las zonas bioclimáticas de la cuenca, en todos los meses del año, muestran diferencias en valores promedio de evapotranspiración, principalmente en el bosque húmedo Subtropical templado, donde se representan los valores más altos durante el año.

En la parte alta de la cuenca, en términos generales, no se presenta variación sustantiva en los valores de evapotranspiración potencial; lo anterior, debido a que se mantienen las temperaturas bajas a lo largo del año, por ser un bosque muy húmedo Subtropical frío y bosque muy húmedo Montano Bajo (Cruz De la, J. R. 1982). La variación de evapotranspiración potencial, por efectos del cambio de temperatura en la cuenca, marca diferencias en la parte media y baja así como la parte alta de la cuenca. En la parte media y baja de la cuenca, durante la última quincena del mes de febrero a junio, se eleva considerablemente la evapotranspiración potencial por el aumento de la temperatura dentro de la zona del bosque húmedo Subtropical templado (ver Figura 34).

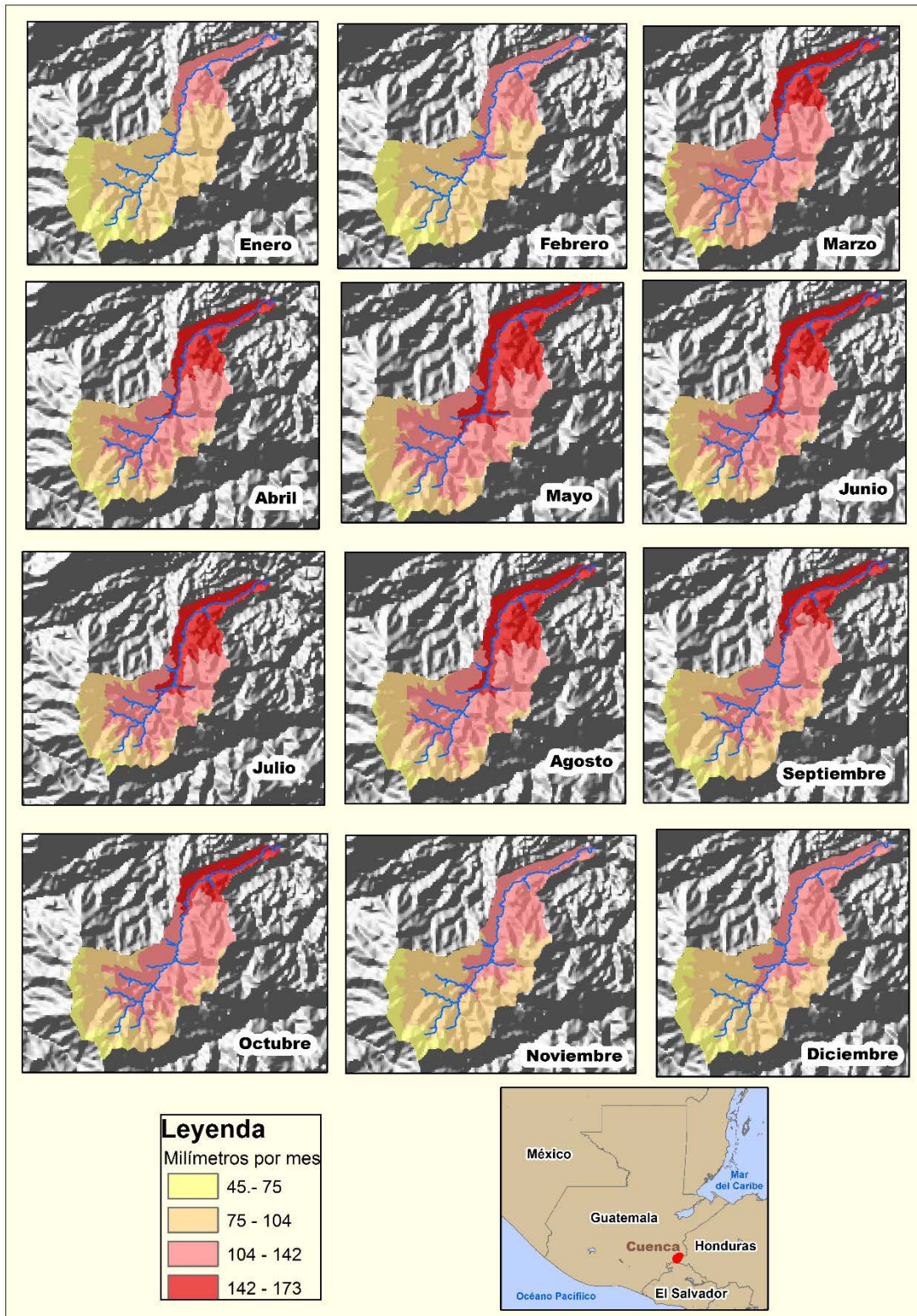
En la parte media y baja de la cuenca del río Atulapa, durante la última quincena, de febrero a junio, aumenta considerablemente la evapotranspiración potencial. Los cambios se deben en buena parte a las diferencias altitudinales: a mayor altura, la temperatura baja; por consiguiente, la evapotranspiración. El estudio realizado por el Servicio Nacional de Estudios Territoriales (2005), sobre el balance hídrico integrado y dinámico en El Salvador, analizó la relación existente entre altitud y evapotranspiración de referencia, calculada mediante el método de Hargreaves. Así mismo, se determinaron ecuaciones de correlación mensual entre las dos variables, obteniéndose efectivos coeficientes de regresión (ver Figura 34).

De manera similar, en el estudio realizado por el Programa Hidrológico Internacional (2007), sobre el balance hídrico superficial de Costa Rica se observa que, a nivel espacial, existe variabilidad en precipitación y evapotranspiración, causada por una pronunciada orografía y por la interacción de ésta con el flujo.

El estudio realizado por Gudulas, K., Voudouris, K., Soulios, G., & Dimopoulos, G. (2013), comparó dos diferentes métodos para el cálculo de evapotranspiración potencial con el método de Thornthwaite y Turc, la ecuación de Turc dió valores ligeramente más altos que Thornthwaite.



**Figura 34.** Evapotranspiración potencial en la cuenca del río Atulapa.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

#### **4.9.3 Evapotranspiración real, actual o efectiva (ETr), cuenca río Atulapa.**

La distribución espacial de la evapotranspiración real en la cuenca del río Atulapa, depende de la disponibilidad de la precipitación y de la orografía, factores que definen la variabilidad de la temperatura y humedad disponible en el suelo; son requerimientos esenciales para la supervivencia de la vegetación, principalmente en el cultivo de café (Alley, 1984).

Según Carmona, J. H. (2003), en su estudio de balance hídrico del suelo en el departamento de Caldas, determinó que el déficit de humedad en el suelo está dado por la evapotranspiración real menos la evapotranspiración potencial; similar al presente estudio, la evapotranspiración que ocurre en situación real, o humedad en el suelo existente, se encuentra en la vegetación y en el campo, difiere de los límites máximos o potenciales establecidos en el modelo. En la cuenca del río Atulapa, presenta condiciones atmosféricas que influyen en la evapotranspiración real; así también, la humedad disponible en el suelo y los requerimientos de la vegetación.

En el Cuadro 28, de anexos y Figura 35, se presentan los valores estadísticos del análisis de la variación espacial correspondiente a la evapotranspiración real en milímetros por mes. En la cuenca, la evapotranspiración real consiste en la pérdida de agua por transpiración de las plantas y evaporación de agua disponible en el suelo, lo cual varía en función del uso y cobertura.

La desviación estándar, de enero a marzo, es baja; durante abril se incrementa, progresivamente, como resultado del aumento de la humedad en la parte alta de la cuenca. De enero al mes de abril la precipitación es menor en relación con la evapotranspiración real; por lo anterior, la humedad disponible en el suelo proveniente de la precipitación es utilizada por la vegetación, siendo notorio un alto déficit de humedad. En mayo, la evapotranspiración real es alta,

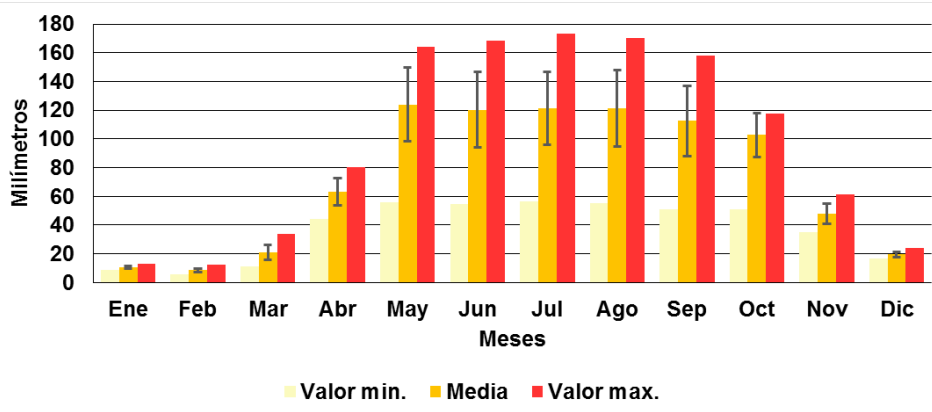


incrementando la desviación estándar espacial dentro de la cuenca, en vista de que la precipitación es mayor y proporciona humedad al suelo (ver Figura 35).

La evapotranspiración real promedio anual es de 873 mm; el total de la evapotranspiración real de la cuenca se presenta de mayo a octubre, alcanzando un acumulado de 702 mm, correspondiente al 80% del total. La menor evapotranspiración de la cuenca se presenta a lo largo de seis meses, de noviembre a mayo, con un acumulado de 171 mm o sea el 20% de la evapotranspiración real media anual (ver Figura 35).

La desviación estándar durante los doce meses del año es de 14,09 mm, reflejando un valor espacial bajo. En los meses secos el valor de la desviación estándar disminuye y en los meses lluviosos aumenta sustancialmente por la disponibilidad de agua según lo sustentado por Thornthwaite (1955), en su publicación sobre el balance hídrico del suelo (ver Cuadro 27 y Figura 35). Para determinar el déficit anual de disponibilidad de agua en el suelo, se determinó la evapotranspiración potencial media, siendo ésta de 1,338.82 mm por año y la evapotranspiración real media fue de 873,08 mm por año. Por consiguiente, se obtuvo un déficit de disponibilidad de agua en el suelo de -465 mm por año (ver Figura 35).

En la Figura 35, se observa que la evapotranspiración mensual real de la cuenca del río Atulapa, en condiciones de humedad disponible, aumenta considerablemente a valores que superan los 100 mm. En los meses de escasa humedad, la evapotranspiración mensual real disminuye a valores que provocan estrés hídrico en las plantas.

**Figura 35.** Evapotranspiración real en la cuenca del río Atulapa.

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

En Figura 36 de la cuenca río Atulapa, la evapotranspiración real depende de la disponibilidad de precipitación, de la orografía que define la variabilidad de las condiciones atmosféricas, así como la humedad disponible en el suelo y los requerimientos de la vegetación, principalmente en el cultivo de café.

La evapotranspiración real, de enero al mes de abril es mayor en la parte alta de la cuenca debido a la disponibilidad de humedad en el suelo y menor en la parte media y baja de la cuenca por falta de humedad en el suelo. En la Figura 36 la evapotranspiración real media mensual en la cuenca del río Atulapa, se consignan los datos correspondientes a los meses lluviosos de mayo a octubre, reflejando un aumento sustancial de la distribución espacial de la evapotranspiración real. La disponibilidad de humedad en el suelo, satisface la necesidad de agua en la vegetación. Las zonas bioclimáticas de la cuenca, en todos los meses del año muestran sus diferencias en valores promedios de evapotranspiración real, principalmente en el bosque húmedo Subtropical templado, donde se representan los valores más altos durante todo el año.

En la parte alta de la cuenca, en términos generales, no se presenta una variación sustantiva en cuanto a los valores de evapotranspiración real, debido a la presencia de humedad en el suelo y a las temperaturas bajas a lo largo del año,

según De la Cruz (1982), es característico de un bosque muy húmedo Subtropical frío y bosque muy húmedo Montano Bajo (ver Figura 36).

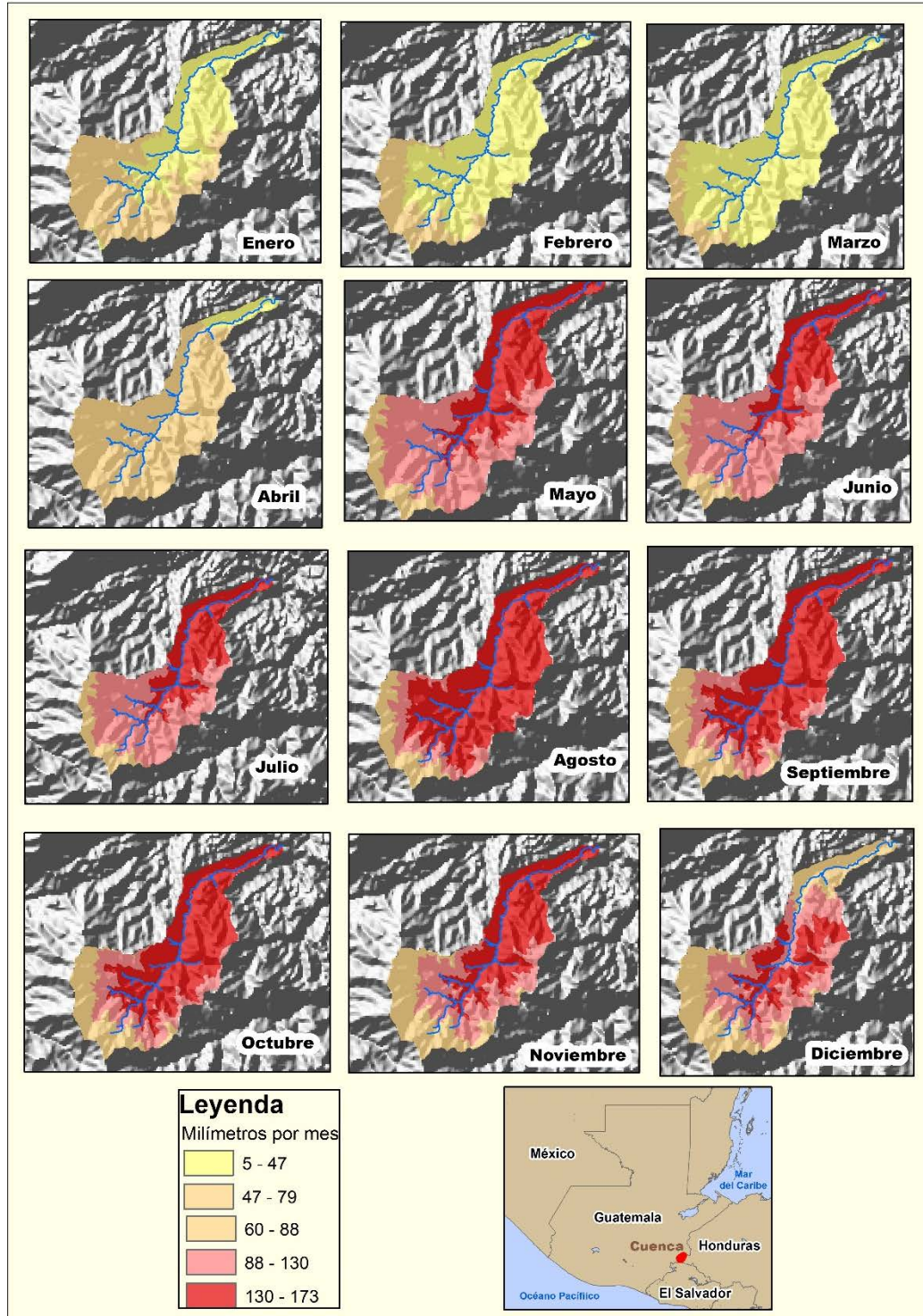
La variación de evapotranspiración real de la cuenca, por efectos de la cantidad de precipitación media anual, por los cambios de temperatura y la disponibilidad de agua en el suelo, marca una diferencia entre la parte media baja y la parte alta, a lo largo del año (ver Figura 36).

En el estudio de Campo de Ferreiras (1996), evaluó la evapotranspiración real, para determinar el déficit de humedad en la cuenca del río Quequén Grande similar al presente estudio, es un parámetro básico para evaluar la dinámica del déficit de humedad de agua en el suelo.

En el estudio realizado con el modelo por Swat por Kundu, S., Khare, D., & Mondal, A. (2017), sobre el cambio de uso del suelo y cómo influye en el balance hídrico de la cuenca del río Narmada en la India, reflejo que la reducción en las áreas de vegetación y al aumento en las tierras agrícolas y los asentamientos ha provocado un aumento de la escorrentía y una disminución de la Evapotranspiración real. El rendimiento del agua aumentó en un 6,98% desde 1990 hasta 2011 y en un 17,5%, según lo proyectado en 2050. La Evapotranspiración real disminuye un 3,37% entre 1990 y 2011 y un 8,40% en 2050. La simulación con SWAT utilizando el cambio de uso de la tierra mostró una reducción en la ET y un aumento de la escorrentía en diferentes subcuencas, lo que debe considerarse en términos de manejo.

El estudio sobre la comparación de dos métodos Thornthwaite y Turc para cálculo de evapotranspiración real (Etr) en el análisis del balance hídrico realizado por Gudulas, K., Voudouris, K., Soulios, G., & Dimopoulos, G. (2013), Turc presentó un valor relativamente elevado aproximadamente un 20% más que Thornthwaite, sin embargo realizando un factor de corrección a la temperatura el valor de Etr de Turc fue similar al calculado con Thornthwaite.

**Figura 36.** Evapotranspiración real en la cuenca del río Atulapa



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

#### **4.9.4 Precipitación y evapotranspiración potencial, cuenca río Atulapa.**

Con base en la definición de Thornthwaite & Mather (1955), el balance hídrico superficial del suelo en la cuenca del río Atulapa posee tres variables de entrada: precipitación (oferta de humedad al suelo), evapotranspiración potencial (pérdida de humedad por el aprovechamiento de la vegetación en su proceso de transpiración y evaporación, por efectos de la energía calorífica) y la capacidad de retención de humedad del suelo (dependiente, principalmente, de la textura del suelo).

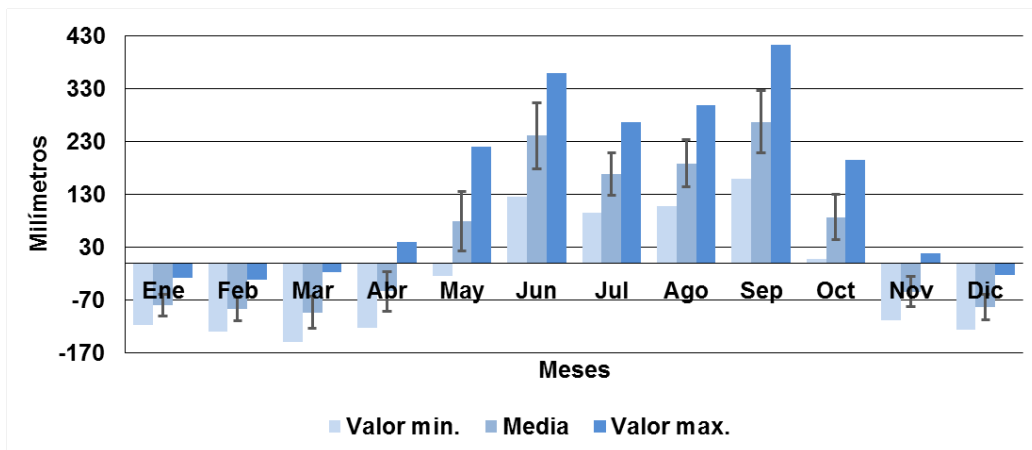
En el Cuadro 29, de anexos y Figura 37, se presentan los resultados promedios del análisis espacial de precipitación, menos la evapotranspiración potencial. El estudio del balance hídrico integrado y dinámico de El Salvador realizado por el Servicio Nacional de Estudios Territoriales —Snet— (2005), evaluó la disponibilidad o el déficit de humedad en el suelo, con la precipitación y la evapotranspiración potencial para los doce meses del año; sin embargo, los registros son datos tabulares y no presentan la dinámica espacial como se obtienen en el presente estudio. En la cuenca del río Atulapa, los meses con déficit de humedad inician en noviembre y se extienden hasta mayo, con valores medios aproximados a -90 mm por mes. La desviación estándar es baja, excepto en mayo, cuando, en las partes altas de la cuenca, la incidencia de la precipitación es mayor que en la parte baja (ver Figura 37).

Los resultados del estudio realizado por Campo de Ferreiras (1996), sobre el balance hídrico en la cuenca del río Quequén Grande, fueron presentados en gráficos y cuadros por localidad, determinando el déficit en algunas localidades en los meses de diciembre al mes de abril y excesos de humedad de julio a noviembre. Con el algoritmo del presente estudio, se permitió evaluar el balance de forma bidimensional en el territorio de la cuenca del río Atulapa, obteniendo gráficos y cuadros a la vez.

En la cuenca del río Atulapa, de mayo a octubre, se observa un excedente de humedad suficiente para saturar los suelos. Durante el resto de meses, la humedad se pierde por escorrentía hipodérmica y superficial. Un bajo porcentaje llega a ser parte del manto acuífero colgado o confinado (ver Figura 37).

En la Figura 37, se observa el comportamiento del balance hídrico general de la cuenca del río Atulapa. En el momento en que el valor medio es negativo, el suelo posee déficit de humedad, el exceso inicia en la tercera semana de mayo y finaliza en la primera semana de noviembre. A la vez, se observa cómo la canícula, en el mes de julio, disminuye la humedad presente.

**Figura 37.** Evapotranspiración potencial menos la precipitación media mensual, cuenca del río Atulapa.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

En la Figura 38, se observa la variabilidad de la humedad disponible, para la demanda del cultivo y vegetación en los diferentes meses del año en la cuenca del río Atulapa. Durante los meses de déficit de humedad, principalmente de enero al mes de abril, se observa que en la parte alta de la cuenca, en la zona bioclimática del bosque húmedo Montano Bajo Subtropical, se mantiene la humedad en el suelo durante todo el año. Los frentes fríos que se presentan en estos meses y provocan

lluvias en la parte alta de la montaña Montecristo, lo que permite mantener la disponibilidad de agua en el suelo.

Durante enero al mes de abril, en la parte media baja de la cuenca, se presenta un déficit de humedad. En mayo, se observa que el déficit de humedad solo se registra en la parte baja de la cuenca, donde la incidencia de precipitación es menor y la evapotranspiración es mayor, por consiguiente, la disponibilidad de agua en el suelo disminuye (ver Figura 38).

De junio a septiembre, la disponibilidad de agua del suelo resultante de la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración potencial, satisface la demanda de humedad en la cuenca. Sin embargo, frecuentemente se presenta una variación entre la parte alta, media y baja de la cuenca (ver Figura 38).

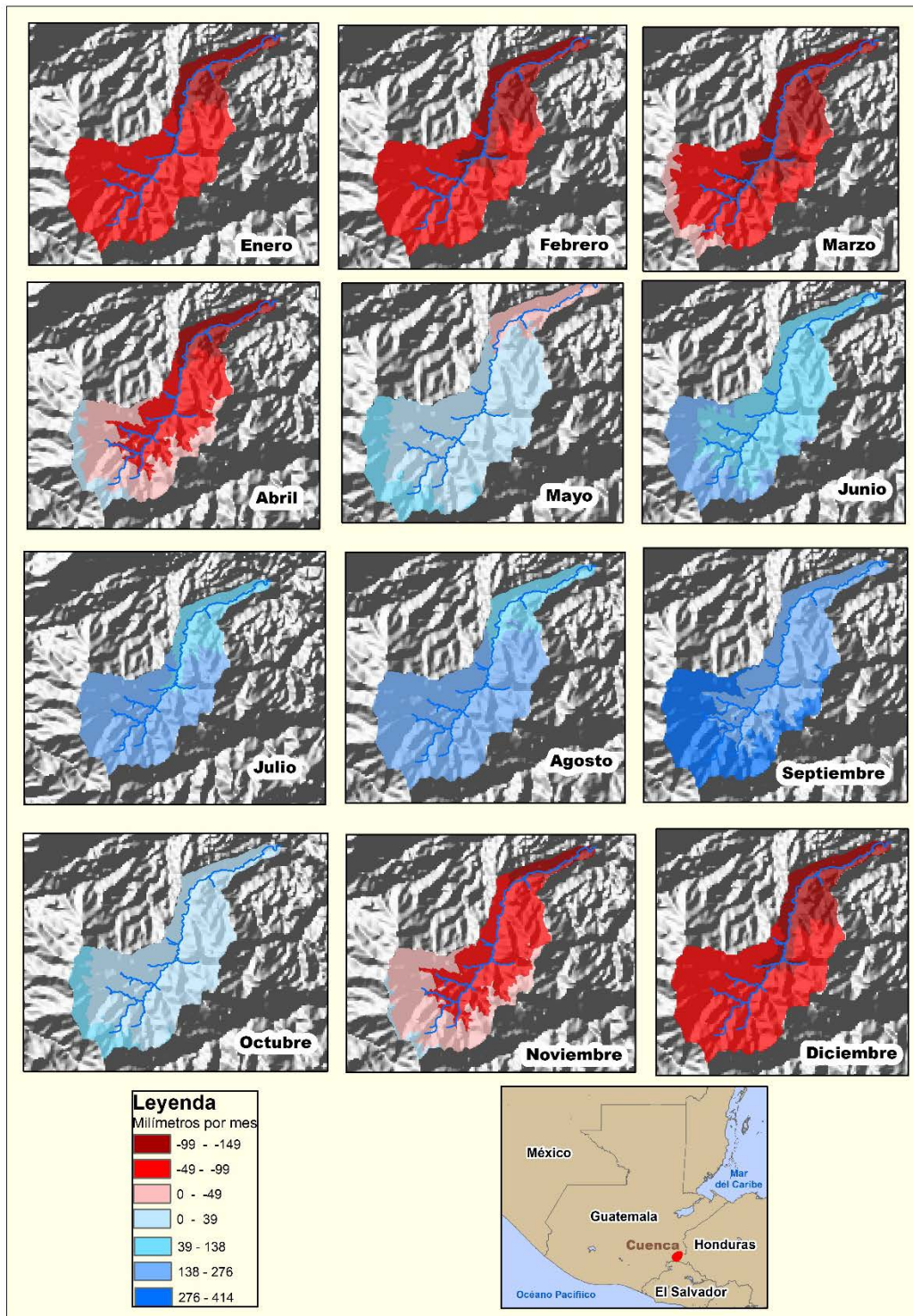
En julio se presenta la canícula y disminuye la precipitación en la cuenca; por consiguiente, la cantidad de agua disponible del suelo disminuye en promedio un 20%, sobre todo en la parte media y baja de la cuenca. En los casos de los años secos, o bien de canículas extendidas, la disponibilidad de agua en el suelo disminuye considerablemente a un 35% (ver Figura 38).

En los mapas se observa que, durante los meses de noviembre a diciembre, la disponibilidad del agua del suelo en la cuenca, principalmente en la parte media y baja, disminuye, presentando un déficit de humedad, excepto en la parte alta de la cuenca (ver Figura 38).

El este estudio realizado por Fowe, T., Karambiri, H., Paturel, J. E., Poussin, J. C., & Cecchi, P. (2015) se llevó a cabo en un embalse ubicado en el Sur de Burkina Faso, se observó que el balance hídrico con una disminución del 32% en la precipitación anual por efectos de la variabilidad climática conduce a una reducción del 50% en el coeficiente de escurrimiento anual, similar a lo visualizado en el modelo utilizado en el presente estudio.



**Figura 38.** Evapotranspiración potencial menos la precipitación mensual media, cuenca río Atulapa.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.



#### **4.9.5 Reserva de humedad en el suelo en la cuenca río Atulapa.**

Thornthwaite & Mather (1955), definieron los factores para el cálculo de la reserva de humedad del suelo, estos factores fueron adoptados para el modelo de la cuenca en el río Atulapa, los cuales son los siguientes: la precipitación mensual, reserva inicial o mensual, reserva máxima del suelo (tipo de suelo, principalmente textura) y la evapotranspiración real de la vegetación existente. Según la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación —FAO— (2015), la permeabilidad o reserva máxima del suelo varía según su textura; para la cuenca del río Atulapa la reserva máxima de los suelos varía entre 163 mm a 200 mm según la clase textural del suelo y el uso de la tierra (ver Figura 39).

En el Cuadro 30, de anexos y Figura 39, de enero a marzo, la cuenca no presenta reserva de humedad en el suelo por la falta de precipitación generalizada y las altas temperaturas de la estación de verano, lo cual es similar a los resultados obtenidos por Alley (1984), en la evaluación de la humedad del suelo a través de modelos mensuales, según la evapotranspiración. Las precipitaciones que se presentan en la parte alta de la cuenca, por efecto de los frentes fríos, permiten que el suelo mantenga exceso de humedad.

La precipitación inicia en mayo; conforme aumenta la precipitación, se acumula la humedad en el suelo. Durante el mes de junio se cumple la condición siguiente: la precipitación mensual, menos la evapotranspiración real, más la reserva del suelo, es mayor que la reserva máxima, el suelo en promedio posee 175 mm por mes. Esto se presenta principalmente en la parte media y alta de la cuenca. Lo que el suelo no retiene de humedad, se convierte en escorrentía superficial o excedente de humedad (ver Figura 39).

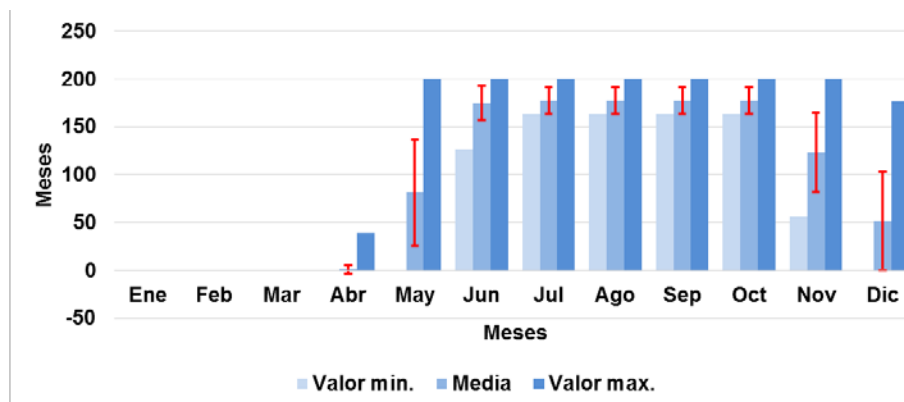
En los meses de noviembre y diciembre se reduce la precipitación y no se cumple la condición anteriormente planteada. El resultado del análisis es producto de la precipitación mensual, menos la evapotranspiración real mensual, más la

reserva inicial o mensual del suelo. En diciembre, el suelo de la parte baja de la cuenca pierde totalmente su reserva y llega a valor cero (ver Figura 39).

La variabilidad espacial de la reserva de humedad del suelo, de junio a septiembre, es baja, con una desviación estándar de 15 milímetros en los meses en que la mayor parte del suelo de la cuenca está saturado. Los meses en que aumenta la variabilidad espacial de la reserva del suelo, es debida a la precipitación que inicia en mayo. La precipitación disminuye, en noviembre y diciembre, con una desviación estándar de 50 milímetros. Este equilibrio se pierde en los años en los cuales la canícula es prolongada en julio, o bien por efecto del fenómeno del Niño que retrasa la época lluviosa. Los meses más afectados por bajas precipitaciones son mayo y junio, fenómeno acentuado por la variabilidad climática (ver Figura 39).

En la Figura 39, se observa la reserva de humedad del suelo que dependerá de la textura del mismo. Llega a su máxima capacidad de junio hasta la segunda semana de octubre, con valores máximos de 200 mm. La reserva del suelo se infiltra hacia acuíferos libres; aproximadamente un diez por ciento se percola a los acuíferos confinados, lo cual dependerá de las capas permeables o impermeables, así como también de las fallas geológicas presentes.

**Figura 39.** Reserva de humedad en el suelo, cuenca del río Atulapa.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

Los mapas del comportamiento de la reserva máxima del suelo, en la cuenca del río Atulapa, muestran su variabilidad espacial en valores promedios para los meses de mayor precipitación: de mayo a septiembre. En la Figura 40, se observa que la reserva máxima se mantiene de mayo a octubre, con valores máximos de 200 mm y mínimos de 165 mm en el mes.

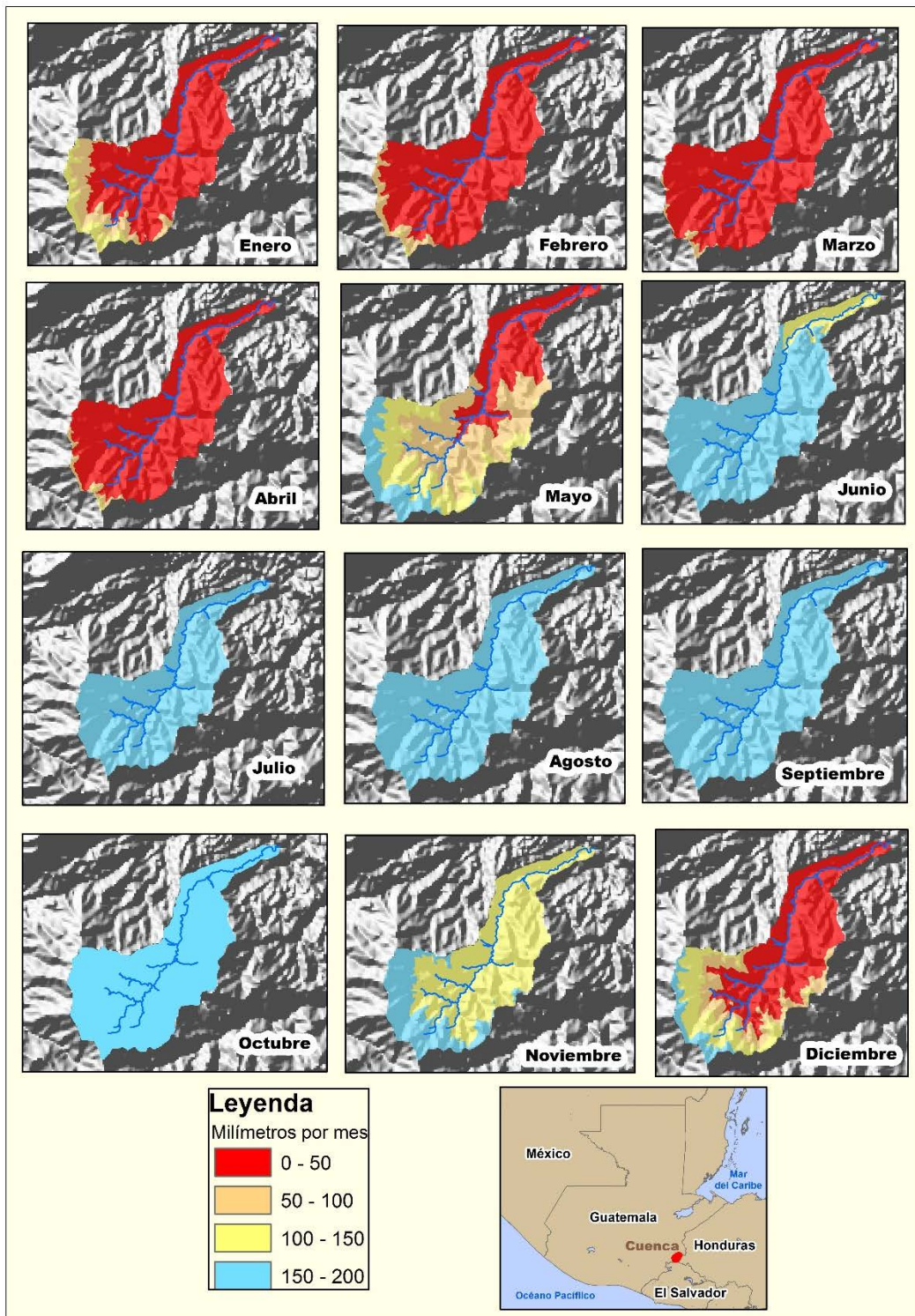
La reserva comienza a disminuir en el suelo, principalmente en el bosque húmedo Subtropical templado, en noviembre y diciembre. En la parte baja de la cuenca hay suelos que no poseen reserva alguna durante diciembre (Figura 40).

Palacios (1974), en su estudio sobre la validez del índice de Thornthwaite en el balance hídrico de la provincia de Logroño, tomó en cuenta el parámetro de reserva de humedad en el suelo por mes, el cual fue representado a través de un valor único promedio para el modelo unidimensional. En el presente estudio se evaluó de forma bidimensional en las diferentes unidades de suelo en la cuenca.

El estudio del Instituto de Incidencia Ambiental (2003), sobre el estado actual de los recursos hídricos en Guatemala, describe como de gran importancia la reserva de agua en el suelo para mejorar el almacenamiento en los acuíferos. Es por ello la necesidad de conocer la dinámica de la reserva de agua por mes y por clase textural de suelos, como se realizó en el presente estudio.

El estudio realizado por Carmona (2003), sobre el balance hídrico y clasificación climática para el departamento de Caldas, evaluó la dinámica de la reserva de humedad del suelo. El autor determinó la necesidad de crear modelos bidimensionales, que permitan realizar un análisis territorial más exhaustivo con base en la modelación espacial y que permita evaluar para cada unidad de suelo, en qué momento es rebasada su reserva máxima. Los resultados obtenidos del modelo BHS, en la cuenca del río Atulapa, permiten analizar por unidad de suelo, cómo es la dinámica de la reserva de agua por mes en un año hidrológico (ver Figura 40).

**Figura 40.** Reserva de humedad en el suelo, cuenca del río Atulapa.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

#### **4.9.6 Déficit de humedad en el suelo en la cuenca río Atulapa.**

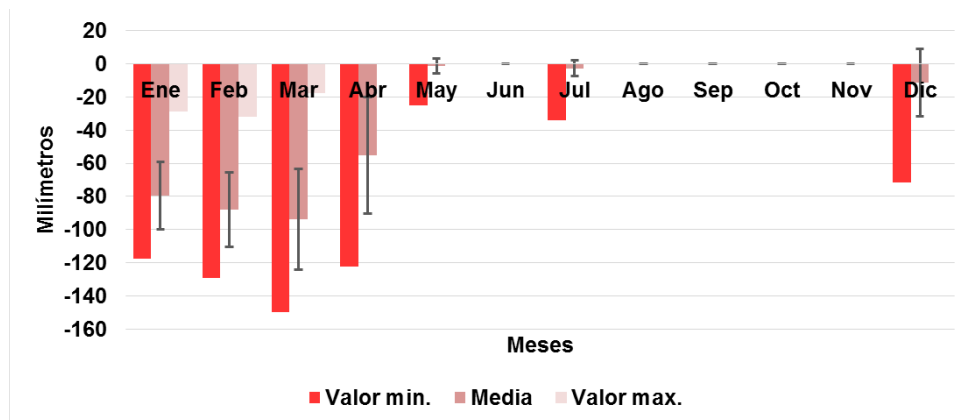
La variabilidad espacial del déficit de humedad, en la cuenca del río Atulapa, depende de la evapotranspiración real mensual, menos la evapotranspiración potencial mensual. Los meses con mayor déficit de humedad en los suelos abarcan del mes de enero al mes de abril, presentando un promedio de 79 mm. A la vez, en el mes de marzo se presenta la mayor pérdida de humedad en el suelo, con 94 mm, debido a la falta de precipitación y altas temperaturas (ver Figura 41).

La canícula constituye uno de los factores fundamentales en la pérdida de humedad del suelo, en el mes de julio, debido a la disminución de precipitación. La prolongación de los efectos de la canícula provoca una disminución de humedad del suelo, afectando principalmente los cultivos en la zona bioclimática del bosque húmedo Subtropical templado (ver Figura 41). Según Linsley (1967), sequías prolongadas afectan al caudal proveniente del flujo hipodérmico del suelo.

En el Cuadro 31, en anexos y Figura 41, se observa que el total acumulado de déficit de humedad del suelo, durante un año promedio, es de 331 mm durante los siete meses del año. La desviación estándar media de los doce meses del año es de 11,47 mm, valor espacial bajo. En los meses secos, el valor de la desviación estándar aumenta sustancialmente y en los meses lluviosos es cero.

El déficit medio mensual de humedad del suelo, presenta una tendencia a disminuir en los meses de abril y mayo, hasta el punto de saturación. Sin embargo, por efecto de la canícula, los horizontes superiores del suelo pierden humedad, la que se recupera en agosto para mantener el suelo saturado; de esa manera se favorecen las corrientes intermitentes durante los últimos meses de invierno; posteriormente, disminuye en noviembre (ver Figura 41). El déficit de humedad en el suelo es evaluado, principalmente, en balances hídricos con el método de Thornthwaite & Mather (1955): como la investigación de Palacios (1974); Kundu, S., Khare, D., & Mondal, A. (2017) y el presente estudio.

**Figura 41.** Valores estadísticos para el déficit de humedad del suelo, cuenca del río Atulapa.



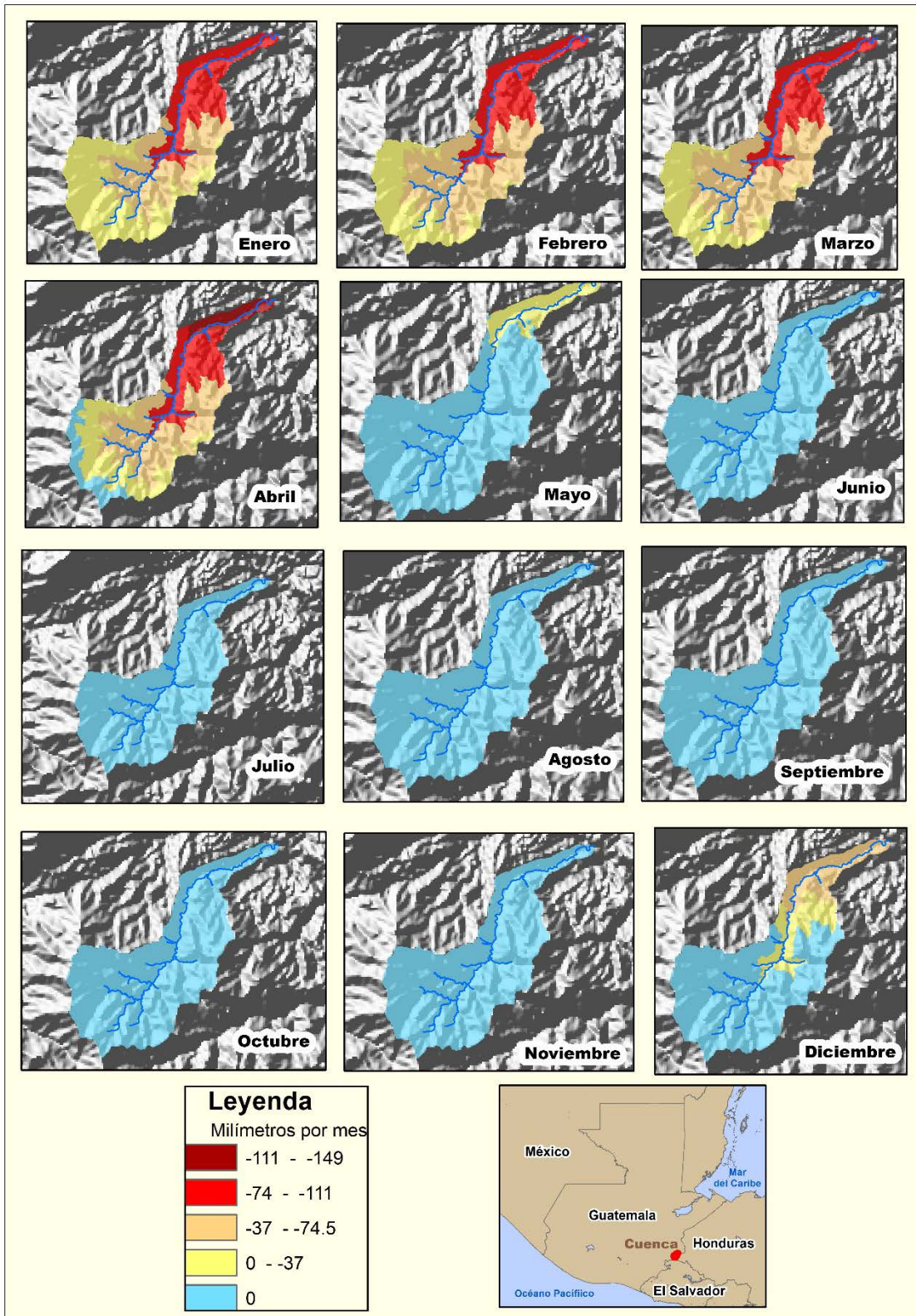
**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

En la Figura 42, de la cuenca del río Atulapa, durante enero al mes de abril, se muestran diferencias en los valores promedio de déficit de humedad del suelo, principalmente en el bosque húmedo Subtropical templado, donde se representan los valores más altos durante los meses del año. En la parte alta de la cuenca, en términos generales, no presenta variación sustantiva en el déficit de humedad del suelo, debido a que de diciembre a marzo, los frentes fríos mantienen la presencia de lluvias en la mayor parte del año; así también, las temperaturas bajas en el bosque muy húmedo Subtropical frío y bosque muy húmedo Montano Bajo.

En julio se presenta la canícula y la precipitación disminuye. La humedad del suelo presenta déficit; sin embargo, en los años cuando la canícula es prolongada, esta humedad disminuye al grado de provocar el punto de marchitez permanente de los cultivos. Durante los años en los cuales disminuye la precipitación, por efecto del fenómeno de El Niño, acentuado por la variabilidad climática, se da un comportamiento espacial notorio generalizado, excepto en el bosque muy húmedo Montano Bajo, que es la parte alta de la cuenca (ver Figura 42).



**Figura 42.** Déficit medio mensual del suelo, cuenca del río Atulapa.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

#### 4.9.7 Excedente

En el Cuadro 32, de anexos y Figura 43, se observa la variación espacial del excedente de humedad en el suelo, debido a que la precipitación se convierte en escorrentía superficial y flujo hipodérmico del suelo, que provee agua a las corrientes intermitentes que alimentan al cauce principal del sistema de drenaje de la cuenca, como lo confirma a Alvord (1914) y Fowe, T., Karambiri, H., Paturel, J. E., Poussin, J. C., & Cecchi, P. (2015), en su estudio de la escorrentía derivada de la precipitación donde considera que, aproximadamente, el 35% de la precipitación llega a ser escorrentía en la cuenca.

En la interpretación de la variación espacial del excedente de humedad del suelo, se analizaron los factores propuestos por Thornthwaite & Mather (1955), los cuales son: la reserva inicial o del mes anterior, precipitación mensual, evapotranspiración real mensual y la reserva máxima.

En la Figura 43, se observa que, durante los meses de mayo a octubre, se cumple la condición, en cuanto a que la precipitación mensual, menos la evapotranspiración real mensual, más la reserva inicial, es mayor que la reserva máxima. Por consiguiente, el excedente de humedad del suelo, para los seis meses, produce un promedio mensual de 150 mm. Septiembre presenta el mayor excedente de humedad del suelo, por aumento de precipitación y debido a que los suelos están en su recarga máxima de humedad y no retienen agua; el total mensual es de 267 mm.

En los meses de diciembre y enero hasta el mes de abril, la precipitación mensual, menos la evapotranspiración real mensual, más la reserva inicial, es menor que la reserva máxima; por consiguiente, el exceso de humedad del suelo es cero, debido a la falta de precipitación en la cuenca. En el análisis de la variabilidad espacial del excedente de humedad del suelo, en la cuenca del río Atulapa, de mayo a octubre, se evidencia una desviación estándar de 54 mm; junio

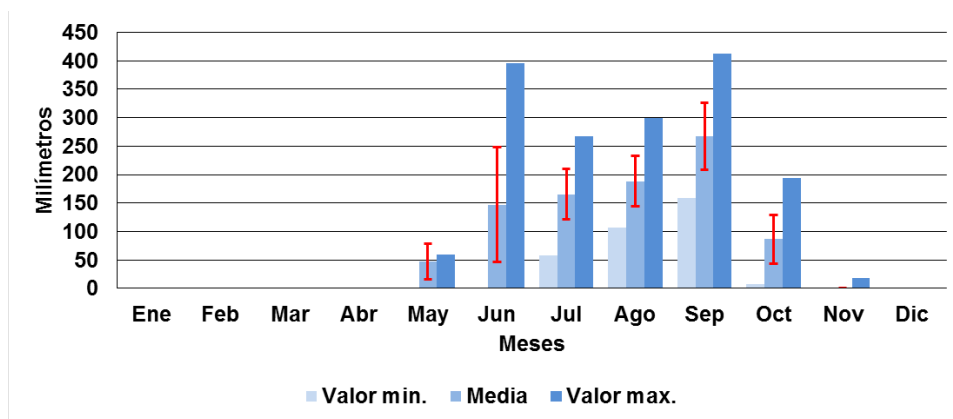


posee la mayor variabilidad en su desviación estándar de la media, porque la parte alta de la cuenca posee los suelos saturados y en la parte baja no han llegado a su saturación (ver Cuadro 32, de anexos y Figura 43).

La escorrentía, en julio, se mantiene pese a la canícula; sin embargo, si la canícula se prolonga al mes de agosto, o el fenómeno de El Niño retrasa la época lluviosa, acentuado por la variabilidad climática, disminuye sustancialmente la escorrentía de la cuenca hasta el punto de reducir las corrientes intermitentes, que drenan hacia las corrientes permanentes, según Linsley (1967); en el hidrograma de escorrentía, se puede observar la variabilidad del caudal por la disminución de la precipitación.

En la Figura 43, se observa el comportamiento del excedente de humedad en el suelo; de igual manera que el excedente, el déficit posee una dinámica de respuesta a la canícula: en julio y agosto, el agua que escurre superficialmente podría ser almacenada para utilizarla en la época seca.

**Figura 43.** Excedente de humedad en el suelo, cuenca del río Atulapa



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

Los mapas que representan el excedente de humedad del suelo en la cuenca del río Atulapa, muestran su variabilidad espacial, principalmente los meses de mayo a octubre (ver Figura 44). La saturación de los suelos en la parte alta de la

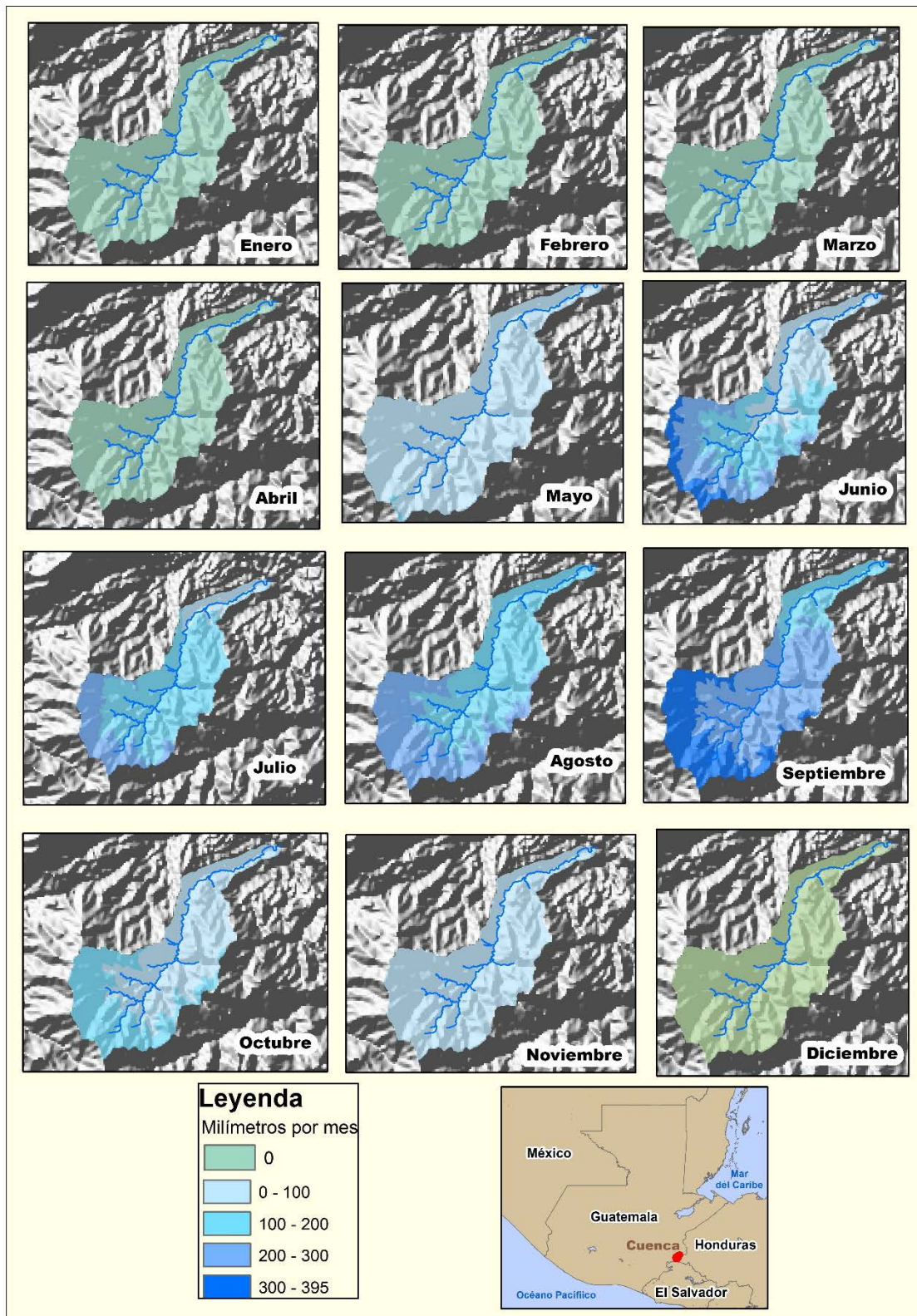
cuenca y el exceso de precipitación, permite generar escorrentía superficial y escorrentía hipodérmica del suelo, como se observa en los meses lluviosos similar al estudio realizado por Kundu, S., Khare, D., & Mondal, A. (2017).

En los mapas se observa que, de junio a octubre, la escorrentía superficial en mayor grado proviene de la parte alta de la cuenca, de la zona bioclimática del bosque muy húmedo Subtropical frío y del bosque muy húmedo Montano Bajo. Además se observa que, durante el mes de diciembre y enero hasta el mes de abril, la cuenca no muestra excedente de humedad del suelo; por consiguiente, sus caudales son generados por la escorrentía subterránea que alimenta al cauce principal (ver Figura 44).

El método utilizado por Olivera (1999), propuso evaluar el exceso de precipitación, distribuido espacialmente sobre una cuenca hidrográfica para producir escorrentía en su salida. Es similar al presente estudio, principalmente, en representar a la cuenca por un modelo de elevación digital (en formato de imagen), del cual se deriva el exceso de humedad en cada pixel. Carmona (2003), en su estudio sobre el balance hídrico y clasificación climática para el departamento de Caldas, concluye que el excedente de humedad en el suelo es producido por un 38% de la precipitación en un territorio.

En el estudio realizado del ciclo del agua por Marcano (2013) y Paul, M., Rajib, M. A., & Ahiablame, L. (2017), sobre el ciclo del agua, habla acerca del excedente de humedad como la escorrentía superficial y se presenta siempre cuando hay precipitación y termina poco después de haber terminado la precipitación; siempre que el suelo este cercano a su punto de saturación y en la Figura 44, se observa precisamente esta afirmación, en la temporalidad de la dinámica del exceso de humedad. El Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria, de Uruguay (2008), implementó un sistema de monitoreo con la representación del balance hídrico, publicando mapas del país donde se representa el excedente de humedad similar al presente estudio.

**Figura 44.** Excedente de humedad en el suelo, cuenca del río Atulapa.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

#### 4.10 Validación del modelo para el balance hídrico superficial.

Avalos & Mejía, (1983), en su experiencia sobre investigación en el desarrollo de modelos matemáticos en hidrología y recursos hidráulicos, entre los métodos de validación describe los siguientes: comparación del hidrograma con datos observados en campo versus el hidrograma de datos calculados por el modelo; calibrando los parámetros de entrada, es posible ajustar el modelo. El otro método es una correlación lineal entre los datos observados y los calculados, este último fue el que se utilizó en el presente estudio.

En el estudio de Kundu, S., Khare, D., & Mondal, A. (2017) se evaluó el cambio en el uso del suelo realizado en doce cuencas que forman la parte de la cuenca del río Narmada en Madhya Pradesh, India. Se analizó el coeficiente de escorrentía comparando hidrogramas observados y calculados como en el presente estudio, identificando un aumento de la escorrentía conforme se disminuye la vegetación.

La validación del modelo permitió la comparación entre la escorrentía observada (EO) en la estación hidrométrica El Puente versus la escorrentía calculada (ES) por el modelo BHS.

La validación demostró límites aceptables, a través del método de correlación entre los datos de escorrentía observada y la escorrentía calculada, donde el valor de  $r^2$  posee un alto nivel de correlación con 0,981. En el hidrograma de escorrentía superficial derivado por el excedente de humedad en el suelo, se observa que la escorrentía se presenta del mes de mayo a septiembre, con el siguiente modelo:

$$ES = 0,979*EO + 0,1519 \text{ donde:}$$

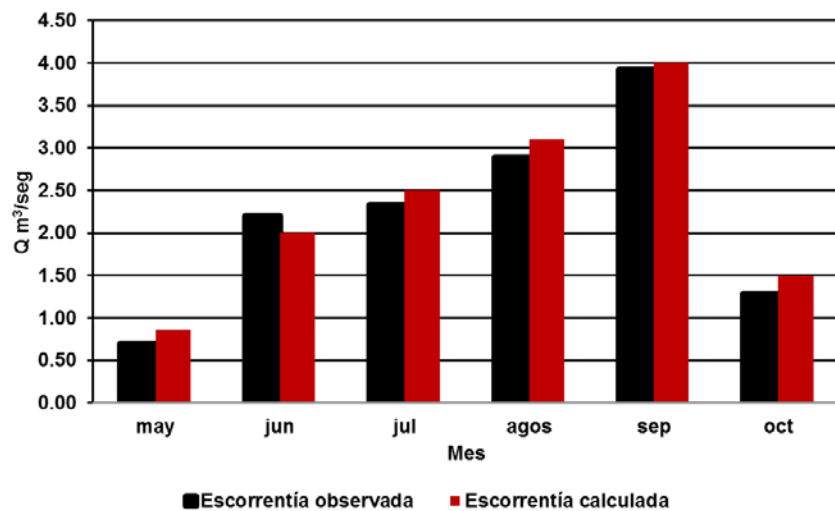
ES=Escorrentía Simulada

EO=Escorrentía Observada

Por consiguiente, los resultados del modelo BHS, permiten generar registros de escorrentía superficial calculada con alta confiabilidad; sin embargo, es de importancia puntualizar que las variables de entrada son registros a escalas de semidetalle (1/50,000.00): esto significa que, a menor escala la confiabilidad de los resultados disminuirá y a mayor escala la confiabilidad aumentará.

La escorrentía calculada en mayo presenta un caudal de 0,85 m<sup>3</sup>/s. Posteriormente, en septiembre, se obtuvo el caudal más alto de 4,0 m<sup>3</sup>/s. En la Figura 45 se indica que los hidrogramas calculados para la escorrentía superficial son similares, debido a: la calibración realizada con los registros meteorológicos, el mapa de tipos de suelos y el mapa de uso y cobertura de la tierra.

**Figura 45.** Escorrentía superficial en el suelo, cuenca del río Atulapa.



**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

El aporte fundamental del presente estudio a la geomática aplicada es la sistematización de una metodología para la calibración de modelos hidrológicos bidimensionales con el apoyo de un Sistema de Información Geográfica (Sig). Kindler, A. & E. Banzhaf (2001) describen la geomática como una nueva ciencia que se encarga de los métodos y técnicas para la gestión, análisis y divulgación de

bases de datos alfanuméricas y geográficas, provenientes de diversas fuentes como: sensores remotos, sistemas de información geográfica, sistemas de geoposicionamiento global y otros.

El modelo propuesto simula la dinámica del balance hídrico en cuencas hidrográficas a través de los diferentes factores de entrada, como: precipitación, evapotranspiración y retención máxima de humedad.

El análisis de la dinámica del suelo en el Sig se puede realizar en forma bidimensional o tridimensional, a través del modelo de elevación digital; el área estará definida por el tamaño del pixel y las variables de entrada.

Por otra parte, los Sig permitieron la integración de los resultados de la modelación hidrológica y las diferentes características físico-geográficas de la cuenca del río Atulapa, que puede ser utilizada como un sistema de prevención hidrológica que posibilite el pronóstico de déficit y excesos de humedad en el suelo y la correspondiente toma de decisiones.

El Sig y el modelo de BHS, constituyeron instrumentos adecuados para responder a cuestionamientos relacionadas con la distribución espacial y las series temporales de los factores que determinan el balance hídrico en el suelo.

El modelo facilitó el tratamiento de la información hidrológica, gracias a que incluyen procedimientos diseñados para realizar la captura, almacenamiento, manipulación, análisis, modelación, simulación y presentación de datos georreferenciados.

Con ayuda de los Sig la modelación hidrológica, en la cuenca del río Atulapa, permitió el desarrollo de una plataforma para la experimentación rápida de nuevas ideas y conceptos; a la vez, sus resultados pueden ser incorporados al proceso de toma de decisiones y a la ordenación del territorio de la cuenca.

Las variables de entrada, como la precipitación, son mapas en formato de imagen que se pueden generar con diferentes métodos planteados por varios autores en hidrología. Tomando como criterio las características territoriales de la cuenca, los métodos pueden ser:

- Interpolación de variables de precipitación
- Isoyetas
- Polígonos de Thiessen
- Modelación altitud versus precipitación
- Imágenes satelitales: World Climate (WC) o Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM).

Para los mapas en formato de imagen de evapotranspiración mensual se pueden utilizar métodos indirectos, que dependerán de los registros meteorológicos que generen las estaciones meteorológicas y el mapa de uso y cobertura de la tierra; los métodos indirectos pueden ser:

- Thornthwaite
- Blaney Cridley
- Hargreaves

Para el mapa de retención máxima de humedad se utiliza el mapa de clasificación de suelos del área de estudio con sus unidades texturales, de acuerdo al método definido; para el presente estudio fueron unidades de mapeo llamadas paisajes a escala 1/50,000.

#### **4.11 El modelo del balance hídrico del suelo y la simulación del Fenómeno de La Niña y El Niño en la cuenca del río Atulapa.**

El rol del balance hídrico es fundamental en el desarrollo de los cultivos y vegetación en la cuenca del río Atulapa, como lo confirma Stephenson (1990), en su evaluación del clima y su efecto en la vegetación. El modelo permite simular la variabilidad climática de los parámetros meteorológicos, precipitación y temperatura en la cuenca del río Atulapa, por efectos del fenómeno de El Niño y La Niña.

En el estudio realizado por González-Reyes, Á. (2016) sobre la ocurrencia de eventos de sequías en la ciudad de Santiago de Chile desde el siglo XIX, muestra un incremento de sequías extremas en los meses de mayo a julio, revelando condiciones invernales más secas para la ciudad de Santiago acentuados por el fenómeno del Niño.

La «variabilidad climática» depende de condiciones atmosféricas de la cuenca del río Atulapa que exceden de lo normal; entre los fenómenos que producen esos contrastes en la zona de estudio están: los frentes fríos provenientes del norte, principalmente en los meses de noviembre a abril; huracanes en época lluviosa, principalmente en los meses de septiembre a octubre y los eventos meteorológicos extremos como una precipitación pluvial excesiva por el fenómeno de La Niña (fase fría), como sequías prolongadas por el fenómeno de El Niño (fase cálida) relacionados con la Oscilación Sur de El Niño (OSEN) o La Niña.

Esta variación climática fue identificada por Becerra & Gutiérrez, (2006) y Scarpati, O. E., & Capriolo, A. D. (2013), en la modelación hidrológica empleando isoyetas de relieve representando la variabilidad espacial de los registros de precipitación por los fenómenos del Osen en México y Buenos Aires Argentina respectivamente.



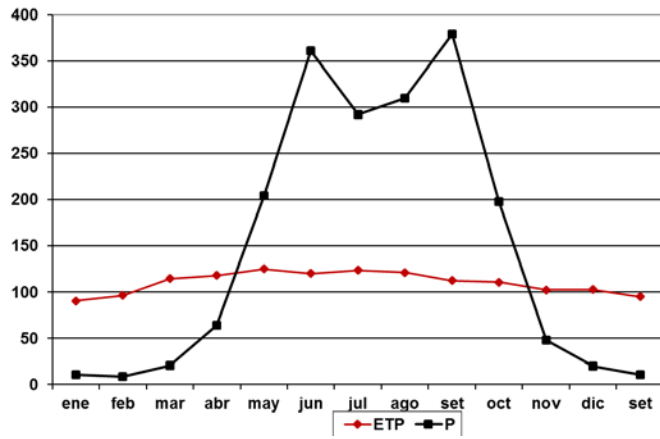
Reyes (2006), en el informe de la situación de los recursos hídricos en Centroamérica, plantea que los fenómenos relacionados con la OSEN, en la región Centroamericana, influyen principalmente en: la presión del aire, en los totales de precipitación y en las temperaturas; por consiguiente, la evapotranspiración, puede estar por encima o por debajo de lo normal, dependiendo de dónde se evalúa.

El fenómeno de El Niño, en el modelo, representa cambios en los promedios mensuales de precipitación, con una tendencia a la disminución de la lluvia y una distribución espacial irregular, principalmente en los meses de mayo al mes de agosto; los parámetros de salida, como escorrentía superficial y exceso de humedad en el suelo, son menores a un año promedio (ver Figura 46).

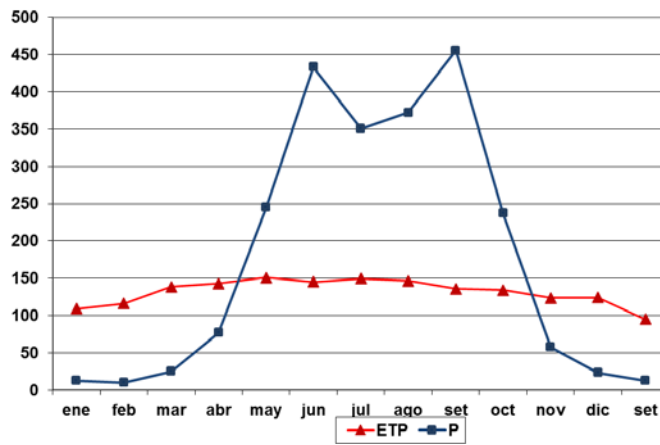
El fenómeno de El Niño afecta a los cultivos y vegetación existente en la cuenca del río Atulapa por el déficit de humedad en el suelo. Un año promedio de precipitación media anual en la cuenca es de 1.916 milímetros; pero en un año seco, por efectos del fenómeno de El Niño, se puede esperar un registro de 1.533 milímetros; disminuye en un 20% la cantidad de precipitación en un año hidrológico. Hay que tomar en consideración que la distribución espacial de la lluvia es afectada, concentrándose con mayor frecuencia en la parte alta de la cuenca y en menor en la parte baja (ver Figura 46).

El fenómeno de La Niña, representa cambios significativos en los promedios mensuales de precipitación con tendencia al aumento; con un registro promedio al año de 2.300 milímetros principalmente, en los meses de agosto, septiembre y octubre; por consiguiente, se observa una tendencia al aumento de los parámetros de salida como escorrentía superficial y exceso de humedad en el suelo (ver Figura 46). Estos eventos, al sobrepasar la capacidad de retención de humedad del suelo, pueden ocasionar fenómenos secundarios en la parte media y alta de la cuenca, como deslizamientos; así, en la parte baja de la cuenca, se presentan inundaciones, similar al estudio de Kurtz, D. B., Perucca, A. R., Ybarra, D. D., López, C. F., Montoya, S. R., Barrios, R., & Corrientes-INTA, G. R. N. E. (2015).

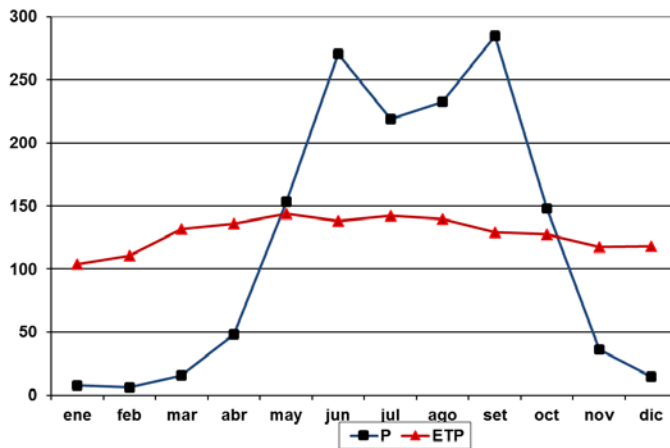
**Figura 46.** Climadiagrama del modelo BHS, cuenca del río Atulapa.



a) Promedio



b) Fenómeno Niña



c) Fenómeno Niño

Fuente: Elaboración propia, 2018.

## 5. Conclusiones

- Es necesario la implementación de estaciones meteorológicas para el control y monitoreo meteorológico, que permite el análisis de variabilidad climática local a través de modelos matemáticos que simulen escenarios.
- La cartografía temática de la cuenca permitió el análisis integral de los aspectos físicos y bióticos con los registros meteorológicos, evaluando el comportamiento en el balance hídrico superficial.
- La programación en Python permitió generar el modelo de Thornthwaite de forma bidimensional; para determinar el balance hídrico del suelo y su dinámica, como aplicación de un Sistema de Información Geográfica.
- El modelo facilitó el tratamiento de la información hidrológica, ya que los procedimientos fueron diseñados para facilitar la captura, almacenamiento, análisis y presentación de datos georreferenciados.
- El algoritmo del modelo permite realizar simulaciones de escenarios modificando las variables de entrada: Precipitación, evapotranspiración (temperatura y uso del suelo) y retención de humedad.
- Es posible con el modelo analizar la variabilidad climática simulando el fenómeno ENSO, se observa los diferentes comportamientos en los parámetros de evapotranspiración real, retención de humedad, déficit y excesos de humedad (escorrentía).

## 6. Recomendaciones

- Realizar programación en Python para elaborar aplicaciones de modelos en Sistemas de Información Geográfica, que permitan analizar la variabilidad climática y efectos en la humedad del suelo, en forma distribuida o bidimensional, principalmente en cuencas.
- Implementar el monitoreo hidrometeorológico en cuencas que producen recursos hídricos a comunidades, con el objetivo de conocer los efectos de la variabilidad climática, para implementar medidas de mitigación y contingencia que incrementen la humedad del suelo, garantizando de esta manera la producción de los cultivos.
- Elaborar un sistema de información de la cuenca del Rio Atulapa, que permita obtener: Registros biofísicos; socioeconómicos; climáticos y mapas, para el manejo sostenible de la cuenca en vista de que la información se encuentra dispersa, a nivel nacional y regional.
- En los meses con déficit de humedad, de noviembre a mayo, es importante la implementación de zonas para el almacenamiento del recurso hídrico, el cual puede ser distribuido por gravedad a las partes medias y bajas de la cuenca, en donde el déficit de humedad es alto principalmente de enero a abril.
- Utilizar el modelo para la simulación de escenarios, producto de la variabilidad climática, que modifican las variables de entrada y obtener productos para la mejor planificación de los recursos hídricos en la cuenca del río Atulapa.

## 7. Referencias bibliográficas

- Aguirre, I. Y. (2008). Apuntes de meteorología y climatología para el medio ambiente. Madrid, España: Universidad Autónoma de Madrid.
- Alley, W. M. (1984). On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resources Research*, vol. (2), 1-17.
- Alvord, J. H. (1914). Derivation of runoff from rainfall data. *Derivation of Runoff from Rainfall Data*, 97, 369-375.
- Anderson, E., Cherrington, E., Flores, A., Pérez, J., Carrillo, R., & Sempris, E. (2008). Potential impacts of climate change on biodiversity in Central America, Mexico and the Dominican Republic. Panamá: Centro del Agua del Trópico Húmedo para América Latina y el Caribe.
- Aparicio Mijares, F. (1989). *Fundamentos de hidrología de superficie*. México, D.F., Limusa.
- Avalos Lingam, R.; Ulloa Mejía, E. (1983). *Modelos Previk, Musra y Bilik; experiencias en el desarrollo de modelos matemáticos en hidrología y recursos hidráulicos en América Latina*. In Simposio Hydromath. Tegucigalpa, Honduras, UNESCO. p. 13-30.
- Asociación Mundial para el Agua. (2006). Situación de los recursos hídricos en Centroamérica; hacia una gestión integrada. San José, Costa Rica: Asociación Mundial para el Agua, Capítulo Centroamérica.
- Arnold, J. G., Moriasi, D. N., Gassman, P. W., Abbaspour, K. C., White, M. J., Srinivasan, R., ... & Kannan, N. (2012). SWAT: Model use, calibration, and validation. *Transactions of the ASABE*, 55(4), 1491-1508.
- c empleando isoyetas de relieve, una aproximación geoestadística. En Demuth S., Gustard A., Planos E., Scatena F., & Servat E. (Eds.), *Climate variability and change hydrological impacts*, (pp. 52-62). Wallingford: International Association for Housing Press.
- Belmonte, S., & Núñez, V. (2006). Desarrollo de modelos hidrológicos con herramientas Sig. *GeoFocus*, (6), 11-22.
- Booij, M. J., & Krol, M. S. (2010). Balance between calibration objectives in a conceptual hydrological model. *Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques*, 55(6), 1017-1032.

- Campo de Ferreiras, A. (1996). *El balance hídrico en la cuenca del río Quequén Grande*. Argentina: Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geografía, 53p.
- Carmona, J. H. (2003). Balance hídrico y clasificación climática para el departamento de Caldas, Modelo desarrollado en el lenguaje de programación Avenue de ArcView 1. Manizales, Colombia: Universidad de Manizales, Facultad de Ingeniería.
- Catie. (2004). *Plan de manejo del parque nacional Montecristo*. Guatemala: Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza, p. 5-12.
- Chow, V. T, Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1994). *Hidrología Aplicada*. McGraw-Hill Interamericana, S.A. Santafé de Bogotá, Colombia.
- Clarke, R. T. (1973). *Mathematical models in hydrology; irrigation and drainage*. Rome, Italy, Organization of the United Nations. 42 p.
- Comisión Europea, (1999). *Plan maestro de la reserva biosfera de La Fraternidad*. Esquipulas, Guatemala: Comisión Trinacional del Plan Trifinio, CTPT.
- Comisión Trinacional Trifinio, G. C. (2007). *Caracterización y diagnóstico de la cuenca del río Atulapa, municipio de Esquipulas, Chiquimula*. Guatemala: Universidad de San Carlos de Guatemala, Facultad de Agronomía, Manejo de Suelo y Agua, p. 10-28.
- Cooperación Española. (2001). *Estudio sobre la situación actual de la microcuenca del río Atulapa*. Chiquimula, Guatemala: Comisión Trinacional del Plan Trifinio, p.12-15.
- Cruz De la, J. R. (1982). Clasificación de reconocimiento de las zonas de vida de la República de Guatemala. Guatemala: Instituto Nacional Forestal.
- Días Granados, M. C. L. (1996). *Modelación de balance hídrico de ciénagas fluviales y costeras colombianas*. Bogotá, Colombia: Universidad de los Andes, Departamento de Civil y Ambiental, p. 12-15.
- Díaz, M., Herrera, G., & Valdés, A. (2009). Un modelo de correogionalización lineal para la estimación espacial de la precipitación en el valle de la ciudad de México, combinando datos de pluviógrafos con imágenes de radar meteorológico. *Ingeniería Hidráulica en México*, 24(3), 55-62.
- Dile, Y. T., & Srinivasan, R. (2014). Evaluation of CFSR climate data for hydrologic prediction in data-scarce watersheds: an application in the Blue Nile River Basin. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 50(5), 1226-1241.
- Food and Agriculture organization. (2015). *Permeabilidad del suelo*. Recuperado de: [http://www.fao.org/tempref/FI/CDrom/FAO\\_Training/FAO\\_Training/General/x6706s/x6706s09.htm](http://www.fao.org/tempref/FI/CDrom/FAO_Training/FAO_Training/General/x6706s/x6706s09.htm)

- Fondo Nacional de Ciencia y Tecnología (2016). Balance Hídrico Superficial del Suelo en la cuenca del río Atulapa, Esquipulas, Chiquimula. Guatemala. Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología. Autor.
- Fowe, T., Karambiri, H., Paturel, J. E., Poussin, J. C., & Cecchi, P. (2015). Water balance of small reservoirs in the Volta basin: A case study of Boura reservoir in Burkina Faso. *Agricultural Water Management*, 152, 99-109.
- Galvez, J. J. (2011). Balance hídrico superficial del Perú. Lima, Perú: Dirección General de Hidrología y Recursos Hídricos del SENAMHI, 15, 8-12.
- García, M. A. (2010). Cuenca del río Atulapa. Guatemala: Universidad de San Carlos de Guatemala, Facultad de Agronomía.
- González-Reyes, Á. (2016). Ocurrencia de eventos de sequías en la ciudad de Santiago de Chile desde el siglo XIX. *Revista de Geografía Norte Grande*, (64), 21-32.
- Grupo Interinstitucional de Monitoreo de bosques y Uso de la Tierra. (2016). *Mapa de bosques y uso de la tierra 2016*. Guatemala: Autor. Recuperado [http://gimbot.org.gt/?page\\_id=341](http://gimbot.org.gt/?page_id=341)
- Gudulas, K., Voudouris, K., Soulios, G., & Dimopoulos, G. (2013). Comparison of different methods to estimate actual evapotranspiration and hydrologic balance. *Desalination and Water Treatment*, 51(13-15), 2945-2954.
- Harder, S. V., Amatya, D. M., Callahan, T. J., Trettin, C. C., & Hakkila, J. (2007). Hydrology and Water Budget for a Forested Atlantic Coastal Plain Watershed, South Carolina 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 43(3), 563-575.
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Earth & Space Science News*, 14(1), 446-460. doi:10.1029/TR014i001p00446
- Instituto de Agricultura, Recursos Naturales y Ambiente, de la Universidad Rafael Landívar. (2015). *Balance hidrológico de las cuencas de la República de Guatemala. Bases fundamentales para la gestión del agua con visión a largo plazo*. Guatemala: Autor.
- Instituto de Incidencia Ambiental. (2003). Estado actual de los recursos hídricos de Guatemala. Guatemala: Universidad Rafael Landívar. Instituto Geográfico Nacional, (2006). *Ortofotos área Esquipulas*. Guatemala: Autor.
- Instituto Geográfico Nacional, Ign (2009a). Hoja cartográfica Cerro Montecristo, (2359-III, Escala 1/50,000). Guatemala: Autor.
- Instituto Geográfico Nacional, Ign (2009b). Hoja Cartográfica de Esquipulas, (2359-IV Escala 1/50,000). Guatemala: Autor.

- Instituto Nacional de Estadística, Ine. (2002). *XI censo población, vi de habitación*. Guatemala: Autor.
- Instituto Nacional de Estadística, Ine. (2008). *Sección de estadística ambiental*. Guatemala: Autor.
- Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria, Inia. (2016). *Balance Hídrico para los suelos de Uruguay*. Uruguay: Autor. Recuperado de: <http://www.inia.org.uy/online/site/147668I1.php>
- Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología, Insivumeh. (2016). Registros históricos mensuales. Estación Meteorológica Esquipulas, Esquipulas, Chiquimula. Recuperado de: <http://www.Insivumeh.gob.gt/meteorología>
- Ibáñez, I. H. (1995). *Manual de hidrología*. Guatemala: Universidad de San Carlos de Guatemala, Facultad de Agronomía, p. 15-25.
- Jaurequi, C. F. (2001). *Balance hídrico de Uruguay*. Montevideo, Uruguay: Universidad de la República, Facultad de Ingeniería / UNESCO, Programa Hidrológico Internacional, p. 11-18.
- Keim, B. D. (2010). The lasting scientific impact of the Thornthwaite water-balance model. *Geographical Review*, 100(3), 295-300.
- Kindler, A. & E. Banzhaf (2001): Databases, Data Organization and Data Processing. - In: Krönert, R., U. Steinhardt & M. Volk (Hg.): *Landscape Balance and Landscape Assessment*, Springer Verlag, pp. 47-85.
- Kundu, S., Khare, D., & Mondal, A. (2017). Past, present and future land use changes and their impact on water balance. *Journal of environmental management*, 197, 582-596.
- Kurtz, D. B., Perucca, A. R., Ybarra, D. D., López, C. F., Montoya, S. R., Barrios, R., & Corrientes-INTA, G. R. N. E. (2015). El fenómeno el Niño. Comparación de superficies afectadas por excesos hídricos en Corrientes. Informe técnico y software.
- Linsley, R. K. (1967). The relation between rainfall and runoff. *Journal of Hidrology*, (5), 152-160.
- Li, X., Cheng, G., Ge, Y., Li, H., Han, F., Hu, X. & Zhang, Y. (2018). Hydrological cycle in the Heihe River Basin and its implication for water resource management in endorheic basins. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(2), 890-914.
- Liu, L., Hong, Y., Bednarczyk, C. N., Yong, B., Shafer, M. A., Riley, R., & Hocker, J. E. (2012). Hydro-climatological drought analyses and projections using meteorological



- and hydrological drought indices: a case study in Blue River Basin, Oklahoma. *Water resources management*, 26(10), 2761-2779.
- López, L. d. (2003). *Sistemas de Información Geográfica, ventajas y desventajas de su utilización en Guatemala*. Guatemala: Universidad de San Carlos de Guatemala, Facultad de Ingeniería, p. 8-15.
- Lu, Z., Zou, S., Xiao, H., Zheng, C., Yin, Z., & Wang, W. (2015). Comprehensive hydrologic calibration of SWAT and water balance analysis in mountainous watersheds in northwest China. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 79, 76-85.
- Luis Lobaton, S. P. (2009). *Estimación de variables hidrometeorológicas y balance hídrico en zonas con información climática escasa, caso subcuenca Quebrada Grande estado Yaracuy*. Yaracuy, Venezuela: Ministerio del Poder Popular para el Ambiente, INIA Divulga, p. 7-11.
- Marcano, J. E. (2013). *El ciclo del agua*. Recuperado el 12 de Mayo de 2013, de Educación Ambiental: <http://www.jmarcano.com/nociones/ciclo1.html>
- Mather, C. T. (1955). *The water balance* (Vol. 8). Centerton, New Jersey: Drexel Institute of Technology.
- McDonnell, P. A. (1998). *Principles of Geographical Information Systems for land resources assessment*. Gran Bretaña, Inglaterra: Claredon Press/Oxford University Press.
- Mesa O., Poveda G., Carvajal L., & Salazar J. (1994). Influencia de variables macroclimáticas en la hidrología. *Boletín Hidrológico de las Empresas Públicas de Medellín, Colombia*, (3), 25-58.
- Ministerio de Agricultura, Ganadería y Alimentación, Maga. (2001). *Mapas temáticos digitales de la República de Guatemala*. Guatemala: Autor. Recuperado de: <http://web.maga.gob.gt/mapas/>
- Municipalidad de Esquipulas. (2005). *Diagnóstico municipal de Esquipulas*. Esquipulas, Guatemala: Autor.
- Olivera, D. M. (1999). *Geographic Information Systems (GIS) based spatially distributed model for runoff routing*. Austin, Texas: University of Texas at Austin, Center for Research in Water Resources.
- Palacios, J. L. (1974). *Validez del Índice de Thornthwaite en el balance hídrico de la provincia de Logroño* (Documento de Investigación Hidrológica. Zaragoza, España: Universidad Zaragoza, Facultad de Filosofía y Letras, Estudios de Ordenación del Territorio.

- Pascual Aguilar, J. A. (1997). *Cartografía hidrológica mediante Sig: la cuenca del Poyo*. Valencia, España: Universidad de Valencia, Departament de Geografia. 231 p.
- Pascual, J. A. (1997). *Cartografía hidrológica mediante Sig: La cuenca del Poyo*. Valencia: Universidad de Valencia.
- Paul, M., Rajib, M. A., & Ahiablame, L. (2017). Spatial and temporal evaluation of hydrological response to climate and land use change in three South Dakota watersheds. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 53(1), 69-88.
- Ponce, V. M. (1989). *Engineering Hydrology: Principles and Practices*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Plana Castellví, J. A. (1979). El balance hídrico de la cuenca de Noguera Ribagorzana. *Barcelona, España, Universidad de Barcelona, Ingeniería*, 3:109-127.
- Pusineri, G., Pedraza, R., & Lozeco, C. (2010). Uso de modelos digitales de elevación y de sistemas de información geográfica en la modelación hidrológica. Argentina: Universidad Nacional de Litoral, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas.
- Reyes G., V. (2006). *Situación de los recursos hídricos en Centroamérica; hacia una gestión integrada*. San José, Costa Rica: Asociación Mundial para el Agua, p. 9-15.
- Saubes, N. (2015). *Balance hidrológico de las subcuencas de la república de Guatemala*. Guatemala: Universidad Rafael Landívar, Guatemala. Guatemala: Instituto de Agricultura, Recursos Naturales y Ambiente de la Universidad Rafael Landívar, p. 15-22.
- Scarpati, O. E., & Capriolo, A. D. (2013). Sequías e inundaciones en la provincia de Buenos Aires (Argentina) y su distribución espacio-temporal. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 2013(82), 38-51.2.
- Service, N. W. (2015). *Cold and warm episodes by season*. Obtenido de Cold and Warm Episodes by Season: [www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears\\_ERSSTv3b.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears_ERSSTv3b.shtml)
- Servicio Nacional de Estudios Territoriales (2005). *Balance hídrico integrado y dinámico en El Salvador*. San Salvador. Autor.
- Servicio Nacional de Estudios Territoriales. (2016). *Registros históricos mensuales. Estación Meteorológica Monte Cristo, El Salvador*. Recuperado de: <http://www.snet.gob.sv/ver/meteorología>

- Synchronizing Information for Local-National Participatory Natural Resources Management, SINREM (2008). Union Europea. Sixth Framework Programme 6 Priority Specific measures in support of international cooperation (INCO) Specific Support Action (SSA). Guatemala, Honduras y El Salvador. INCO-518706.
- Sisay, E., Halefom, A., Khare, D., Singh, L., & Worku, T. (2017). Hydrological modelling of ungauged urban watershed using SWAT model. *Modeling Earth Systems and Environment*, 3(2), 693-702.
- Synchronising Information for Local-National Participatory Natural Resources Management, Sinrem. (2006). Recuperado el 15 de abril de 2012 de Sinrem: <http://inco-sinrem.cirad.fr/>
- Stehr, A., Debels, P., Arumi, J. L., Alcayaga, H., & Romero, F. (2010). *Modelación de la respuesta hidrológica al cambio climático: experiencias de dos cuencas de la zona centro-sur de Chile*. *Tecnología y ciencias del agua*, 1(4), 37-58.
- ascual Aguilar, J. A. (1997). *Cartografía hidrológica mediante Sig: la cuenca del Poyo*. Valencia: Universidad de Valencia, Valencia, 231 p.
- Strahler AN. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63: 1117 –1142
- tephenson, N. (1990), Climatic control of vegetation distribution: the role of the water balance. *The American Naturalist*, 135(5), 649-670.
- Strahler AN. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions American Geophysical Union*, 38 (6): 913 – 925
- trahler AN. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63: 1117 –1142
- tephenson, N. (1990), Climatic control of vegetation distribution: the role of the water balance. *The American Naturalist*, 135(5), 620-630.
- Strahler AN. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. Section 4-II of *Handbooks of Applied Hydrology*. Mc Graw-Hill Book Co, New York, USA
- trahler AN. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63: 1117 –1142
- tephenson, N. (1990), Climatic control of vegetation distribution: the role of the water balance. *The American Naturalist*, 135(5), 649-670.
- Stephenson, N. (1990), Climatic control of vegetation distribution: the role of the water balance. *The American Naturalist*, 135(5), 649-670.
- Thornthwaite, C. W. (1948). *An approach toward a rational*. Centerton, New Jersey, United States: Publications in Climatology. v. 38.

- Thornthwaite, C. W. (1957). Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water. New Jersey, Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology: Autor.
- Thornthwaite, C. W. & Mather, J. R. (1955). The water balance. Publication in Climatology, Vol. 8 (1), 1-23.
- Unesco, Programa Hidrológico Internacional. (2007). *Balance hídrico superficial de Costa Rica, período 1970 - 2002*. San José, Costa Rica: Autor.
- United States Geological Survey. (2015). La ciencia del agua para las escuelas. . USA; Autor. Recuperado el 30 de junio de 2016, de <http://water.usgs.gov/gotita/waterdistribution.html>
- Usac, Facultad de Agronomía. (1998). *Estudio hidrológico, cuenca del río Itzapa*. Guatemala: Universidad de San Carlos de Guatemala, Facultad de Agronomía, p. 13-21.
- Vanuytrecht, E., Raes, D., Steduto, P., Hsiao, T. C., Fereres, E., Heng, L. K., ... & Moreno, P. M. (2014). AquaCrop: FAO's crop water productivity and yield response model. *Environmental Modelling & Software*, 62, 351-360.
- Varni, M. R., Usunoff, E. J. 1999. *Simulation of regional-scale groundwater flow in the Azul River basin*. Buenos Aires, Argentina: Hydrogeo. J. 7(2), 180-187. Torrero, P. M. (2011). *Análisis del balance hídrico para el río Cataratas*. Buenos Aires, Argentina: Pontificia Universidad Católica Argentina, Geografía, p. 4-11.
- Woldesenbet, T. A., Elagib, N. A., Ribbe, L., & Heinrich, J. (2017). Hydrological responses to land use/cover changes in the source region of the Upper Blue Nile Basin, Ethiopia. *Science of the Total Environment*, 575, 724-741.
- White, E. D., Easton, Z. M., Fuka, D. R., Collick, A. S., Adgo, E., McCartney, M. & Steenhuis, T. S. (2011). Development and application of a physically based landscape water balance in the SWAT model. *Hydrological Processes*, 25(6), 915-925.
- Zhang, M., Liu, N., Harper, R., Li, Q., Liu, K., Wei, X. & Liu, S. (2017). A global review on hydrological responses to forest change across multiple spatial scales: Importance of scale, climate, forest type and hydrological regime. *Journal of Hydrology*, 546, 44-59.

**Cuadro 16.** Registros de precipitación media mensual estación Esquipulas, Insivumeh.

Estación: Esquipulas  
 Índice: 5484949  
 Departamento: Chiquimula

Latitud Norte: 14° 29' 50.01"  
 Longitud Oeste: 89° 21' 36"  
 Elevación : 950 m.s.n.m.

*Precipitación (mm)*

<i>Año/Mes</i>	<i>E</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J</i>	<i>A</i>	<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>ANUAL</i>
1972	4	6	1	15	217	179	214	227	94	14	93	6	1068
1973	3	3	6	17	115	501	226	464	447	165	54	23	2024
1974	7	6	50	18	254	502	184	152	266	49	8	5	1502
1975	15	1	0	1	132	150	192	370	273	300	48	25	1506
1976	18	2	12	183	234	278	142	71	193	29	18	13	1193
1977	7	6	1	44	151	141	27	277	393	73	34	3	1157
1978	6	3	0	68	99	289	320	198	387	233	32	31	1665
1979	10	8	26	53	128	438	396	275	159	175	17	26	1712
1980	21	6	0	42	143	298	179	295	205	86	32	24	1332
1981	11	10	0	9	114	429	362	313	354	365	8	31	2006
1982	9	4	3	24	202	290	109	46	364	185	42	3	1279
1983	8	17	38	2	176	372	167	363	353	146	147	16	1805
1984	10	6	5	19	261	449	443	388	254	165	8	15	2024
1985	9	3	8	29	69	298	372	247	311	183	24	13	1563
1986	6	1	5	44	218	201	248	237	139	138	9	6	1251
1987	2	1	27	55	23	411	375	240	255	6	5	36	1438
1988	8	14	3	43	47	398	306	346	357	147	4	21	1693
1989	7	10	15	103	153	273	307	386	457	184	28	4	1926
1990	6	13	2	5	377	347	300	158	634	57	70	25	1994
1991	6	8	0	34	121	256	87	228	130	216	13	72	1172
1992	3	2	1	114	110	443	185	367	230	267	58	25	1804
1993	3	0	54	24	191	294	257	274	436	214	15	17	1778
1994	4	7	7	96	149	309	129	463	268	156	59	8	1655
1995	1	8	0	71	75	217	516	366	500	146	79	36	2015

1996	3	11	0	185	214	224	422	169	431	268	43	12	1982
1997	23	5	41	0	112	366	265	78	517	221	38	7	1672
1998	0	0	12	24	176	310	179	338	159	290	118	14	1618
1999	4	2	7	39	67	276	325	454	349	275	11	28	1838
2000	9	8	0	5	351	341	217	145	358	60	16	13	1523
2001	10	8	5	58	58	125	403	352	343	141	28	10	1541
2002	9	9	6	0	88	156	192	151	230	189	85	19	1132
2003	37	2	42	22	141	364	94	165	480	35	44	4	1427
2004	11	6	13	76	73	0	383	358	326	186	25	14	1472
2005	6	1	81	15	200	419	441	214	275	256	38	5	1950
2006	17	6	1	40	217	551	265	294	401	262	39	15	2107
2007	14	0	1	31	89	305	326	278	544	172	17	3	1778
2008	18	2	12	37	121	202	549	290	360	140	5	8	1744
2009	8	10	0	8	215	211	208	332	257	162	38	28	1476
2010	6	5	0	113	211	261	273	365	256	44	4	6	1542
2011	11	31	19	30	163	274	318	362	283	261	37	17	1806
2012	13	8	10	125	222	287	236	455	318	202	13	9	1897
2013	10	10	58	3	249	235	177	212	283	434	20	13	1701
2014	5	4	28	15	80	361	53	259	426	193	58	20	1501
2015	20	4	19	61	43	145	149	117	513	169	77	9	1323
2016	5	10	3	28	132	391	145	257	122	26	12	29	1158

**Fuente:** Elaboración propia, 2018; Insivumeh 2016.

**Cuadro 17.** Registros de temperatura media mensual estación Esquipulas, Insivumeh.

Estación: Esquipulas  
 Índice: 5484949  
 Departamento: Chiquimula

Latitud Norte: 14° 29' 50.01"  
 Longitud Oeste: 89° 21' 36"  
 Elevación : 950 m.s.n.m.

## Temperatura media (°C)

Año/Mes	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
1972	19,6	18,4	20,7	22,6	22,5	21,9	21,5	21,1	21,4	21,3	21,4	19,1	21,0
1973	19,1	15,1	23,5	23,6	23,0	21,4	21,3	21,1	21,6	22,0	20,2	17,4	20,8
1974	20,1	19,3	21,5	22,2	22,7	21,7	21,7	22,0	21,1	19,4	19,1	19,1	20,8
1975	19,1	20,8	22,6	23,6	23,6	22,3	21,6	21,2	20,8	20,6	19,1	18,0	21,1
1976	17,1	19,0	23,6	23,5	23,7	22,3	23,1	23,2	23,0	18,1	19,7	19,4	21,3
1977	19,2	20,5	23,2	21,8	23,1	22,3	22,7	23,1	22,5	22,2	20,5	20,5	21,8
1978	14,9	19,6	21,4	23,2	23,0	17,8	21,1	21,7	21,4	20,6	20,5	19,8	20,4
1979	19,1	19,9	21,0	22,8	22,2	22,8	22,2	21,8	21,8	22,1	20,4	19,2	21,3
1980	20,5	20,2	22,5	22,0	23,9	22,6	23,1	22,2	22,1	21,6	20,0	17,7	21,5
1981	18,1	19,4	22,8	22,8	23,5	22,4	22,2	22,7	22,3	21,0	18,9	19,4	21,3
1982	19,4	20,2	21,9	23,7	24,3	23,1	23,3	23,3	21,2	20,3	19,4	19,3	21,6
1983	19,0	20,1	21,5	24,1	25,2	23,5	22,5	22,7	22,2	21,7	21,1	20,8	22,0
1984	19,1	21,0	22,4	24,4	22,6	22,2	21,6	21,9	21,4	21,6	19,2	19,2	21,4
1985	17,7	22,7	21,0	22,6	23,8	22,1	22,6	22,3	22,0	21,8	20,5	19,5	21,6
1986	18,7	21,8	20,4	22,9	23,5	22,8	22,4	29,7	22,1	21,4	21,9	21,0	22,4
1987	19,2	22,7	24,2	23,5	24,6	23,8	22,9	23,0	22,4	20,0	21,0	21,3	22,4
1988	19,2	20,0	21,9	24,8	24,5	22,7	22,5	22,2	21,6	20,3	20,0	18,3	21,5
1989	21,2	19,6	21,6	23,9	23,8	23,0	23,0	22,8	22,5	21,6	22,2	20,3	22,1
1990	21,5	20,1	20,8	23,0	22,9	21,8	22,5	21,8	21,2	21,0	19,4	19,1	21,3
1991	20,8	19,8	23,5	24,8	24,2	22,7	22,1	22,1	21,7	20,6	19,2	18,7	21,7
1992	20,5	20,5	22,3	21,9	21,3	22,1	21,7	21,9	22,5	21,1	19,7	18,5	21,2
1993	19,1	21,8	23,4	22,0	21,9	21,5	21,3	20,7	20,3	22,5	18,8	18,7	21,0
1994	21,7	21,3	22,9	25,3	25,3	24,4	23,4	23,5	23,8	22,8	21,5	20,3	23,0
1995	20,4	20,5	23,2	24,3	23,0	23,5	22,6	22,6	22,1	21,9	21,0	20,7	22,2

1996	19,6	20,0	22,2	23,5	23,6	23,7	23,0	22,8	22,9	22,1	20,1	19,8	21,9
1997	20,8	21,0	23,8	24,9	24,3	22,1	23,2	23,4	23,1	22,6	22,4	20,7	22,7
1998	21,7	23,3	22,9	25,3	25,3	24,4	23,4	23,5	23,8	22,8	21,5	20,3	23,2
1999	20,2	21,9	23,1	25,3	25,0	23,1	23,1	23,6	22,6	22,0	19,1	19,0	22,3
2000	18,8	19,9	23,3	23,8	23,8	22,7	23,0	22,7	22,8	21,3	21,8	19,3	21,9
2001	19,1	21,5	22,5	24,1	24,1	23,2	22,9	23,2	22,6	22,2	20,7	21,3	22,3
2002	20,8	21,2	22,6	24,0	23,9	23,6	23,0	23,2	22,9	22,4	20,7	20,5	22,4
2003	17,6	22,2	23,9	24,0	24,4	23,7	24,1	24,2	23,9	24,2	21,9	19,3	22,8
2004	20,8	21,3	21,8	23,7	24,3	23,8	23,8	23,9	23,8	23,6	21,6	20,1	22,7
2005	19,3	21,3	20,9	22,6	23,4	23,1	22,4	22,7	22,3	21,2	18,9	20,2	21,5
2006	19,6	19,7	22,2	23,7	24,6	22,5	23,0	23,1	23,6	22,7	20,4	19,3	22,0
2007	20,7	20,6	22,0	24,6	23,8	23,6	23,2	23,3	22,1	21,5	19,7	20,2	22,1
2008	20,6	19,2	22,6	23,2	24,6	22,9	22,4	23,3	22,9	20,9	19,1	19,3	21,8
2009	19,8	19,5	21,3	24,5	23,7	23,6	23,6	23,2	23,8	23,1	20,6	21,1	22,3
2010	19,0	21,1	21,9	23,6	23,7	23,5	23,3	22,9	23,3	21,4	20,3	17,7	21,8
2011	20,3	21,2	21,5	24,4	24,1	22,7	22,3	23,2	23,0	20,9	20,0	18,9	21,9
2012	20,4	21,2	22,2	23,6	23,6	23,4	22,7	22,6	22,8	21,8	18,6	20,4	21,9
2013	20,2	22,2	20,5	24,4	23,5	22,7	22,6	22,3	21,9	22	20,3	19,6	21,9
2014	18,6	23,6	23,4	24,4	23,4	23,0	23,4	23,3	22,8	21,9	18,8	19,2	22,2
2015	19,0	20,2	22,1	24,5	23,7	23,7	23,7	23,2	22,6	22,9	22,1	22,6	22,5
2016	19,6	20,6	22,3	23,7	23,7	22,8	22,7	22,8	22,4	21,6	20,3	19,7	21,8

**Fuente:** Elaboración propia, 2018; Insivumeh 2016.



**Cuadro 18.** Registros de precipitación media mensual estación Planes de Montecristo, Snet.

Estación: Planes de Montecristo  
 Índice: A-31  
 Departamento de Santa Ana

Latitud Norte: 14° 24'  
 Longitud Oeste: 89° 22'  
 Elevación : 1.860 m.s.n.m.

## Precipitación mensual (mm)

<i>Año/Mes</i>	<i>E</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J</i>	<i>A</i>	<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>ANUAL</i>
1971	11	8	0	48	311	369	284	551	298	514	91	19	2504
1972	12	12	10	39	284	244	211	199	80	43	187	7	1328
1973	1	6	14	58	247	560	234	530	323	200	26	4	2203
1974	40	12	132	20	218	437	175	241	510	58	0	17	1860
1975	8	6	8	43	304	221	177	395	399	332	83	13	1989
1976	33	5	0	171	110	585	159	169	300	130	74	26	1762
1977	1	7	4	110	178	305	93	181	406	163	90	13	1551
1978	3	0	3	33	374	384	392	347	527	213	54	44	2374
1979	20	19	176	200	351	524	288	333	432	197	49	39	2628
1980	56	0	2	102	261	363	280	399	424	100	60	24	2071
1981	15	13	9	11	237	424	467	488	373	397	5	44	2483
1982	6	13	9	112	291	315	147	146	622	254	52	12	1979
1983	9	19	58	62	104	486	337	374	360	225	50	34	2118
1984	15	7	11	29	258	355	404	304	564	127	26	20	2120
1985	10	8	32	52	180	263	358	333	423	187	61	27	1933
1986	12	1	31	31	328	389	267	333	403	209	20	23	2047
1987	1	26	48	96	38	661	414	317	566	6	42	20	2235
1988	16	14	2	38	90	639	465	542	479	276	3	15	2579
1989	12	12	27	193	219	282	347	319	647	284	35	20	2397
1990	6	27	14	56	440	549	452	211	428	63	97	92	2435
1991	2	7	43	70	407	240	181	348	216	197	97	89	1897
1992	8	6	9	90	98	686	233	279	357	126	40	20	1952
1993	8	1	33	171	151	316	227	386	377	225	17	15	1927
1994	4	8	20	87	249	445	183	434	326	207	66	8	2037
1995	0	14	3	109	272	370	320	405	425	129	10	27	2084

1996	11	20	41	282	326	336	495	374	570	142	81	6	2684
1997	24	8	35	30	161	596	227	99	578	235	98	5	2096
1998	2	0	22	33	344	289	290	365	228	542	296	16	2427
1999	10	13	75	62	172	478	420	453	478	381	33	73	2648
2000	14	5	0	14	424	473	195	297	468	101	20	22	2033
2001	7	1	0	204	196	272	402	359	385	101	34	0	1961
2002	4	2	5	0	214	347	302	205	568	196	90	29	1962
2003	15	5	144	73	163	370	229	304	510	149	83	5	2049
2004	11	12	7	0	38	408	365	238	586	125	71	9	1870
2005	4	1	53	9	306	489	410	355	473	408	47	12	2567
2006	22	14	4	91	226	768	391	175	415	372	63	22	2563
2007	14	5	7	184	187	342	282	255	449	383	34	3	2144
2008	24	26	22	80	115	512	504	381	587	436	5	4	2696
2009	13	25	3	49	271	304	242	279	282	173	107	12	1760
2010	13	3	2	134	658	406	413	453	505	51	21	12	2670
2011	8	41	34	48	227	414	558	468	463	638	34	25	2958
2012	17	28	60	80	414	253	257	542	314	223	18	15	2221
2013	7	11	32	31	195	266	280	350	471	342	30	15	2029
2014	7	2	49	14	363	459	73	358	405	231	66	27	2052
2015	18	6	14	130	190	520	178	267	641	271	201	18	2453
2016	5	10	15	47	125	427	216	347	267	32	23	26	1539

**Fuente:** Elaboración propia, 2018; Snet, 2016.

**Cuadro 19.** Registros de temperatura media mensual estación Planes de Montecristo, Snet.

Estación: Planes de Montecristo  
 Índice: A-31  
 Departamento de Santa Ana

Latitud Norte: 14° 24'  
 Longitud Oeste: 89° 22'  
 Elevación : 1.860 m.s.n.m.

Temperatura media (°C)

<i>Año/Mes</i>	<i>E</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J</i>	<i>A</i>	<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>ANUAL</i>
1971	15.1	15.0	16.2	15.8	17.1	16.4	16.5	16.1	16.0	16.5	15.1	15.1	15.9
1972	15.1	14.2	15.8	17.1	17.8	17.1	17.4	16.8	17.1	16.8	16.8	15.5	16.5
1973	15.0	15.4	17.6	17.9	17.3	16.5	16.9	16.1	16.1	16.0	15.4	13.4	16.1
1974	14.9	13.9	15.6	16.4	16.7	16.0	16.3	16.8	15.7	14.7	15.0	15.0	15.6
1975	14.5	15.2	17.0	17.2	16.7	17.2	17.2	16.5	15.6	15.5	14.9	12.8	15.9
1976	12.5	13.1	16.0	16.3	17.0	16.1	16.7	16.7	16.6	15.9	14.8	14.6	15.5
1977	14.3	15.1	17.0	16.3	17.0	16.6	17.1	17.1	16.8	16.5	15.6	15.6	16.3
1978	14.1	15.0	15.8	17.2	17.2	16.8	16.3	16.6	16.0	15.7	15.7	15.0	16.0
1979	14.2	14.8	16.7	18.2	17.2	17.1	20.5	21.4	16.3	16.5	15.3	14.2	16.9
1980	15.0	14.3	16.6	16.6	17.7	17.4	17.1	17.0	16.6	16.4	15.1	13.3	16.1
1981	13.8	14.7	17.6	17.6	18.1	16.6	16.8	17.1	16.8	16.2	14.8	14.5	16.2
1982	16.2	15.9	17.2	17.9	17.7	17.4	16.9	17.6	16.6	15.7	15.0	15.2	16.6
1983	14.9	16.3	17.4	18.1	18.8	17.3	17.3	17.1	16.5	16.0	15.8	14.9	16.7
1984	13.6	15.0	16.4	18.0	16.5	16.4	16.0	16.5	15.8	16.2	13.8	14.1	15.7
1985	14.0	15.0	16.0	16.7	17.3	16.4	19.8	17.1	16.3	16.0	15.2	14.6	16.2
1986	13.1	14.9	14.6	17.1	17.1	17.0	16.7	17.3	16.7	16.0	16.1	14.9	16.0
1987	14.0	15.4	16	17.4	18.3	17.7	17.5	17.4	17.3	15.3	16.0	15.6	16.5
1988	14.5	15.1	16.8	18.4	18.4	16.8	17.0	16.3	16.2	15.1	16.0	14.2	16.2
1989	14.8	13.6	15.2	17.3	17.1	16.8	17.0	16.4	16.3	15.7	16.1	14.6	15.9

1990	15.0	15.8	16.9	17.1	17.3	17.3	17.0	17.4	16.5	16.5	15.9	14.9	16.5
1991	15.2	15.2	16.9	18.0	17.5	17.2	16.9	16.9	17.2	16.0	14.7	14.7	16.4
1992	15.0	15.8	16.9	17.1	17.3	17.3	17.0	17.4	16.5	16.5	15.9	14.9	16.5
1993	14.6	15.2	16.3	17.5	17.4	16.8	16.9	16.5	16.0	16.2	15.1	14.4	16.1
1994	14.5	15.4	16.4	17.4	17.3	16.7	16.6	16.6	16.7	16.0	15.5	14.6	16.1
1995	14.5	14.9	16.3	17.2	17.0	16.7	16.6	16.4	16.2	15.4	15.4	15.1	16.0
1996	13.8	14.3	14.8	16.4	16.5	16.6	16.3	16.3	16.3	15.8	14.3	14.5	15.5
1997	14.1	14.9	16.2	17.1	17.3	16.2	17.4	17.4	16.3	16.2	16.1	14.8	16.2
1998	15.5	15.8	16.2	17.7	17.7	17.4	16.7	16.8	16.4	16.2	15.6	14.0	16.3
1999	14.0	14.3	15.8	17.0	16.7	15.9	13.2	16.0	15.9	15.0	13.1	13.4	15.0
2000	13.3	13.7	15.9	16.5	16.7	16.2	16.5	16.3	16.1	15.4	15.7	13.1	15.5
2001	13.7	15.0	15.5	16.8	17.0	16.5	16.3	16.9	15.7	16.1	14.4	12.2	15.5
2002	14.7	15.1	15.9	17.3	17.2	16.7	17.0	16.9	16.1	16.2	15.0	15.0	16.1
2003	13.3	15.8	16.6	17.3	17.6	16.5	17.0	16.9	16.5	16.5	15.5	13.5	16.1
2004	14.2	15.2	15.7	16.5	16.9	16.6	16.3	16.9	16.1	16.3	15.1	14.0	15.8
2005	13.4	15.2	17.5	17.4	17.1	17.1	16.6	17.0	16.5	15.5	14.5	14.8	16.1
2006	14.4	14.5	15.7	16.6	17.0	16.6	17.0	17.0	16.5	16.7	14.8	15.1	16.0
2007	15.2	15.4	15.8	17.1	16.9	16.7	16.5	16.5	16.1	15.4	14.4	14.7	15.9
2008	14.1	15.4	15.6	16.2	17.2	16.6	15.9	16.3	16.4	15.4	13.4	15.0	15.6
2009	14.1	13.9	14.6	17.0	16.5	16.5	17.3	17.2	17.0	16.5	15.2	15.1	15.9
2010	14.2	16.2	16.9	17.6	17.4	17	16.7	16.4	16.3	15.1	14.4	14.5	16.1
2011	14.7	14.9	15.1	16.9	17	16.9	16.6	16.7	16.6	15.2	14.7	14.2	15.8
<b>2012</b>	14.4	15.4	15.8	16.3	16.8	16.6	16.9	16.4	16.3	15.9	14	14.3	15.8
<b>2013</b>	14.1	15.7	15.3	17.5	16.9	16.7	16.7	16.5	16.2	16.5	15.4	15.0	16.0
2014	13.9	15.6	16.7	17.1	16.8	16.8	17.5	17	16.3	16.1	14.4	14.4	16.0
2015	13.9	14.8	15.9	17.5	17.1	17.4	17.2	17.5	16.7	17.0	16.4	16.0	16.0
2016	14.9	14.0	17.3	18.0	18.4	16.9	17.3	17.1	16.8	16.3	15.2	15.4	16.0

**Cuadro 20.** Registros de precipitación media mensual estación Limón.

Estación: Limón  
 Índice: 1  
 Departamento de Chiquimula

Latitud Norte: 14° 31' 39.7"  
 Longitud Oeste: 89°20'47.1"  
 Elevación : 1.298 m.s.n.m.

*Precipitación (mm)*

Año/Mes	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
2012	10	5	12	66	200	350	310	300	389	222	49	18	1931
2013	8	8	22	59	172	366	277	284	325	185	43	20	1769
2014	13	9	11	61	169	322	274	287	383	170	50	19	1767
2015	10	7	15	62	180	346	287	290	366	192	47	19	1822
2016	8	5	10	48	150	313	290	300	376	166	44	22	1732

**Cuadro 21.** Registros de temperatura media mensual estación El Limón.

Estación: Limón  
 Índice: 1  
 Departamento de Chiquimula

Latitud Norte: 14° 31' 39.7"  
 Longitud Oeste: 89°20'47.1"  
 Elevación : 1.298 m.s.n.m.

*Temperatura media (°C)*

Año/Mes	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
2012	18	17.8	19.5	19.7	20.8	20.2	20.2	20.2	20.4	19.8	18.7	17.8	19.4
2013	19.2	18.1	19.5	19.1	21.2	20.5	20.1	20.5	19.9	19.9	18.4	17.4	19.5
2014	18.1	18.6	18.9	19.9	20.9	20.88	20.5	20	19.4	19.2	18.3	17.2	19.3
2015	18	18.2	19.1	19.3	21	20.8	20.6	20.2	20	19.1	18.4	17.2	19.3
2016	18.2	18.5	19	19.3	21.3	21.4	20.8	20.4	20.2	20	18.6	18	19.6

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

**Cuadro 22.** Registros de precipitación media mensual estación Plan de la Arada.

Estación: Plan de la Arada  
 Índice: 2  
 Departamento de Chiquimula

Latitud Norte: 14° 29' 51.9"  
 Longitud Oeste: 89°21'32.8"  
 Elevación : 1406 m.s.n.m.

*Precipitación (mm)*

<i>Año/Mes</i>	<i>E</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J</i>	<i>A</i>	<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>ANUAL</i>
2012	8	10	24	85	240	350	323	325	402	215	55	20.7	2.058
2013	14	8	18	67	209	299	299	285	355	184	45	19	1.802
2014	11	9	33	73	181	312	278	320	379	192	44	18	1.850
2015	11	9	25	75	210	320	300	310	379	197	48	19	1.903
2016	9	5	18	65	150	280	275	282	322	150	34	11	1.601

**Cuadro 23.** Registros de temperatura media mensual estación Plan de la Arada.

Estación: Plan de la Arada  
 Índice: 2  
 Departamento de Chiquimula

Latitud Norte: 14° 29' 51.9"  
 Longitud Oeste: 89°21'32.8"  
 Elevación : 1406 m.s.n.m.

*Temperatura media (°C)*

<i>Año/Mes</i>	<i>E</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J</i>	<i>A</i>	<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>ANUAL</i>
2012	17.2	17.4	18	17.9	20.8	19.4	19.6	19.3	18.7	18.5	16.6	16.7	18.3
2013	16.9	18.0	18.4	18.3	20.5	20.2	19.5	19.4	19.0	18.6	16.8	16.8	18.5
2014	17	17.9	18.1	18.1	20.3	19.7	19.9	19.7	18.8	18.5	16.9	16.9	18.5
2015	17.1	17.0	18.1	17.7	20.7	20.1	19.9	19.2	18.6	18.3	16.8	16.6	18.3
2016	17.2	17.1	18.2	18.3	20.8	19.9	19.8	19.4	18.8	18.9	16.8	16.8	18.5

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

**Cuadro 24.** Datos de precipitación acumulados estación Montecristo y Esquipulas.

Año	Lluvia ac.			
	Lluvia Est. Monte Cristo	Monte Cristo	Lluvia Est. Esquipulas	Lluvia ac. Esquipulas
1971	2.504	2.504	1.617	1.617
1972	1.328	3.832	1.068	2.685
1973	2.203	6.035	2.024	4.709
1974	1.860	7.895	1.502	6.212
1975	1.989	9.884	1.506	7.718
1976	1.762	11.646	1.193	8.910
1977	1.551	13.197	1.157	10.067
1978	2.374	15.571	1.665	11.732
1979	2.628	18.199	1.712	13.444
1980	2.071	20.270	1.332	14.776
1981	2.483	22.753	2.006	16.782
1982	1.979	24.732	1.279	18.061
1983	2.118	26.850	1.805	19.866
1984	2.120	28.970	2.024	21.890
1985	1.933	30.903	1.563	23.453
1986	2.047	32.950	1.251	24.704
1987	2.235	35.185	1.438	26.142
1988	2.579	37.764	1.693	27.835
1989	2.397	40.161	1.926	29.761
1990	2.435	42.596	1.994	31.756
1991	1.897	44.493	1.172	32.928
1992	1.952	46.445	1.804	34.731
1993	1.927	48.372	1.778	36.510
1994	2.037	50.409	1.655	38.164
1995	2.084	52.493	2.015	40.179
1996	2.684	55.177	1.982	42.162
1997	2.096	57.273	1.672	43.834
1998	2.427	59.700	1.618	45.452
1999	2.648	62.348	1.838	47.289
2000	2.033	64.381	1.523	48.812
2001	1.961	66.342	1.541	50.353
2002	1.962	68.304	1.132	51.485
2003	2.049	70.353	1.427	52.912
2004	1.870	72.223	1.472	54.384
2005	2.567	74.790	1.950	56.334
2006	2.563	77.353	2.107	58.441
2007	2.144	79.497	1.778	60.220

2008	2.696	82.193	1.744	61.963
2009	1.760	83.952	1.476	63.439
2010	2.670	86.622	1.542	64.981
2011	2.958	89.580	1.806	66.787
2012	2.221	91.801	1.897	68.684
2013	2.029	93.830	1.701	70.385
2014	2.052	95.882	1.501	71.886
2015	2.453	98.335	1.323	73.210
2016	1.539	99.875	1.158	74.367

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

**Cuadro 25.** Análisis doblemente acumulativo estaciones Limón y Plan de la Arada.

Año	Plan de la Arada	Acumulado	Año	Limón	Acumulado
2012	2.057	2.058	2012	1.931	1.931
2013	1.802	3.860	2013	1.769	3.699
2014	1.850	5.710	2014	1.767	5.467
2015	1.904	7.614	2015	1.822	7.290
2016	1.788	9.402	2016	1.723	9.013

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.



**Cuadro 26.** Valores estadísticos distribuidos para la precipitación media mensual en milímetros de la cuenca río Atulapa.

Mes	Valor mínimo	Valor máximo	Valor medio	Desviación Estándar	Porcentaje %
Ene	8,89	13,17	10,71	0,99	0,56
Feb	5,81	12,24	8,54	1,48	0,45
Mar	11,45	33,87	20,96	5,16	1,09
Abr	44,23	91,61	64,33	10,89	3,36
May	151,51	276,60	204,30	28,86	10,66
Jun	294,50	450,60	360,80	35,90	18,82
Jul	268,70	323,50	292,00	12,60	15,23
Ago	277,40	354,40	310,00	17,70	16,17
Sep	317,30	464,20	379,60	33,78	19,81
Oct	162,70	245,00	197,60	18,92	10,31
Nov	35,11	65,86	48,16	7,07	2,51
Dic	16,46	24,02	19,67	1,74	1,03
			1.916,67		100,00

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

**Cuadro 27.** Valores estadísticos distribuidos para la evapotranspiración potencial mensual en milímetros de la cuenca río Atulapa.

<b>Mes</b>	<b>Valor</b>		<b>Media</b>	<b>Desviación</b>	
	<b>min.</b>	<b>max.</b>		<b>estándar</b>	<b>%</b>
Ene	41,73	126,10	90,34	19,41	6,75
Feb	44,14	134,90	96,38	20,86	7,20
Mar	51,69	161,20	114,70	25,18	8,57
Abr	52,82	166,60	118,30	26,16	8,84
May	55,91	176,10	125,10	27,64	9,34
Jun	54,71	168,60	120,30	26,19	8,99
Jul	56,74	173,20	123,80	26,77	9,25
Ago	55,26	170,20	121,40	26,42	9,07
Sep	50,92	157,90	112,50	24,60	8,40
Oct	50,74	155,30	111,00	24,05	8,29
Nov	47,49	142,70	102,30	21,90	7,64
Dic	47,69	143,20	102,70	21,96	7,67
			1.338,82	24,26	100,00

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

**Cuadro 28.** Valores estadísticos distribuidos para la evapotranspiración actual media mensual, cuenca del río Atulapa.

Mes	Valor min.	Valor max.	Media	Desviación	
				estándar	%
Ene	8,89	13,20	10,70	0,99	1,23
Feb	5,81	12,24	8,54	1,48	0,98
Mar	11,45	33,87	20,96	5,16	2,40
Abr	44,23	80,20	63,22	9,52	7,24
May	55,91	163,90	123,80	25,67	14,18
Jun	54,71	168,60	120,30	26,19	13,78
Jul	56,74	173,20	121,20	25,18	13,88
Ago	55,26	170,20	121,40	26,42	13,90
Sep	50,92	157,90	112,50	24,60	12,89
Oct	50,74	117,80	102,80	15,32	11,77
Nov	35,11	61,37	47,99	6,80	5,50
Dic	16,46	24,02	19,67	1,74	2,25
Total			873,08		100,00

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

**Cuadro 29.** Valores estadísticos distribuidos para la evapotranspiración potencial menos la precipitación media mensual, cuenca del río Atulapa.

<b>Mes</b>	<b>Valor min.</b>	<b>Valor max.</b>	<b>Media</b>	<b>Desviación estándar</b>
Ene	-117,30	-28,56	-79,63	20,40
Feb	-129,10	-31,90	-87,84	22,34
Mar	-149,70	-17,82	-93,78	30,33
Abr	-122,40	38,79	-54,00	37,05
May	-25,05	220,60	79,18	56,50
Jun	125,90	359,90	240,50	62,09
Jul	95,54	266,80	168,20	39,37
Ago	107,20	299,10	188,60	44,12
Sep	159,40	413,30	267,10	58,38
Oct	7,37	194,20	86,64	42,97
Nov	-107,60	18,37	-54,18	28,97
Dic	-126,70	-23,66	-83,01	23,70
			577,78	

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

**Cuadro 30.** Valores estadísticos distribuidos para reserva de humedad del suelo, cuenca del río Atulapa.

<b>Mes</b>	<b>Valor min.</b>	<b>Valor max.</b>	<b>Media</b>	<b>Desviación estándar</b>
Ene	0,00	0,00	0,00	0,00
Feb	0,00	0,00	0,00	0,00
Mar	0,00	0,00	0,00	0,00
Abr	0,00	38,79	1,11	4,36
May	0,00	200,00	81,10	55,44
Jun	125,91	200,00	174,81	18,11
Jul	163,00	200,00	177,43	13,98
Ago	163,00	200,00	177,43	13,98
Sep	163,00	200,00	177,43	13,98
Oct	163,00	200,00	177,43	13,98
Nov	55,37	200,00	123,10	41,60
Dic	0,00	176,34	51,26	51,76
<b>1.141,10</b>				

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

**Cuadro 31.** Valores estadísticos distribuidos para el déficit medio mensual de humedad del suelo, cuenca del río Atulapa.

	<b>Valor min.</b>	<b>Valor max.</b>	<b>Media</b>	<b>Desviación estándar</b>
Ene	-117,30	-28,56	-79,63	20,39
Feb	-129,10	-31,90	-87,84	22,34
Mar	-149,70	-17,82	-93,78	30,33
Abr	-122,40	0,00	-55,11	35,10
May	-25,05	0,00	-1,33	4,35
Jun	0,00	0,00	0,00	0,00
Jul	-34,00	0,00	-2,57	4,72
Ago	0,00	0,00	0,00	0,00
Sep	0,00	0,00	0,00	0,00
Oct	0,00	0,00	0,00	0,00
Nov	0,00	0,00	0,00	0,00
Dic	-71,36	0,00	-11,18	20,36
			-331,44	

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

**Cuadro 32.** Valores estadísticos distribuidos para el excedente de humedad del suelo, cuenca del río Atulapa.

	<b>Valor min.</b>	<b>Valor max.</b>	<b>Media</b>	<b>Desviación estándar</b>	<b>Qm<sup>3</sup>/seg</b>
<b>Ene</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Feb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mar</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Abr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>May</b>	0,00	59,44	47,79	31,31	0,85
<b>Jun</b>	0,00	395,90	146,73	101,00	2,70
<b>Jul</b>	58,46	266,78	165,56	44,11	2,95
<b>Ago</b>	107,19	299,10	188,60	44,12	3,36
<b>Sep</b>	159,37	413,26	267,10	58,40	4,92
<b>Oct</b>	7,37	194,23	86,60	43,00	1,54
<b>Nov</b>	0,00	18,40	0,17	1,20	0,00
<b>Dic</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
			902,55		

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.

**Cuadro 33.** Registros de caudales observados y calculados, río Atulapa.

Número	H (m)	H-Ho (m)	Q ob (m <sup>3</sup> /s)	Log (H-Ho)	Log (Q)	Q cal (m <sup>3</sup> /s)
1	0,1666667	0,17	0,318	-0,778151	-0,497115	0,29
2	0,2066667	0,21	0,384	-0,68473	-0,415134	0,38
3	0,2066667	0,21	0,393	-0,68473	-0,40599	0,38
4	0,21	0,21	0,402	-0,677781	-0,396255	0,39
5	0,2133333	0,21	0,41	-0,670941	-0,387216	0,39
6	0,22	0,22	0,43	-0,657577	-0,366532	0,41
7	0,23	0,23	0,445	-0,638272	-0,351406	0,44
8	0,2333333	0,23	0,449	-0,632023	-0,34739	0,44
9	0,2366667	0,24	0,443	-0,625863	-0,353385	0,45
10	0,2366667	0,24	0,45	-0,625863	-0,346356	0,45
11	0,2433333	0,24	0,47	-0,613798	-0,327902	0,47
12	0,26	0,26	0,482	-0,585027	-0,316953	0,51
13	0,27	0,27	0,5	-0,568636	-0,30103	0,54
14	0,28	0,28	0,55	-0,552842	-0,259637	0,56
15	0,3	0,3	0,682	-0,522879	-0,166216	0,62
16	0,33	0,33	0,72	-0,481486	-0,142668	0,7
17	0,35	0,35	0,79	-0,455932	-0,102373	0,76
18	0,4	0,38	0,922	-0,424043	-0,035269	0,83
19	0,4	0,38	0,936	-0,416423	-0,028775	0,85
20	0,5	0,46	1,174	-0,334419	0,0698365	1,09
21	0,5	0,48	1,754	-0,322393	0,2439816	1,13
22	0,5	0,52	2,11	-0,281222	0,3242636	1,28
23	0,6	0,57	2,3	-0,246672	0,3617278	1,42
24	0,6	0,57	2,3	-0,246672	0,3617278	1,42
25	0,6	0,58	2,45	-0,234083	0,3891661	1,48
26	0,6	0,6	2,55	-0,22215	0,4065402	1,53
27	0,7	0,68	2,99	-0,167491	0,4756712	1,81
28	1,7	1,7	7	0,2304489	0,845098	6,02

**Fuente:** Elaboración propia, 2018.



**Cuadro 34.** Registros de precipitación media mensual en milímetros por año.

Estación	Alt.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
Montecristo	1,860	12.3 (10.5)	11.0 (9.2)	29.6 (37.9)	80.6 (63.4)	245.9 (118.3)	413.5 (130.03)	311.2 (115.2)	332.5 (108.6)	435.6 (121.2)	222.5 (140.4)	57.3 (54.9)	22.3 (19.3)
Plan de la Arada	1,406	11.0 (15.2)	9.0 (8.3)	25.0 (21.1)	75.0 (38.2)	210.0 (82.3)	320.0 (98.2)	300.0 (112.3)	309.6 (99.3)	378.6 (122.5)	197.1 (102.8)	48.0 (29.2)	19.5 (9.8)
Limón	1,298	10.1 (11.3)	7.2 (6.9)	15.0 (21.2)	62.0 (39.8)	180.0 (89.2)	346.2 (101.2)	286.9 (138.8)	290.0 (98.2)	365.9 (112.7)	192.2 (105.6)	47.2 (42.3)	19.2 (11.1)
Esquipulas	950	9.4 (6.8)	6.4 (5.6)	13.6 (18.9)	45.8 (44.3)	160.1 (77.7)	301.6 (103.8)	269.5 (121.2)	280.0 (106.8)	324.4 (123.2)	173.6 (94.5)	36.2 (31.4)	16.9 (12.6)

**Cuadro 35.** Datos de temperatura media mensual en grados centígrados

Estación	Alt.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sesp.	Oct.	Nov.	Dic.
Montecristo	1860	14.3 (0.69)	15.0 (0.70)	16.2 (0.77)	17.2 (0.60)	17.2 (0.52)	16.8 (0.41)	16.8 (0.96)	16.9 (0.79)	16.4 (0.38)	15.9 (0.52)	15.1 (0.76)	14.4 (0.77)
Plan de la Arada	1406	17.0 (1.02)	17.7 (0.92)	18.2 (0.97)	18.1 (1.09)	20.5 (0.85)	19.8 (0.98)	19.7 (1.21)	19.5 (1.12)	18.9 (1.08)	18.7 (0.86)	16.8 (0.93)	16.9 (0.78)
Limón	1298	18.2 (1.18)	17.9 (1.22)	19.3 (0.89)	19.2 (1.01)	20.9 (0.92)	20.4 (1.08)	20.1 (0.98)	20.8 (1.22)	20.1 (0.92)	19.9 (1.05)	18.3 (0.88)	17.6 (0.91)
Esquipulas	950	19.6 (1.27)	20.5 (1.42)	22.3 (0.98)	23.6 (0.93)	23.7 (0.85)	22.7 (1.05)	22.6 (0.71)	22.8 (1.31)	22.4 (0.86)	21.6 (1.08)	20.3 (1.06)	19.6 (1.08)