



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

**Estimación y análisis de la
evapotranspiración en el municipio
Manizales**
**Estimation and analysis of
evapotranspiration in the
municipality of Manizales**

Luisa Fernanda Calderón Castaño

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Civil
Manizales, Colombia

2017

Estimación y análisis de la evapotranspiración en el municipio de Manizales

Luisa Fernanda Calderón Castaño

Tesis o trabajo de investigación presentada(o) como requisito parcial para optar al título
de:

Magister en Recursos Hidráulicos

Director (a):

Ph.D., Jorge Julián Vélez Upegui

Codirector (a):

Ph.D., Blanca Adriana Botero Hernández

Línea de Investigación:

Ingeniería hidráulica y ambiental

Grupo de Investigación:

Ingeniería hidráulica y ambiental

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Civil

Manizales, Colombia

2017

Agradecimientos

A mis padres por su dedicación y amor incondicional

A mi director Jorge Julián Vélez Upegui y mi codirectora Blanca Adriana Botero Hernández por direccionar este trabajo con sus invaluable conocimientos.

A Olga Lucía Ocampo López por sus enseñanzas y la asesoría brindada.

A Juan Camilo Fandiño Gómez y David Felipe Rincón Castañeda por su apoyo incondicional.

Resumen

Este estudio tiene como objetivo evaluar el comportamiento de distintas ecuaciones para el cálculo de la evapotranspiración potencial con respecto al método de FAO Penman – Monteith considerado como un estándar para la estimación de esta variable, con la finalidad de determinar una alternativa adecuada a éste para ser usada cuando no se disponga de la información climática que el método estándar requiere. La investigación se realizó utilizando la información de diez estaciones climatológicas de Manizales y a partir de los resultados obtenidos mediante diferentes indicadores estadísticos de desempeño se determinó que los métodos de Turc modificado y Priestley y Taylor son los que menores errores presentan respecto al método estándar, mientras que las metodologías de Thornthwaite y García y López mostraron el peor comportamiento de acuerdo con éste, bajo las condiciones climáticas de Manizales.

Palabras clave: Evapotranspiración, FAO Penman-Monteith, métodos de estimación.

Abstract

This study aims to evaluate the behavior of different equations for the calculation of potential evapotranspiration with respect to the FAO Penman - Monteith method considered as a standard for the estimation of this variable, in order to determine a suitable alternative to this one Used when insufficient climate information is available as required by the standard method. The research was carried out using the information of ten climatological stations of Manizales and from the results obtained by different statistical indicators of performance, it was determined that the modified Turc and Priestley and Taylor methods are the ones that present smaller errors compared to the standard method, whereas The methodologies of Thornthwaite and García and Lopez showed the worst behavior according to this under the climatic conditions of Manizales.

Keywords: Evapotranspiration, FAO Penman-Monteith, Estimation methods.

Contenido

	Pág.
Resumen	VII
Lista de figuras	XI
Lista de tablas	XII
1. Introducción y Justificación	13
2. Objetivos	17
2.1 Objetivo general.....	17
2.2 Objetivos específicos	17
3. Antecedentes	18
4. Estado del arte	24
4.1 Generalidades	24
4.2 Componentes de la evapotranspiración	25
4.2.1 Evaporación desde la superficie del suelo.....	26
4.2.2 Evaporación del agua interceptada por la planta	26
4.2.3 Transpiración	26
4.3 Factores de influencia.....	26
4.3.1 Factores meteorológicos	27
4.3.2 Factores atmosféricos	27
4.3.3 Factores de cultivo	27
4.3.4 Condiciones ambientales	28
4.4 Métodos de estimación	28
4.4.1 Métodos directos.....	29
4.4.2. Métodos de indirectos	30
4.5. Corrección de datos climáticos obtenidos en estaciones que no cumplen las condiciones de referencia para calcular Eto	49
4.5.1. Ajustes de T_{\max} y T_{\min}	49
5. Metodología	52
5.5. Estimación de la evapotranspiración por diferentes métodos.....	52
5.5.1. Selección de los métodos a utilizar	52
5.5.2. Recopilación y procesamiento de la información	53
5.5.3. Análisis estadístico de la información.....	56
5.5.4. Cálculo de la evapotranspiración	57
5.6. Criterios de evaluación	57
5.7. Análisis espacial de la evapotranspiración.....	60

5.8.	Zona de estudio.....	61
5.8.1.	Localización.....	61
5.8.2.	Clima.....	62
5.8.3.	Red de monitoreo meteorológico.....	63
6.	Resultados y discusión.....	64
6.1.	Análisis estadístico de la información.....	64
6.2.	Estimación de la evapotranspiración.....	71
6.2.1.	Resultados mensuales.....	71
6.2.2.	Resultados anuales.....	76
6.2.3.	Análisis estadístico de los métodos.....	80
6.2.4.	Relación ETP- ENSO.....	84
6.2.5.	Indicadores de desempeño.....	87
6.2.6.	Balance hídrico.....	102
6.3.	Análisis espacial de la evapotranspiración.....	108
6.3.1.	FAO Penman Monteith.....	110
6.3.2.	Turc modificado.....	112
6.3.3.	Priestley y Taylor.....	116
6.3.4.	Desviación de los métodos respecto de su media.....	120
7.	Conclusiones y recomendaciones.....	126
7.1.	Conclusiones.....	126
7.2.	Recomendaciones.....	127
8.	Bibliografía.....	129

Lista de figuras

	Pág.
Figura 5-1: Ubicación de las estaciones de estudio dentro del perímetro urbano de Manizales.....	54
Figura 5-2: Localización de la zona de estudio.....	62
Figura 6-1: Diagramas de caja de las variables climatológicas.....	67
Figura 6-2: Promedios mensuales multianuales.....	72
Figura 6-3: Promedios anuales.....	76
Figura 6-4: Diagramas de caja de los métodos.....	82
Figura 6-5: Relación ETP-ONI Aranjuez.....	86
Figura 6-6: Relación ETP-ONI Ingeominas.....	86
Figura 6-7: Resultados indicadores estadísticos de desempeño dimensionales.....	88
Figura 6-8: Resultados indicadores adimensionales.....	92
Figura 6-9: Indicador estadístico PBIAS.....	95
Figura 6-10: Distribución espacial del RMSE para los métodos de Priestley-Taylor y Turc Modificado.....	101
Figura 6-11: Localización cuenca de la estación ruta 30.....	102
Figura 6-12: Esquema de tanques modelo TETIS.....	103
Figura 6-13: Hidrograma de calibración y validación.....	105
Figura 6-14: Resultados ETP y ETR.....	106
Figura 6-15: Correlación ETP-Altitud.....	109
Figura 6-16: Mapas de variabilidad espacial método FAO Penman-Monteith.....	110
Figura 6-17: Mapas de variabilidad espacial y varianza del error método Turc modificado.....	113
Figura 6-18: Mapas de variabilidad espacial método Priestley y Taylor.....	117
Figura 6-19: Desviación de FAO PM respecto a su media.....	121
Figura 6-20: Desviación de Turc modificado respecto a su media espacial.....	122
Figura 6-21: Desviación de Priestley y Taylor respecto a su media espacial.....	124

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 5-1: Métodos escogidos para la estimación de la ETP.....	53
Tabla 5-2: Estaciones del estudio.....	54
Tabla 5-3: Interpretación de los indicadores estadísticos de desempeño.	60
Tabla 6-2: Parámetros de calibración del modelo TETIS.	105
Tabla 6-3: Indicadores estadísticos de desempeño	107
Tabla 6-4: Resultados de ETP diaria del artículo de Jaramillo.	108

1. Introducción y Justificación

La evapotranspiración es el proceso mediante el cual el agua que se ha precipitado, retorna a la atmósfera en forma de vapor de agua mediante dos fenómenos (Sánchez, 2001), el primero corresponde a la evaporación desde el suelo de los cuerpos de agua y la interceptación de la vegetación, el segundo es la transpiración producto del metabolismo de las plantas.

Según Thornthwaite (1948), la precipitación y la evapotranspiración (ET) son factores climáticos igualmente importantes; se estima, como promedio global, que el 57% de la precipitación anual es transferida a la atmósfera a través de este proceso, pudiendo llegar a valores del 90% y 100% en zonas áridas o desérticas, respectivamente (Sánchez, 1992), variando su porcentaje de región a región a nivel mundial dependiendo de la latitud, longitud, altitud, el medio ambiente, y las condiciones específicas del sitio (Abtew & Melesse, 2015)

La correcta determinación de la evapotranspiración es fundamental para diversas disciplinas, entre ellas los estudios agrícolas e hidrológicos, en los cuales la ET juega un papel esencial en el balance hídrico (González & Chávez, 2013), de gran importancia para la gestión de recursos hídricos, manejo de cuencas y para la estimación de las necesidades de agua de los cultivos, la programación del riego, la gestión de la sequía y estudios sobre el cambio climático (Raziei & Pereira, 2013); además, el monitoreo de la evapotranspiración tiene implicaciones importantes en el modelado del clima regional y global, así como en la evaluación de estrés ambiental sobre los ecosistemas naturales y agrícolas (Allen, 2000). Los resultados de los modelos climáticos indican que los cambios en la humedad disponible liberados a la atmósfera pueden tener efectos de retroalimentación importantes en la formación de nubes, que a su vez afecta en gran medida el presupuesto de radiación y campos de precipitación a escala mundial y continental (Kustas & Norman, 1996). Por último, la evapotranspiración interviene en el

balance energético, asegurando que la energía solar recibida por la tierra sea devuelta a la atmósfera (Martínez & Bart, 2011).

Aunque la evapotranspiración participa en un gran número de procesos, no es simple de medir debido a que en ella intervienen distintos factores tanto ambientales como biológicos. La forma más precisa de medirla es usando lisímetros o métodos micrometeorológicos, pero estos procedimientos no son prácticos, ya que requieren mucho tiempo y son costosos (Westerhoff, 2015); en consecuencia, desde hace más de 50 años se han creado un gran número de metodologías indirectas para la estimación de la ET (Kaboosi, 2012), que son ecuaciones basadas en variables meteorológicas que surgieron debido a la dificultad de obtener mediciones en campo precisas (Doorenbos & Pruitt, 1977).

Debido a la gran cantidad de métodos disponibles, se han realizado diferentes estudios alrededor del mundo con el fin de evaluarlos y se han desarrollado guías en las cuales se recomiendan algunos, como la presentada por Doorenbos & Pruitt (1977) en el documento número 24 de la serie de riego y drenaje de la organización para la agricultura y la alimentación (FAO), la cual recomendaba los métodos de Blaney- Criddle, radiación, Penman y tanque de evaporación; sin embargo, muchos investigadores evaluaron la validez de las ecuaciones recomendadas por la FAO-24 y por las otras existentes en la literatura y mostraron sus deficiencias, llegando a ser evidente que los métodos propuestos no se comportan de la misma manera en diversas zonas del mundo (Smith et al., 1996), lo cual mostró la necesidad de determinar un método estándar. En Mayo de 1990 en Roma, se realizó una consulta de expertos organizada por la FAO, con colaboración de la organización meteorológica mundial (WMO), con el fin de revisar las metodologías de la FAO-24 y las conclusiones de los estudios realizados por los investigadores que las evaluaron. En esta reunión recomendaron la adopción del método de Penman-Monteith como método estándar para estimar la evapotranspiración de referencia y cultivos, pues este método ha demostrado tener validez global como una referencia estandarizada para su cálculo.

En el documento número 56 de la serie de riego y drenaje de la FAO, se explica paso a paso el cálculo del método de FAO Penman-Monteith, el cual fue derivado de la ecuación original de Penman-Monteith y las ecuaciones de resistencia aerodinámica y superficial

(Allen et al., 2006); el rendimiento de las diferentes ecuaciones, especialmente el del considerado método estándar, se ha evaluado en diferentes condiciones climáticas. Yoder, Odhiambo & Wright (2005); Kashyap & Panda (2001); Raes & Jacobsen (2003); Wang, Wang, Sheng, li & Guo (2012); Lovelli, Pizza, Caponio, Rivelli & Perniola (2005); Ventura (1999); Allen (1986), Nolz, Cepuder & Eitzinger (2016); Trajkovic (2009) compararon las estimaciones de diferentes ecuaciones contra la medida de lisímetros y Tabari & Ghafouri (2010); Matin & Bourque (2013); Chiew, Kamaladasa, Malano, & McMahon (1995); Gavilán & Castillo (2009); Ali & Shui (2009); Shrivastava (2009) y Lage, Bamouh, Karrou & Mourid (2003) compararon las estimaciones con respecto a tanques de evaporación en diferentes condiciones climáticas alrededor del mundo. Todos los estudios indicaron la superioridad de la ecuación de FAO Penman-Monteith (FAO-PM) para la estimación de ET en un amplio rango de climas y ratificaron por qué este ha sido considerado como un estándar universal durante más de una década (Allen et al., 2006). La ecuación Penman Monteith tiene una ventaja sobre otras ecuaciones, pues debido a su base física puede ser utilizada a nivel mundial sin calibraciones locales y en diferentes intervalos de tiempo de una hora a una mes (Wang et al., 2012).

Debido a los resultados exitosos que ha tenido la aplicación de la ecuación de la FAO, ésta ha recibido una gran aceptación alrededor del mundo, como un método estándar para el cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET_o) en función de los parámetros meteorológicos. La mayoría de las aplicaciones del método de FAO Penman-Monteith (FAO-PM) se han realizado con los datos del tiempo correspondientes a períodos de 24 horas, por lo que los pasos de tiempo de cálculo han sido por lo general sobre una base de 24 horas; no obstante, con el aumento en el desarrollo e instalación de redes de estaciones meteorológicas electrónicas en todo el mundo, los datos meteorológicos son cada vez más disponibles para el cálculo de la ET_o sobre una base horaria (Allen et al., 2006).

Sin embargo, a pesar de ser la ecuación más precisa debido a que utiliza los parámetros de velocidad de viento, humedad relativa, radiación solar y temperatura, que son elementos climáticos que afectan directamente la evapotranspiración, esa misma razón hace que tenga un uso limitado especialmente en países en vía de desarrollo (Samani, 2000), en los cuales muchas estaciones no miden todas las variables climáticas que requiere el método, razón por la cual muchas veces se recurre a métodos alternos de los cuales escoger el más adecuado para un determinado estudio es una tarea difícil debido

a la gran disponibilidad de ecuaciones y a la variabilidad en las estimaciones de cada método, pues fueron desarrollados para condiciones climáticas específicas que pueden no ser las mismas a las del lugar en las cuales se van a utilizar (Xu & Singh, 1998) y sólo utilizan algunas variables de un proceso que está influenciado por muchas más, lo cual conlleva en muchos casos a utilizar un método de evapotranspiración del que se desconoce su precisión y veracidad en el sitio de interés. Así pues, una estimación imprecisa de la ET causada por el uso de algún método que sub o sobreestime esta variable, afecta de manera significativa los resultados de todos los cálculos y análisis de los fenómenos asociados a este parámetro que, como se mostró anteriormente, son muchos.

En esta investigación, que se realiza en la zona urbana de Manizales - Caldas, Colombia, se pretende encontrar un método de estimación de la evapotranspiración potencial (ETP) alternativo al de FAO Penman-Monteith (FAO PM), que pueda ser usado cuando no se cuenta con todas las variables meteorológicas requeridas por éste y con el que se puedan obtener estimaciones muy similares que garanticen la correcta determinación de la evapotranspiración potencial según las condiciones climáticas del sitio de estudio. Para este fin, se analizaron nueve métodos indirectos tanto empíricos como de base física para el cálculo de la evapotranspiración potencial utilizando diferentes indicadores estadísticos de desempeño y adicionalmente se presenta el análisis de la variabilidad espacial de esta variable.

2. Objetivos

2.1 Objetivo general

Evaluar el comportamiento de las ecuaciones de Hargreaves Samani, Turc modificado, Thornthwaite, Schendel, Makkink, Priestley y Taylor, García y López, García y López modificado y Cenicafé para el cálculo de la evapotranspiración potencial (ETP) con respecto a la ecuación de FAO Penman Monteith utilizando la información de la red de monitoreo hidrometeorológico de la ciudad de Manizales – Caldas, Colombia.

2.2 Objetivos específicos

Estimar la evapotranspiración potencial (ETP) mediante las ecuaciones de Hargreaves-Samani, Turc modificado, Thornthwaite, Schendel, Makkink, Priestley y Taylor, García y López, García y López modificado, Cenicafé y FAO Penman Monteith.

Analizar la variabilidad espacial de la evapotranspiración en la ciudad de Manizales.

Determinar entre los métodos estudiados para calcular la evapotranspiración el menos erróneo con respecto al de FAO Penman Monteith para proponerlo como método de estimación de evapotranspiración potencial (ETP) en el resto del departamento de Caldas donde se cuente con menos información.

3. Antecedentes

Existen numerosos estudios internacionales en los cuales se comparan diferentes métodos empíricos para el cálculo de la evapotranspiración con la ecuación de la FAO Penman-Monteith, reconocida como el método estándar, bajo diferentes condiciones climáticas a nivel mundial. Sheikh & Mohammadi (2013) y Aschonitis, Antonopoulos & Papamichail (2012) evaluaron la evapotranspiración potencial estimada mediante los métodos de Hargreaves-Samani, Blaney-Criddle, Priestley - Taylor, Turc, Thornthwaite y Makkink en regiones semiáridas del noreste de Irán y Grecia respectivamente. De igual forma, Serrano et al., (2014) evaluaron doce métodos entre ellos los valorados en el estudio de Sheikh & Mohammadi (2013) para España en un periodo de tiempo de 1960 a 2011. Ambos estudios aplicaron criterios de evaluación de error máximo absoluto (MAE), la media de error de desviación (MBE) y obtuvieron que el método de Hargreaves es la mejor opción para estimar la evapotranspiración entre los métodos estudiados. Aliyu, Umaru, Abdullahi, Engineering, State, Maiduguri, & Programme (2012) y Temesgen et al., (2005) compararon cuatro métodos empíricos para el cálculo de la evapotranspiración en la zona semiárida de Maiduguri, noreste de Nigeria y California respectivamente; mediante regresiones y correlaciones obtuvieron igualmente que el método de Hargreaves era el más adecuado para el cálculo de la ET comparado con el estándar.

Xu & Singh (2002) evaluaron cinco ecuaciones empíricas representativas de evapotranspiración potencial: Hargreaves y Blaney-Criddle, Makkink, Priestley Taylor y Rohwer, en un periodo de 1990 a 1994 con una escala mensual en Suiza; los resultados muestran que los métodos de Makkink y Hargreaves, cuando se usan sus constantes originales, siguen la misma tendencia del método estándar. Por otro lado, en Brasil, Brixner (2010) y De Melo & Fernandes (2012) compararon el desempeño de diferentes ecuaciones entre las cuales se encuentran las nombradas en el estudio de Xu & Singh (2002); el primer estudio realizado en el estado de Minas en Brasil mostró que los

métodos de Hargreaves y Thornthwaite tienen un desempeño medio; el segundo estudio que se ejecutó en el estado Río Grande, considera que Thornthwaite tiene un desempeño óptimo pero no recomienda el método de Hargreaves. Los tres estudios dieron como resultado que el método de Makkink fue el más exacto entre los evaluados para las condiciones climáticas húmedas de las zonas de estudio.

Djaman, Balde, Sow, Muller, Irmak, N'Diaye & Saito (2015) compararon dieciséis ecuaciones empíricas en el Valle del río Senegal, entre febrero de 2013 y mayo de 2014. Entre las ecuaciones se encuentran, Hargreaves, Hargreaves-Samani, Turc y Makkink. El criterio de comparación se realizó calculando la raíz del error cuadrático medio (RMSE), el error absoluto medio (MAE), el porcentaje de error de estimación (PE) y la razón media (MR); se obtuvo que los métodos de Hargreaves, Hargreaves modificado, sobrestiman sistemáticamente la ETP con el mayor porcentaje de error registrado. En contraste, los métodos de Makkink–Hansen, y Turc subestiman sistemáticamente la ETP; adicionalmente, los métodos de transferencia de masa de Trabert y Mahringer fueron los que mejor comportamiento tuvieron, comparados con el método estándar.

Teixeira, Shahidian & Rolim (2008) evaluaron seis métodos de estimación: Hargreaves, Hargreaves-Samani, Jensen-Haise, Makkink, Priestley-Taylor y Turc en una escala de tiempo diaria en un período de 2003 a 2007 para Portugal. Por medio del cálculo de los errores relativo, absoluto y medio se llegó a la conclusión de que los seis métodos tuvieron un buen comportamiento; sin embargo, Jensen-Jaise mostró superioridad, al compararlo con el de la FAO Penman-Monteith.

Rodriguez, Arteaga, Sangerman, Cervantes & Navarro (2012), Lu, Sun, McNulty & Amatya (2005), Alexandris, Stricevic & Petkovic (2008) y Bochetti (2010) compararon las metodologías de Priestley Taylor, Hargreaves, Makkink y Thornthwaite en zonas húmedas de México, Serbia, Chile y Estados Unidos respectivamente, concluyendo que el método de Priestley Taylor fue el que presentó un mejor comportamiento para estas regiones.

Chen, Gao, Xu, Guo & Ren (2005) evaluaron las estimaciones de evapotranspiración por el método de Thornthwaite y las medidas con el tanque de evapotranspiración durante un periodo de 1951 a 2000 en China en escala mensual, por medio del RMSE, sesgo relativo y coeficiente de correlación. Se compararon los métodos anteriores contra el

método de la FAO Penman-Monteith, obteniéndose que el método de Thornthwaite subestima la ETP en las partes donde es alta y la sobreestima donde es baja, mientras que el método del tanque es más preciso respecto al método estándar y puede ser un buen método alternativo en China. González, Villazón & Willems (2009); Trezza (2008) y Milly (1994) evaluaron el método de Thornthwaite en condiciones climáticas húmedas y llegaron a la conclusión de que este subestima la evapotranspiración.

Samaras, Reif, & Theodoropoulos (2014) compararon dieciocho ecuaciones divididas en grupos de Christiansen, Makkink, Priestley-Taylor, Turc, Turc modificado y Abtew, bajo condiciones climáticas mediterráneas húmedas, subhúmedas y semiáridas en el centro de Grecia; el comportamiento de las ecuaciones contra el método estándar se evaluó utilizando la media de error absoluto (MAE), el error absoluto medio relativo (RMAE), la raíz del error cuadrático medio (RMSE) y el coeficiente de eficiencia (EF). Los resultados mostraron que el grupo de ecuaciones de Turc y Turc modificado no se comportó de manera adecuada, la ecuación de Abtew mostró superioridad en climas mediterráneos semiáridos y subhúmedos con condiciones de viento moderadas y el grupo de Jensen-Haise, Makkink y Priestley-Taylor resultó mejor para condiciones de humedad y de luz y viento.

Fisher & Iii (2013) y Amatya et al., (1995) estimaron la evapotranspiración mediante los métodos de Turc y Hargreaves, en las regiones húmedas de Misissipi y el este de Carolina del Norte en Estados Unidos, por otro lado, Pandey, Dabral & Pandey (2016) compararon las mismas ecuaciones en el clima subtropical húmedo del noreste de la India. Los tres estudios compararon las estimaciones contra el método de FAO Penman-Monteith utilizando como criterio de evaluación la media de sesgo de error (MBE), el error absoluto medio (MAE), y el porcentaje de error (PE). Se obtuvo que el método de Turc era el más apropiado entre los evaluados para las condiciones húmedas de las regiones de estudio; en cambio, el método de Hargreaves sobrestimaba la evapotranspiración con el más alto porcentaje de error. Trajkovic (2007) y Ravazzani, Corbari, Morella, Gianoli, & Mancini (2012) evaluaron el método de Hargreaves en diferentes localidades húmedas de Europa llegando a la misma conclusión.

Yoder et al., (2005), Valiantzas (2015), Trajkovic & Kolakovic (2009), Martinez & Thepadia (2010), Tabari & Grismer (2011), Giridhar & Viswanadh (2007) y Gao, Peng,

Xu, Yang, & Wang, (2015) evaluaron diferentes métodos bajo condiciones climáticas húmedas y llegaron a la conclusión de que el método de Turc muestra superioridad con respecto a los otros métodos, comparados con el método estándar.

Al realizar una búsqueda exhaustiva en la bibliografía, se determinó que en Colombia no se encuentran estudios en los cuales se comparen las ecuaciones empíricas contra el método estándar; sin embargo, existen algunos estudios que han evaluado el comportamiento de diferentes metodologías y recomiendan la implementación de algunas en el territorio colombiano.

Barco et al., (2000) determinaron la evaporación multianual en Colombia, por medio de los métodos de Turc, Morton, Penman y Holdridge en una escala de cinco minutos. Estos fueron evaluados mediante balances hídricos en cuencas que tenían datos de caudales y precipitaciones medias multianuales, con lo cual se llegó a la conclusión de que Turc es el método más sencillo de implementar y uno de los que presenta menos errores al estimar evaporación. Holdridge muestra una alta variabilidad espacial dependiendo de la región y la vegetación, siendo uno de los más erróneos. Por último, las metodologías de Penman y Morton requieren más información para su implementación, pero dan buenos estimativos. Por otro lado, Vélez et al., (2000) evaluaron las componentes del ciclo hidrológico en Colombia, para el cálculo de la evapotranspiración, utilizaron los métodos de Turc, Turc modificado, Holdridge, Morton, Thornthwaite, Cenicafé, García-López, Coutagne, Meyer y Penman. Los resultados muestran que los métodos de Morton, Penman, Turc y Cenicafé son los que mejores estimativos brindan para Colombia, confirmando la validez de estos métodos en el país.

Montealegre & Gallardo (1993) evaluaron el comportamiento de las ecuaciones de Penman, Hargreaves, Christiansen y García-López y de los métodos del tanque clase "A" y del evapotransporímetro tipo Thornthwaite y compararon las estimaciones de la evapotranspiración potencial (ETP) con las medidas mediante lisímetros, durante el periodo comprendido entre el segundo semestre de 1992 y el primero de 1993 en Palmira, Valle. Los resultados muestran que las ecuaciones de García-López, Penman y el tanque de clase "A" tienen un comportamiento parecido al método del lisímetro, mientras que las ecuaciones de Hargreaves y Christiansen presentan buenas estimaciones bajo las condiciones de Palmira. Por último, se obtuvo del método del evapotranspirómetro tipo Thornthwaite resultados muy pobres.

Colunge & Legarda (1986) evaluaron los métodos de Blaney- Criddle, Blaney-Morin, Hargreaves, Holdridge, Papadakis, Thornthwaite y García y López con respecto a las medidas del tanque clase "A", en las regiones Colombianas de Pasto, Palmira, Bello, Rionegro, Duitama y Cereté, llegando a la siguiente conclusión: la Fórmula de Thornthwaite subestima la evapotranspiración, mientras que el método de Blaney Criddle la sobrestima; los métodos que mostraron mejor correlación con los valores medidos por el tanque fueron Blaney- Morin. García y López y Papadakis.

Marín (2010) evaluó las metodologías de Blaney y Criddle, Christiansen, Thornthwaite y Wilm, García y López, Hargreaves, y Turc en algunos municipios de Cundinamarca y Valle del Cauca con respecto a la evaporación real medida en el tanque Clase A. En este estudio se concluyó que todas las fórmulas evaluadas tienden a sobrestimar los valores de evapotranspiración potencial con respecto a la real del tanque; en general las ecuaciones más acercadas al valor de este fueron Christiansen y Hargreaves.

Poveda & Velez (2008) determinaron la incertidumbre asociada en la estimación de los campos de evapotranspiración real y potencial para Colombia, mediante las ecuaciones de Cenicafé, Turc modificado, Thornthwaite, Penman y Morton para estimar la evapotranspiración potencial y para la real Turc y Choudhury. Concluyeron que la incertidumbre de los métodos de Cenicafé y Turc modificado se debe principalmente al modelo de elevación digital que se usa cuando se hace la variación espacial. En cuanto a Turc modificado el comportamiento del patrón espacial está dictado por el campo de incertidumbre asociada con la radiación neta.

De igual forma que en el resto de Colombia, en Manizales, al realizar una búsqueda en la bibliografía, no se encontraron estudios comparativos entre el método estándar FAO Penman-Monteith y ecuaciones empíricas; sin embargo, existen estudios que se han realizado para la región cafetera y que recomiendan el uso de algunas ecuaciones empíricas bajo las condiciones propias de este lugar.

Jaramillo (1977) comparó los valores mensuales de evaporación calculados a partir de las ecuaciones empíricas de Blaney-Criddle, Papadakis, Holdridge, García -López, Hargreaves e Ivanov contra los datos reales medidos con el tanque tipo A en Cenicafé. Utilizando coeficientes de correlación lineal, un factor de ajuste y el análisis de varianzas,

se obtuvo que las fórmulas de García y López y Papadakis fueron las que mejor se aproximaron a las medidas del tanque y se recomienda su uso en la zona. A la misma conclusión llegaron Ramírez, Mejía, Marín & Arango (2011), quienes al evaluar tres de estas metodologías en Santa Rosa y compararlas contra los valores de lisímetros, concluyeron que el método de García y López modificado por Jaramillo brindaba los mejores estimativos.

Años después, Jaramillo (2006), al determinar las variaciones temporal y altitudinal de la evapotranspiración de referencia mediante el método de Penman-Monteith en la región cafetera de Colombia, encontró una relación exponencial entre la evapotranspiración de referencia (ET_o) y la altitud, por lo cual propuso la ecuación empírica de Cenicafé, la cual es aplicable para alturas entre 170 y 3700 m en las cuencas de los ríos Cauca y Magdalena y desde entonces ha sido ampliamente usada en la zona cafetera.

4. Estado del arte

4.1 Generalidades

La evaporación es un proceso físico puro por el cual el agua líquida se convierte en vapor de agua y representa el cambio del agua al aire. El agua se evapora de una variedad de superficies, tales como lagos, ríos, caminos, suelos y la vegetación mojada (Allen et al., 2006). Toda la materia puede evaporarse si sus moléculas tienen energía suficiente para la transición de fase (Yang, 2015).

La transpiración es el resultado del proceso físico y biológico por el cual el agua cambia del estado líquido al gaseoso, a través del metabolismo de las plantas mediante dos procesos, el primero se realiza por medio de los estomas de las hojas y el segundo a través de la cutícula.(Campos, 1998)

La combinación de estos procesos que son independientes pero difíciles de medir por separado, se denomina evapotranspiración y representa el transporte de agua de la tierra de nuevo a la atmósfera, a la inversa de la precipitación (Thorntwaite, 1948). La ocurrencia del fenómeno de evaporación depende de algunas condiciones básicas como, un suministro de energía para proporcionar el calor latente de vaporización para el paso del líquido a gas, la capacidad del aire para transportar el vapor de la superficie evaporante y la accesibilidad del agua a la superficie (Goyal & Ramirez, 2005; Penman,1948), la energía disponible puede proceder de la radiación solar o de otros cuerpos, la capacidad de transporte de la velocidad del viento y de la rugosidad de la superficie evaporante y la accesibilidad de agua dependerá del suelo y la vegetación (Sánchez, 1992). La evaporación es un proceso en el que se consume la energía de esta forma. Para evaporar un gramo de agua se requieren 540 calorías a 100 °C o 600 calorías a 0°C (Monsalve, 1999) por lo cual es un fenómeno termodinámico y de vinculación de los ciclos del agua y de la energía de la tierra (Penman, 1948). Por otro lado, la transpiración depende de la humedad disponible en el suelo, la fisiología del cultivo, el estado de desarrollo de la planta(Jaramillo, 2005a) y además, los factores meteorológicos actúan indirectamente sobre la transpiración pues influyen la abertura de los estomas.

En el año 1948, Thornthwaite, tomando como ejemplo la vegetación del desierto, propuso realizar una distinción entre la cantidad de agua que esta realmente transpira y evapora bajo las condiciones de agua disponibles y la que podría transpirar y evaporar si el suministro de agua aumentara; a esta última la llamó evapotranspiración potencial definiendo que depende solamente del clima. De esta forma, se introdujo un nuevo concepto de evapotranspiración que se diferenciaba de la real y que actualmente se define como la tasa máxima de evaporación de una superficie completamente sombreada por un cultivo verde, sin limitación en el suministro hídrico (Rosenberg, 1976); sin embargo, debido a que este concepto no define la superficie evaporante y depende sólo del clima, se hizo confuso y se prestaba para ambigüedades (Donohue, McVicar, & Roderick, 2010), pues cada tipo de planta tiene características distintas y por lo tanto evapotranspira una cantidad de agua diferente, por lo cual, desde finales de la década de los 70 del siglo pasado (Faci & Martinez, 1991), este término se ha ido sustituyendo por el de evapotranspiración de referencia, que se define, como su nombre indica, para un cultivo específico, generalmente gramíneas o alfalfa. Doorenbos & Pruitt (1977) definieron este concepto como la tasa de evapotranspiración de una superficie extensiva de 8 a 15 cm de alto, cubierta de gramíneas verdes en crecimiento activo, de altura uniforme, que cubre plenamente el terreno y no padece falta de agua.

Ahora bien, Jensen (1973) introdujo este concepto como la evapotranspiración máxima que se produce bajo unas condiciones climáticas determinadas, en un campo en el que se desarrolla un cultivo agrícola bien provisto de agua con una superficie aerodinámicamente rugosa tal como alfalfa y que tiene una altura vegetativa entre 30 y 50 cm. La concepción de una superficie de referencia se introdujo para evitar definir para cada cultivo los parámetros de evaporación, sino simplemente hallarlos para una superficie de referencia y, por medio de los coeficientes de cultivo, relacionarlos con cada cultivo que se requiera (Allen; Pereira 2006).

4.2 Componentes de la evapotranspiración

La evapotranspiración total se distribuye dependiendo de la superficie desde la cual evapora el agua en:

4.2.1 Evaporación desde la superficie del suelo

Constituye una parte considerable del total de evapotranspiración, especialmente en zonas de suelo desnudo como en regiones áridas y semiáridas (Sharma, 1985; Sánchez, 1992); la tasa de evaporación del suelo depende de la cantidad de agua que se encuentra en la capa superficial de este y de la disponibilidad de agua de las capas más profundas para retroalimentar esta primera capa. Cuando ya las capas subyacentes a la superficial no pueden proveer más agua, la evaporación se detiene (Remenieras, 1974). Se debe realizar la distinción para suelos desnudos y con vegetación.

4.2.2 Evaporación del agua interceptada por la planta

Las plantas retienen grandes cantidades de agua en su superficie dependiendo de la cantidad de follaje y la capacidad de retención, parte de esta agua no alcanza a llegar al suelo o a ser absorbida por la vegetación, por lo cual se evapora directamente con una velocidad que depende de la resistencia aerodinámica y el déficit de presión de vapor (Sánchez, 1992).

4.2.3 Transpiración

En la planta, tiene lugar a través de las hojas donde ocurren las mayores pérdidas por transpiración. La mayor parte del agua que absorben las plantas por las raíces se pierde gracias a este proceso, en el cual, los estomas, que son pequeñas aberturas en la hoja de la planta (Allen et al., 2006) actúan como agentes de control de las pérdidas por transpiración. Éstas están controladas por el estado hídrico de los tejidos, la temperatura, el viento, el nivel de dióxido de carbono, la intensidad luminosa, las condiciones internas de la planta y además por el aporte de energía, del gradiente de presión del vapor y de la velocidad del viento al igual que la evaporación (Remenieras, 1974).

4.3 Factores de influencia

Existen diferentes factores que influyen directamente sobre la evapotranspiración y que condicionan la velocidad y la cantidad de material liberado; entre ellos se encuentran:

4.3.1 Factores meteorológicos

Las variables climáticas que intervienen en el proceso de evapotranspiración se muestran a continuación (Goyal & Ramirez, 2005; Allen et al., 2006).

- **Radiación solar:** es la fuente de energía del proceso, ya que es la que calienta el agua provocando el paso de la forma líquida a la forma de vapor. La cantidad de radiación que puede alcanzar la superficie de evaporación está determinada por su ubicación y época del año, pues difiere en distintas latitudes y estaciones.
- **La Humedad relativa:** es el factor determinante para la eliminación de vapor y presenta una relación inversa, entre mayor sea el contenido de vapor en la atmósfera menor será la evaporación.
- **Temperatura del aire:** al aumentar la temperatura aumenta la evaporación, debido a que se aumenta la capacidad de la masa de aire de almacenar vapor de agua.
- **Viento:** el viento remueve las masas de vapor de agua, aumentando el déficit de vapor del aire o la demanda evaporativa.

Debido a que la evapotranspiración es un proceso de intercambio de energía y su principal fuente es el sol, entonces se puede considerar a la radiación solar como el factor meteorológico más importante en este proceso. Gong et al, 2006; Zhao et al., 2015 realizaron estudios acerca de la sensibilidad de estas variables climáticas en las estimaciones temporales de la evapotranspiración; ambos estudios concluyeron que la humedad relativa es el factor meteorológico más sensible, seguido de la velocidad del viento, la radiación solar y la temperatura.

4.3.2 Factores atmosféricos

- **Presión atmosférica:** su efecto sólo es apreciable cuando hay grandes diferencias en altitud. Tanto menor sea la presión atmosférica mayor será la evaporación.

4.3.3 Factores de cultivo

Elementos como el tipo de cultivo, la variedad y la etapa de desarrollo afectan la evapotranspiración y deben tenerse en cuenta a la hora de determinar este parámetro en los cultivos (Allen, 1986; Pereira et al., 2006).

4.3.4 Condiciones ambientales

Factores como la salinidad que es inversamente proporcional a la evapotranspiración, la baja fertilidad del suelo, el uso limitado de fertilizantes, la cubierta y humedad del suelo, la densidad del cultivo y el contenido de agua, son factores que se deben considerar en las estimaciones de evapotranspiración (Allen, 1986; Allen et al., 2006).

4.4 Métodos de estimación

La evapotranspiración está controlada por la radiación solar, la temperatura, el déficit de presión de vapor, la velocidad del viento, el intercambio de humedad del aire entre la superficie y la atmósfera, entre otros y además, está sujeta al control biológico, lo cual ha producido que, a diferencia de la precipitación, este proceso no sea simple de medir; no obstante, es uno de los parámetros críticos de la hidrología, de tal manera que se justifican los esfuerzos para medirlo y estimarlo (Abtew & Melesse, 2015).

Existen diferentes metodologías que se han propuesto desde el siglo XIX para determinar la evapotranspiración (Martínez & Bart, 2011; Yang & Zhou, 2011). Éstas se resumen en métodos de medida (directos) y en métodos de estimación (indirectos). Para los primeros se requieren equipos específicos y mediciones precisas de varios parámetros físicos o el balance del agua del suelo (Allen et al., 2006), los segundos utilizan fórmulas teóricas o empíricas. Además de los métodos de estimación, la evapotranspiración real se ha calculado tradicionalmente de forma residual en las ecuaciones de balance de agua, a partir de estimaciones de evapotranspiración potencial utilizando una función de reducción de la humedad del suelo o de las mediciones de campo por equipo meteorológico (Kite & Droogers, 2000). La elección de un método para el cálculo de la ET debe basarse en diferentes aspectos como la ubicación, el clima, la disponibilidad de los datos y las estimaciones previas (Howell, Bucks, Goldhamer, & Lima, 1983).

Los diferentes métodos de estimación han presentado avances siguiendo la evolución de la tecnología; el progreso de las técnicas de medición abarca desde el tanque de evaporación hasta técnicas de teledetección (Cuenca & Weiss, 1983).

4.4.1 Métodos directos

La evapotranspiración real se puede medir directamente en campo mediante el uso de instrumentos como lisímetros y evaporímetros (Peña, Chávez, Nolasco, & Pichardo, 2001) y mediante técnicas micrometeorológicas. Estos procedimientos son los más precisos para la medición de la evapotranspiración real (ETR); sin embargo, no son prácticos, ya que requieren mucho tiempo y son costosos (Westerhoff, 2015; Landeras, Ortiz-barredo, & Lo, 2008).

Las mediciones directas de la evaporación y la evapotranspiración son, por lo general, trabajos experimentales en los que se utilizan los datos para calibrar los modelos para la estimación a largo plazo que utilizan variables meteorológicas (Abtew & Melesse, 2015).

- **Lisímetros**

Es un recipiente enterrado y cerrado lateralmente, de modo que el agua drenada por gravedad, la que se hubiera infiltrado hasta el acuífero, es recogida por un drenaje. La parte principal es un tanque dentro del cual se introduce una muestra de suelo sobre la cual se planta vegetación (Luque, 1981) y se instalan dispositivos para controlar y medir los cambios en la humedad. Con los lisímetros se puede controlar una pequeña sección del medio ambiente circundante para el monitoreo del balance de agua con poca alteración de las condiciones físicas y climáticas que prevalecen en el sitio (Abtew & Melesse, 2015).

Existen lisímetros de peso en los cuales se mide la evapotranspiración como una diferencia en peso, estos pueden medir con precisión cada componente del balance hídrico. Existen lisímetros de drenaje que miden la componente de drenaje del balance hídrico (Sánchez, 1992). En Colombia no se encuentra muy extendido el uso de los lisímetros como instrumentos de medida directa de la evapotranspiración (Barco et al., 2000).

- **Tanques de evaporación**

El tanque de evaporación es el más común y probablemente el método antiguo más ampliamente utilizado de la medición o estimación de la evaporación de agua abierta (Abtew & Melesse, 2015).

Son tanques en los cuales la evaporación se expresa por la altura del agua evaporada, deduciéndola mediante lecturas diarias del nivel, previa corrección por la cantidad de

agua caída en forma de precipitación cuando ésta tenga lugar. Existen algunos problemas con los evaporímetros, por ejemplo, alteran las condiciones físicas del sitio donde están localizados y brindan estimaciones que no describen la transferencia natural del vapor de agua hacia la atmósfera (Monsalve, 1999).

▪ **Métodos micrometeorológicos**

La evapotranspiración se deduce a partir de variables meteorológicas medidas sobre la superficie evaporante. Los métodos micrometeorológicos estiman la evapotranspiración real (ETR) en cortos intervalos de tiempo, menos de 30 minutos, por lo cual, permiten estimar este parámetro en tiempo real (Rosenberg, 1976), además, son costosos y más convenientes para programas orientados a la investigación (Sanchez, 1992).

4.4.2. Métodos de indirectos

Una alternativa más económica a los métodos directos es la aplicación de modelos matemáticos que se basan en una o más variables meteorológicas, o con alguna medida relacionada con estas variables para la estimación de la evapotranspiración (Ladlani et al., 2012). Estos métodos pueden ser agrupados en cinco categorías: métodos de balance de agua, de transferencia de masa, combinados, basados en radiación y basados en temperatura (Xu & Singh, 2002).

Estos enfoques matemáticos se dividen de forma general en modelos empíricos y físicos. Los primeros se basan en funciones estadísticas de aproximación entre las variables meteorológicas y los valores de evapotranspiración (Landeras et al., 2008). Los segundos se basan en los principios físicos asociados con los tres factores más importantes que influyen en el proceso de evapotranspiración: la cantidad de energía para la evaporación, el flujo de vapor de agua fuera de la superficie de evaporación y el suministro de vapor de agua a la superficie de evaporación (Chow, 1988). Sin embargo, todas las ecuaciones son en cierta medida empíricas, pues muchas han sido derivadas o calibradas a partir de la medida de la evapotranspiración con lisímetros o mediante el agotamiento de la humedad del suelo para un cultivo de referencia particular (Hargreaves & Samani, 1985).

Los métodos indirectos involucran el empleo de ecuaciones, las cuales requieren de información climatológica y se pueden agrupar de forma más específica en cinco categorías, según los parámetros que necesiten: métodos de balance de agua, de transferencia de masa (o aerodinámicos), métodos combinados (balance, de energía y aerodinámicos), de radiación y los métodos basados en temperatura (Xu & Singh, 2002).

Los principales problemas asociados con la mayoría de estos métodos son la disponibilidad de los datos climatológicos, ya que en muchos países en vías de desarrollo, los datos climatológicos son a menudo incompletos e inexactos (Hargreaves and Samani, 1985); a esto se suma la necesidad de calibración local, pues a menudo se hace necesario utilizar fórmulas para la estimación de la evapotranspiración, en condiciones climáticas muy distintas de aquellas para las cuales fueron inicialmente planteadas, por lo cual su veracidad varía en diferentes entornos (Sentelhas, Gillespie, & Santos, 2010). Debido a esto, es muy importante comprobar la exactitud de las fórmulas antes de utilizarlas en nuevas condiciones (Doorenbos & Pruitt, 1977) y tener en cuenta que la exactitud de estas requiere de delicadas mediciones y la demanda de una gran cantidad de datos (Guijarro, 1980) pues, incluso con los métodos de estimación estandarizados, la variación en las estimaciones se produciría debido a la falta de uniformidad en la recopilación de datos de entrada y la calidad de los mismos (Abtew & Melesse, 2015).

La disponibilidad de muchas ecuaciones para determinar la evapotranspiración, la amplia gama de tipos de datos y conocimientos necesarios para utilizar las distintas ecuaciones correctamente hace difícil seleccionar el método de evapotranspiración más apropiado para un determinado estudio (Xu & Singh, 1998). A continuación, se presentan algunas de estas metodologías para estimar la evapotranspiración tanto real como potencial.

4.4.2.1. Métodos de base física

Los modelos físicos se basan en los principios físicos asociados con los tres factores más importantes que influyen en el proceso de evapotranspiración: la cantidad de energía para la evaporación, el flujo de vapor de agua fuera de la evaporación superficie, y el suministro de vapor de agua a la superficie de evaporación (Chow et al., 1988).

- **Método aerodinámico**

De acuerdo con este método, el flujo de vapor de agua se estima a través de medidas del gradiente de humedad.

$$E = -\rho_a K_v \left(\frac{\Delta q}{\Delta z} \right) \quad \text{Ecuación 4-1}$$

Donde E es la evapotranspiración en cal/cm²día, ρ_a es la densidad del aire en g/cm³, K_v es el coeficiente de transporte turbulento para vapor de agua en cm²/s, Δq es la diferencia de humedad específica a dos alturas y Δz es la diferencia entre las dos alturas de observación en cm.

- **Método del balance de energía**

Es posible predecir la cantidad de evapotranspiración aplicando el principio de conservación de la energía, según el cual la energía que llega a la superficie debe ser igual a la energía que sale de la misma en un periodo determinado

$$E = \frac{1}{l_v \rho_w} (R_n - H_s - G) \quad \text{Ecuación 4-2}$$

Dónde H_s es el calor sensible que es el flujo de energía en forma de calor intercambiado por convección entre la superficie y la atmósfera debido a la diferencia de temperaturas entre la superficie y la atmósfera; G es el calor conducido hacia el suelo; ρ_w es la densidad del agua en g/cm³; y l_v es el calor latente de vaporización en cal/g.

Si $H_s = 0$ y $G = 0$ entonces la tasa de evaporación E_r es igual a:

$$E_r = \frac{R_n}{l_v \rho_w} \quad \text{Ecuación 4-3}$$

Donde R_n es la radiación neta.

La medida del calor latente de evaporación (H_s) del agua es problemática, ya que es difícil determinar el momento en el que el agua entra en ebullición y el momento en el que el agua se evapora completamente.

- **Método del balance hídrico**

Está basado en el principio de conservación de la masa aplicado a una parte del ciclo hidrológico. En una cuenca la evapotranspiración puede obtenerse a partir de la ecuación de balance hídrico.

$$E(t) = P(t) - R(t) - \frac{ds(t)}{dt} \quad \text{Ecuación 4-4}$$

Donde S(t) representa el almacenamiento de agua en el suelo como una función del tiempo, P(t) la precipitación en mm por unidad de tiempo, E(t) la evapotranspiración real o efectiva en mm por unidad de tiempo y R(t) la escorrentía incluyendo el flujo base en mm por unidad de tiempo.

- **Ecuación de Penman (1948)**

La ecuación de Penman incorpora todas las variables climáticas con efecto directo sobre el proceso de evapotranspiración y separa la contribución de los elementos del clima en dos términos. El primero aísla el efecto de la radiación disponible, mientras que el otro término agrupa los elementos que representan las interacciones superficie-atmósfera (Pereira, 2004) y su uso fue impulsado por el uso de los computadores personales y de las estaciones automáticas en agroclimatología (Guevara, 2006).

$$E_{to} = \frac{\Delta R_n + 0.27 \gamma (1 + 0.036 v) (e_s - e_a)}{\lambda (\Delta + \gamma)} \quad \text{Ecuación 4-5}$$

Donde E_{to} es la evapotranspiración de referencia en mm/ día; R_n es la radiación neta; (e_s – e_a) en kPa representa el déficit de presión de vapor del aire, Δ representa el gradiente de presión de vapor de saturación en kPa/°C; γ es la constante psicrométrica en kPa/°C y λ es el calor latente de vaporización en MJ/ kg.

- **Ecuación de Penman- Monteith (1965)**

La ecuación está basada en el método combinado aerodinámico y de balance de energía de Penman y permite estimar la evapotranspiración con variables meteorológicas; además, se deben determinar las resistencias que están relacionadas con las características de los estomas y de las aerodinámicas de atmósfera sobre el cultivo, la velocidad del viento y el índice de área de hojas.

Esta fórmula fue modificada por (Monteith, 1965) y se conoce como ecuación de Penman- Monteith.

$$Eto = \frac{\Delta(Rn-G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad \text{Ecuación 4-6}$$

Dónde Eto es la evapotranspiración de referencia en mm/ día; Rn es la radiación neta en MJ/m²día; G es el flujo del calor en el suelo; (e_s – e_a) representa el déficit de presión de vapor del aire; ρ_a es la densidad media del aire a presión constante; c_p es el calor específico del aire en MJ/Kg°C; Δ representa el gradiente de presión de vapor desaturación en kPa; γ es la constante psicrométrica en kPa/°C, y r_s y r_a son las resistencias superficiales total y aerodinámica en s/m.

▪ Ecuación FAO Penman – Monteith (1990)

Es una modificación de la ecuación original de Penman – Monteith y de las ecuaciones de resistencia aerodinámica y del cultivo realizada por la FAO (Allen, 1999).

$$ETO = \frac{0.408 \Delta(Rn-G) + \gamma \frac{900}{T+273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 U_2)} \quad \text{Ecuación 4-7}$$

Dónde: ETo es la evapotranspiración de referencia en mm/día; Rn es la radiación neta en la superficie del cultivo en MJ/m²día; G es el flujo del calor de suelo en MJ/m²día; T es la temperatura media del aire a 2 m de altura (°C); U₂ es la velocidad del viento a 2 m de altura en m/s; e_s es la presión de vapor de saturación en kPa; e_a es la presión real de vapor en kPa; (e_s – e_a) es el déficit de presión de vapor (kPa); Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor (kPa °C⁻¹) y γ es la constante psicrométrica (kPa/ °C)

A continuación se presentan las diferentes variables requeridas para el cálculo de la evapotranspiración mediante el método de la FAO:

Presión atmosférica

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0.0065Z}{293} \right)^{5.26} \quad \text{Ecuación 4-8}$$

Donde P es la presión atmosférica en Kpa y z es la elevación sobre el nivel del mar en m.

Constante psicrométrica

$$\gamma = \frac{cpP}{\varepsilon\lambda} = 0.665 * 10^{-3} \quad \text{Ecuación 4-9}$$

Donde γ es la constante psicrométrica [kPa °C-1], P presión atmosférica [kPa], λ calor latente de vaporización, 2,45 [MJ /kg], cp calor específico a presión constante, $1,013 \times 10^{-3}$ [MJ/ kg °C] y ε cociente del peso molecular de vapor de agua /aire seco = 0,622.

Presión de vapor de saturación

$$e^o(T) = 0.618 * \exp\left(\frac{17.27*T}{T+237.3}\right) \quad \text{Ecuación 4-10}$$

Donde $e^o(T)$ es la presión de vapor de saturación a la temperatura del aire T en kPa, T es la temperatura del aire en °C. La presión media de saturación de vapor para un día, semana, década o mes, debe ser calculada como el promedio de la presión de vapor de saturación a la temperatura máxima media y la presión de vapor de saturación a la temperatura mínima media del aire para ese periodo.

Presión media de vapor de saturación (e_s)

$$e_s = \frac{e^o(T_{max}) + e^o(T_{min})}{2} \quad \text{Ecuación 4-11}$$

Donde e_s es la presión media de vapor de saturación en kPa, e^o es la presión de vapor de saturación en kPa, Tmax es la temperatura máxima del aire en °C, Tmin es la temperatura mínima del aire en °C.

Pendiente de la curva de presión de vapor de saturación (Δ)

$$\Delta = \frac{4098 * \left[0.618 * \exp\left(\frac{12.27*T}{T+237.3}\right)\right]}{(T+237.3)^2} \quad \text{Ecuación 4-12}$$

Donde Δ es la pendiente de la curva presión de vapor de saturación a la temperatura del aire T en kPa/°C y T es la temperatura del aire en °C.

Presión real de vapor (e_a)

$$e_a = \frac{e^o(T_{min}) \frac{HR_{max}}{100} + e^o(T_{max}) \frac{HR_{min}}{100}}{2} \quad \text{Ecuación 4-13}$$

Donde e_a es la presión real de vapor en kPa, $e^o(T_{min})$ es la presión de vapor de saturación a la temperatura mínima diaria en kPa, $e^o(T_{max})$ es la presión de vapor de saturación a la temperatura máxima diaria en kPa, HRmax es la humedad relativa máxima en % y HRmin humedad relativa mínima en %.

Radiación extraterrestre (Ra)

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} G_{sc} d_r [w_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(w)] \quad \text{Ecuación 4-14}$$

Donde Ra es la radiación extraterrestre en MJ/m²día, Gsc es la constante solar = 0,082 en MJ/m²día, dr es la distancia relativa inversa Tierra-Sol, ws es el ángulo de radiación a la puesta del sol en rad, φ es la latitud en rad y δ declinación solar en rad.

Distancia relativa inversa Tierra-Sol

$$d_r = 1 + 0.033 * \cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right) \quad \text{Ecuación 4-15}$$

Donde dr es la distancia relativa inversa tierra sol y J es el número del día en el año entre 1 (1 de enero) y 365 (31 de diciembre).

Declinación solar

$$\delta = 0.409 * \sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1.39\right) \quad \text{Ecuación 4-16}$$

Donde δ es la declinación solar en rad, J es el número del día en el año entre 1 (1 de enero) y 365 (31 de diciembre).

Ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol

$$w_s = \arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)] \quad \text{Ecuación 4-17}$$

Donde ws es el ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol en rad, φ es la latitud en rad y δ es la declinación solar en rad.

Radiación solar en un día despejado (Rso)

$$R_{so} = (0.75 + 2 * 10^{-5}z)R_a \quad \text{Ecuación 4-18}$$

Donde Rso es la radiación solar en un día despejado en MJ/m²día, z es la elevación de la estación sobre el nivel del mar en m y Ra es la radiación extraterrestre en MJ/m²día.

Radiación neta solar o de onda corta (Rns)

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \quad \text{Ecuación 4-19}$$

Donde R_{ns} es la radiación neta solar o de onda corta en MJ/m²día, α es el albedo o coeficiente de reflexión del cultivo que es 0,23 para el cultivo hipotético de referencia y R_s es la radiación solar entrante MJ/m²día.

Radiación neta de onda larga (R_{nl})

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max,K^4} + T_{min,K^4}}{2} \right] (0.34 - 0.14\sqrt{ea}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad \text{Ecuación 4-20}$$

Donde R_{nl} es la radiación neta de onda larga MJ/m²día, σ es la constante de Stefan-Boltzmann [4,903 x 10⁻⁹ MJ/ K⁴m²día], $T_{max,K}$ es la temperatura máxima absoluta durante un periodo de 24 horas [K = °C + 273,16], $T_{min,K}$ es la temperatura mínima absoluta durante un periodo de 24 horas [K = °C + 273,16], ea es la presión de vapor real en kPa, R_s/R_{so} es la radiación relativa de onda corta (valores ≤ 1,0), R_s es la radiación solar medida o calculada en MJ/m²día, R_{so} es la radiación en un día despejado en MJ/m²día.

Radiación neta (R_n)

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad \text{Ecuación 4-21}$$

Donde R_n es la radiación neta en MJ/m²día, R_{ns} es la radiación neta de onda corta en MJ/m²día y R_{nl} es la radiación neta de onda larga en MJ/m²día.

Flujo de calor en el suelo

$$G = cs \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z \quad \text{Ecuación 4-22}$$

Donde G flujo de calor del suelo [MJ m⁻² día⁻¹], cs capacidad calorífica del suelo en MJ/m³°C, T_i es la temperatura del aire en el tiempo i en °C, T_{i-1} es la temperatura del aire en el tiempo $i-1$ en °C, Δt es el intervalo de tiempo considerado y Δz profundidad efectiva del suelo en m.

- **Método de Morton**

Propone una relación complementaria entre la evaporación potencial, la real y la evaporación de un ambiente húmedo.

$$ETR=2 ETW-ETP$$

Ecuación 4-23

Donde ETR es la evapotranspiración real, ETW es la evapotranspiración en un ambiente húmedo y ETP es la evapotranspiración potencial en w/m².

4.4.2.2. Métodos empíricos

- **Ecuación de Thornthwaite (1948)**

La ecuación de Thornthwaite de 1948 da una estimación de la evapotranspiración potencial, se basa en experimentos efectuados con lisímetros. Esta ecuación fue modificada en 1948 por el mismo autor, en la que relacionó los datos de temperatura y evapotranspiración en regiones del Oeste de Estados Unidos (Vélez et al., 2000b).

$$ETP = 1.6 \left(10 \frac{T}{I} \right)^a \quad \text{Ecuación 4-24}$$

Donde ETP es la evaporación potencial en cm/mes, T es la temperatura media mensual en grados centígrados, I es el índice calórico anual dado por:

$$I = 12 \left(\frac{T_{\text{anual}}}{5} \right)^{1.514} \quad \text{Ecuación 4-25}$$

a es un exponente dado en función de I:

$$a = 0.000000675I^3 - 0.0000771I^2 + 0.01792I + 0.49239 \quad \text{Ecuación 4-26}$$

- **Ecuación de Blaney & Criddle (1950)**

Este método se utiliza para determinar la evapotranspiración potencial, fue desarrollado llevando a cabo estudios de correlación entre la temperatura y el uso del agua en una región semiárida del Oeste de Estados Unidos.

$$ETP = kp * (0.46Ta + 8.13) \quad \text{Ecuación 4-27}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial de un cultivo de referencia, en mm, para el período en el que se expresa ; T es la temperatura media en °C; p es porcentaje del total de las horas del día para el período utilizado (diario o mensual) fuera de las horas totales de día del año (365 × 12) y k es el coeficiente de uso consuntivo mensual, dependiendo de la vegetación, el tipo, la ubicación y la temporada y durante la temporada de crecimiento (mayo a octubre), k varía de 0,5 para el árbol de naranja y 1,2 para la vegetación natural densa.

- **Ecuación de Blaney-Criddle (S.C.S)**

Es una versión de la ecuación de Blaney-Criddle publicada por el *Soil conservation service*

$$ETP = 25.4 K_t K_c f \quad \text{Ecuación 4-28}$$

Donde

$$K_t = 0.0311 * T + 0.240 \quad \text{Ecuación 4-29}$$

$$f = (1.8 T + 32) \quad \text{Ecuación 4-30}$$

ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, T es la temperatura promedio diaria en °C y Kc es un coeficiente de crecimiento del cultivo específico de esta versión de la ecuación.

- **Ecuación de Blaney-Criddle modificado por FAO**

$$ETP = C * P * (0.46 * T + 8) \quad \text{Ecuación 4-31}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/mes, T es la temperatura promedio mensual en °C, P es el porcentaje de horas de luz de un día comparado con el entero de una tabla y C es el factor de ajuste, el cual depende de la humedad relativa y las horas de luz y viento.

- **Ecuación de Blaney-Criddle modificado por Shih**

$$ETP = 25.4K(MR_s (1.8T + 32)/TMR_s) \quad \text{Ecuación 4-32}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial mensual en mm, K es el coeficiente para este método, MRs es la radiación solar mensual en cal/cm², T es la temperatura promedio mensual en °C y TMRs es la suma de la radiación solar mensual durante el año en cal/cm².

- **Ecuación de Hargreaves (Samani, 2000)**

La fórmula de Hargreaves para evaluar la Evapotranspiración de referencia necesita solamente datos de temperaturas y de Radiación Solar. La expresión general es la siguiente:

$$ETP = 0,0135 (t_{med} + 17,78) R_s \quad \text{Ecuación 4-33}$$

Dónde ETP es la evapotranspiración potencial diaria, mm/día; t_{med} es la temperatura media, °C y R_s es la radiación solar incidente, convertida en mm/día.

- **Ecuación de Hargreaves & Samani(1985)**

$$ETP = 0.34 * R_a (0.4 + (0.024 T)) (1.35 (1 - HR)^{1/2})(1 + 0.0004Z) \quad \text{Ecuación 4-34}$$

- **Ecuación de Hargreaves– Samani modificado**

Después de varios años de calibración(Hargreaves & Samani, 1985), la ecuación quedó de la siguiente forma:

$$ETP = 0.0023 R_a * (T + 17.8) * TD^{0.5} \quad \text{Ecuación 4-35}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, R_a es la radiación extraterrestre en mm/día, T es la temperatura promedio en °C y TD es la temperatura máxima menos la temperatura mínima en °C.

- **Ecuación de Hargreaves modificado por Trajkovic (2007)**

Es una modificación de la ecuación de Hargreaves para la región de los Balcanes occidentales, en el sudeste de Europa.

$$ETP = 0.023 * R_a(T + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.424} \quad \text{Ecuación 4-36}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, R_a es la radiación extraterrestre en mm/día, T es la temperatura promedio en °C, T_{max} es la temperatura máxima en °C y T_{min} es la temperatura mínima del aire en °C.

- **Ecuación de Hargreaves modificado por Ravazzani et al., (2012)**

Es una modificación de la ecuación de Hargreaves - Samani para las regiones Alpinas de Italia.

$$ETP = (0.817 + 0.00022Z) * 0.0023 * R_a(T + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} \quad \text{Ecuación 4-37}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, R_a es la radiación extraterrestre en mm/día, T es la temperatura promedio en °C, T_{max} es la temperatura máxima en °C, T_{min} es la temperatura mínima del aire en °C y z es la altura de la estación en m.

- **Ecuación de Hargreaves modificado por (Berti et al., 2014)**

Es una modificación de la ecuación de Hargreaves en el Noreste de Italia.

$$ETP = 0.00193 * Ra(T + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.517} \quad \text{Ecuación 4-38}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, Ra es la radiación extraterrestre en mm/día, T es la temperatura promedio en °C, Tmax es la temperatura máxima en °C y Tmin es la temperatura mínima del aire en °C.

- **Ley de Dalton**

La evaporación potencial es proporcional al gradiente de presión de vapor entre la zona de intercambio y la atmósfera.

$$ETP = K(e_s - e) \quad \text{Ecuación 4-39}$$

Donde ETP es la evaporación potencial, e_s es la presión de vapor de saturación; e es la presión de vapor y K es la constante de proporcionalidad.

- **Ecuación de Turc (1954)**

Estima la evaporación real con base en un balance de masas, en función de elementos meteorológicos simples como los valores promedio a largo plazo de temperatura y precipitación de la cuenca (Vélez et al., 2000).

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{Para } (P/L) > 0.316 \quad \text{Ecuación 4-40}$$

Donde $ETR = P$ Para $(P/L) < 0.316$; ETR es la evaporación real en mm/año; P es la precipitación del año considerada en mm. L es una constante que depende de la temperatura dada en °C.

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3 \quad \text{Ecuación 4-41}$$

- **Turc modificado (1961)**

Turc en 1961, basado en observaciones de cajas lisimétricas, presentó la siguiente expresión para estimar la evaporación potencial:

$$ETP = K\left(\frac{T}{T+15}\right)(Rg+50) \quad \text{Ecuación 4-42}$$

Para humedad relativa media mensual superior al 50%.

$$ETP = K \left(\frac{T}{T+15} \right) (Rg+50) \left(1 + \frac{50-HR}{70} \right) \quad \text{Ecuación 4-43}$$

Para humedad relativa media mensual inferiores al 50%.

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/mes; K es una constante igual a 0.40 para meses de 30 y 31 días, 0.37 para febrero, al dividir cada coeficiente entre las correspondientes duraciones de los meses en días, se obtienen un coeficiente único de 0.013 que es el valor utilizado para los cálculos diarios de ETP por este método; T es la temperatura media mensual en °C y Rg es la radiación solar global incidente del mes considerado expresada en cal/ cm² /día.

- **Ecuación de Coutagne**

Da una estimación de la evapotranspiración real en función de la precipitación y la temperatura (Vélez et al., 2000b).

$$ETR = P - XP^2 \quad \text{Ecuación 4-44}$$

Donde ETR es la evapotranspiración real en m/año; P es la precipitación en m.

$$X = \frac{1}{0.8+0.14T} \quad \text{Ecuación 4-45}$$

La ecuación de ETR es aplicable para P comprendido entre (8X)-1 y (2X)-1, si las precipitaciones son inferiores a (8X)-1 entonces ETR= P.

- **Ecuación de Cenicafé (2006)**

Esta ecuación fue obtenida por el Centro Nacional de Estudio del Café mediante una regresión a los valores obtenidos de aplicar el método de Penman a los datos de las estaciones climáticas en Colombia (Jaramillo, 2006)

$$Eto = 4.37 \exp(-0.0002 h) \quad \text{Ecuación 4-46}$$

Donde EtPo es la evapotranspiración de referencia en mm/día y h es la cota sobre el nivel del mar en m.

- **Ecuación de Meyer (1915)**

Esta ecuación fue propuesta en 1915 y está basada en la ley de Dalton (Vélez et al., 2000b)

$$ETP = C1(e_s - e_a) \left(1 + \frac{u}{16.09}\right) \quad \text{Ecuación 4-47}$$

Donde ETP es la evaporación potencial en cm, e_s es la presión de vapor media mensual en pulgadas de mercurio; u es la velocidad media mensual del viento medida a 10 m de la superficie en km/h; $C1$ es un coeficiente empírico, 38 para depósitos pequeños, 28 para grandes depósitos.

- **Método de Holdridge (1978)**

Está basado en dos ábacos, el primero es el diagrama para la clasificación de zonas de vida y el segundo es el de movimientos del agua en asociaciones climáticas.

$$ETP = 58.93 T_{bio} \quad \text{Ecuación 4-48}$$

Donde T_{bio} es la biotemperatura y T es la temperatura anual promedia en °C

$$T_{bio} = T - \frac{(3 \text{ latitud en grados})}{100} (T - 24)^2 \quad \text{Ecuación 4-49}$$

- **Ecuación de Budyko (1974)**

La evapotranspiración potencial se transforma a evapotranspiración real mediante la ecuación de Budyko

$$ETR = (ETP \cdot P \cdot \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) \left(1 - \cosh\left(\frac{ETP}{P}\right) + \sinh\left(\frac{ETP}{P}\right)\right))^2 \quad \text{Ecuación 4-50}$$

Donde ETR es la evapotranspiración real en mm/año; P es la precipitación en mm y ETP es la evapotranspiración potencial en mm/año.

- **Ecuación García & López (1970)**

Está basada en las correlaciones hechas entre la evaporación medida en 6 estaciones tropicales dentro del rango latitudinal 15°N y 15° S, la temperatura y la humedad relativa.

$$ETP = 1.21 \cdot 10^n (1 - 0.01Hr) + 0.21T - 2.3 \quad \text{Ecuación 4-51}$$

Dónde ETP es la evaporación potencial en mm/día

$$n = \frac{7.45T}{234.7+T} \quad \text{Ecuación 4-52}$$

T es la temperatura media del aire en °C y Hr es la humedad relativa media diaria en porcentaje.

- **Ecuación García y López Modificada por Jaramillo (2008)**

$$ETP = 1.22 * 10^n (1 - 0.01Hr) + 0.2T - 1.8 \quad \text{Ecuación 4-53}$$

Donde ETP es la evaporación potencial en mm/día.

$$n = \frac{7.45T}{(234.7+T)} \quad \text{Ecuación 4-54}$$

T es la temperatura media del aire en °C y Hr es la humedad relativa media diaria en porcentaje.

- **Ecuación de Linacre (1977)**

Linacre simplifica la ecuación de Penman en relación con una superficie de vegetación que tiene un albedo de 25% y está bien provista de agua.

$$ETP = \frac{700 T_m (100-A) + 15 (T - T_d)}{(80-T)} \quad \text{Ecuación 4-55}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, Tm es la temperatura media reducida al nivel del mar, aplicando un gradiente vertical medio de 0,6 °C/100 m, A es la latitud en grados, T es la temperatura media en °C y Td es el punto de rocío medio.

- **Ecuación de Linacre para Colombia (Goyal & Ramirez, 2005)**

$$ETP = \frac{500 T_m + 15(T - T_d) / (100 - A)}{(80 - T)} \quad \text{Ecuación 4-56}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, Tm es la temperatura media corregida a nivel del mar = T + 0.006h, h es la altura sobre el nivel del mar, T es la temperatura media en °C, Td es el punto de rocío medio en °C y A es la latitud del lugar en grados y décimas de grado.

- **Ecuación de Priestley & Taylor (1972)**

Es una fórmula simplificada del método de Penman, según la cual, el término aerodinámico se sustituye por un coeficiente (α), requiere sólo la radiación y temperatura

para su cálculo. Esta simplificación se basa en el hecho de que la evapotranspiración es más dependiente de la radiación solar que de la humedad relativa o la velocidad del viento. Se ha encontrado que el componente de radiación es responsable de aproximadamente 2/3 de la ETP (Priestley & Taylor, 1972). Este método es confiable en zonas húmedas, pero no adecuado para regiones áridas

$$ETP = \alpha \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \left(\frac{R_n - G}{\lambda} \right) \quad \text{Ecuación 4-57}$$

Donde ETP es la Evapotranspiración potencial, mm/ día, Δ es la pendiente de la curva de la presión de vapor saturado a la temperatura promedio del aire en °C, γ es la constante psicrométrica en Kpa/°C, R_n es la radiación neta en MJ/m²día y λ es el calor latente de vaporización en MJ/kg, α puede ser calibrado de acuerdo con las condiciones locales (por lo general se utilizan valores de 1,12 o 1.26) (Sheikh & Mohammadi, 2013).

- **Ecuación de Makkink (1957)**

Se puede considerar como una forma simplificada de la ecuación de Priestley-Taylor, que también requiere la radiación y la temperatura para el cálculo de la ETP. La diferencia consiste en el hecho de que en lugar de la radiación neta (R_n) utiliza la radiación solar, se desarrolló para climas húmedos.

$$ETP = \alpha \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \left(\frac{R_s}{2.45} \right) - 0.012 \quad \text{Ecuación 4-58}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, R_s es la radiación solar total diaria en MJm²/día, γ es la constante psicrométrica, Δ la pendiente de la curva de presión de vapor saturado a la temperatura promedio del aire en °C, α es 0.61 y β es 0.012.

- **Ecuación de Jensen & Haise (1963)**

Es el resultado de la revisión de unas 3000 medidas de evapotranspiración hechas en el Oeste de Estados Unidos por un periodo de 35 años.

$$ETP = \frac{700 T_m (100 - A) + 15 (T - T_d)}{(80 - T)} \quad \text{Ecuación 4-59}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, R_s es la radiación solar total diaria en mm de agua y T es la temperatura promedio del aire en °C.

- **Ecuación de Stephen & Stewart (1963)**

Es un método similar al de Jensen Haisen.

$$ETP = 0.01476(T + 4.09)MR_s / b \quad \text{Ecuación 4-60}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, T es la temperatura promedio del aire en °C, b es la energía latente de vaporización de agua y MRs es la radiación solar mensual en cal/cm2.

- **Ecuación de Schendel (1967)**

$$ETP = 16 * \frac{T}{RH} \quad \text{Ecuación 4-61}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, T es la temperatura promedio del aire en °C y RH es la humedad relativa en porcentaje.

- **Ecuación de Trabert (1896)**

$$ETP = 0.3075 * \sqrt{u} * (e_s - e_a) \quad \text{Ecuación 4-62}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, $(e_s - e_a)$ es el déficit de presión de vapor (kPa) y u es la velocidad del viento a 2 metros de altura en m/s.

- **Ecuación de Romanenko (1961)**

$$ETP = 0.0018 * (T + 25)^2 (100 - RH) \quad \text{Ecuación 4-63}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/mes, T es la temperatura promedio del aire en °C y RH es la humedad relativa en porcentaje.

- **Ecuación de Romanenko modificada Oudin et al., (2005)**

$$ETP = 4.5 * \left[1 + \left(\frac{T}{25}\right)\right]^2 \left(1 - \frac{ea}{es}\right) \quad \text{Ecuación 4-64}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/mes, T es la temperatura promedio del aire en °C, es es la presión de vapor de saturación en Kpa, ea es la presión real de vapor en Kpa.

- **Ecuación de Thom & Oliver (1977)**

$$ETP = \frac{\Delta Rn + 2.5\gamma(e_a - e_s)W}{\lambda\rho[\Delta + \gamma(1 + \frac{rs}{ra})]} \quad \text{Ecuación 4-65}$$

$$W = 2.6 (1 + 0.536 U) \quad \text{Ecuación 4-66}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, Rn es la radiación solar neta en MJ/m²día, ra es la resistencia aerodinámica en S/m, rs es la resistencia superficial total en S/m, ρ es la densidad del agua = 1000/L, γ es la constante psicrométrica (kPa/°C), λ es el calor latente de vaporización en MJ/ kg, Δ pendiente de la curva de presión de vapor de saturación (kPa/ °C) y (es – ea) es el déficit de presión de vapor (kPa).

- **Ecuación de Hamon (1961)**

Esta ecuación está basada en la temperatura promedio del aire.

$$ETP = \left(\frac{DL}{12}\right)^2 \exp\left(\frac{T}{16}\right) \quad \text{Ecuación 4-67}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, T es la temperatura promedio del aire en °C y DL es la longitud del día en h/día.

- **Ecuación de McGuinness & Bordne (1972)**

$$ETP = \frac{Ra}{\lambda\rho} \frac{T+5}{68} \quad \text{Ecuación 4-68}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, T es la temperatura promedio del aire en °C, ρ es la densidad del agua = 1000/L y λ es el calor latente de vaporización en MJ/ kg.

- **Ecuación de Doorenbos & Pruitt (1977)**

$$ETP = -0.3 + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{Rs}{\lambda\rho} (1 - \alpha)W \quad \text{Ecuación 4-69}$$

$$W = 1.066 - 0.13 \frac{RH}{100} + 0.045U - 0.02 \frac{RH}{100} U - 3.15 \left(\frac{RH}{100}\right)^2 - 0.0011U \quad \text{Ecuación 4-70}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, Rs es la radiación solar en MJ/m²día, Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación en kPa/°C, RH es la humedad relativa en porcentaje y U es la velocidad del viento en m/s.

- **Ecuación de WMO (1966)**

$$ETP = (0.1298 + 0.0934 * v)(e_s - e_a) \quad \text{Ecuación 4-71}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, v es la velocidad del viento en m/s y $(e_s - e_a)$ es el déficit de vapor de presión del aire en kPa.

- **Ecuación de Ritchie (1972)**

$$ETP = \frac{\Delta Rn}{\lambda(\Delta + \gamma)} \quad \text{Ecuación 4-72}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, Rn es la radiación neta en W/m², Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación en kPa/°C, γ es la constante psicrométrica en kPa/°C y λ es el calor latente de vaporización en MJ/kg.

- **Ecuación de Albrecht (1950)**

$$ETP = (0.1005 + 0.297 v) (e_s - e_a) \quad \text{Ecuación 4-73}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, v es la velocidad del viento en m/s y $(e_s - e_a)$ es el déficit de vapor de presión del aire en kPa.

- **Ecuación de Christiansen (1968)**

$$ETP = 0.385 * \frac{R_s}{\lambda} \quad \text{Ecuación 4-74}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, R_s es la radiación solar en MJ/m²día y λ es el calor latente de vaporización en MJ/kg.

- **Ecuación de Abtew (1996)**

Es una calibración de la ecuación de Christiansen realizada para el Oeste de la ciudad de West Palm Beach en el Sur de Florida, sirve para climas cálidos y húmedos.

$$ETP = K \frac{R_s}{\lambda} \quad \text{Ecuación 4-75}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, R_s es la radiación solar en MJ/m²día, λ es el calor latente de vaporización en MJ/kg y K es un coeficiente adimensional que varía entre $0.52 \leq K \leq 0.54$, Abtew (1996).

▪ Ecuación de radiación (1977)

Fue presentada por Doorenbos y Pruitt (1977), es esencialmente una adaptación de la fórmula de Makkink. Este método es confiable en la zona del Ecuador, en islas pequeñas y a altas latitudes.

$$ETP = c * (w + R_s) \quad \text{Ecuación 4-76}$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/día, R_s es la radiación solar en mm/día, W es un factor relacionado con la temperatura y elevación y c es el factor de ajuste que depende de la humedad promedio y la velocidad promedio del viento.

4.5. Corrección de datos climáticos obtenidos en estaciones que no cumplen las condiciones de referencia para calcular Eto

El método de FAO Penman – Monteith está basado en la superficie de referencia, por lo cual, requiere que los datos climáticos que van a ser usados hayan sido medidos en las condiciones correspondientes a esta superficie, es decir, sobre una extensa superficie de pasto verde que evapotranspira activamente sin limitaciones de agua.

Generalmente las temperaturas registradas en estaciones meteorológicas que no se encuentran en las condiciones de referencia, son más altas que las que se hubieran medido bajo estas condiciones. Por esta razón, es necesario realizar una corrección de los valores de temperatura para acercarlos a los de las condiciones de referencia (Allen, Pereira, et al., 2006). En un ambiente que cumple con las condiciones de referencia, la temperatura mínima del aire usualmente presenta valores cercanos a los de la temperatura del punto de rocío. Por lo cual, para condiciones de referencia es válida la relación $T_{min}(Ref) = T_{rocío}(ref)$.

4.5.1. Ajustes de T_{max} y T_{min}

A continuación se presenta un método empírico que corrige las temperaturas registradas T_{max} y T_{min} en base a la diferencia entre la temperatura mínima y la de rocío, la cual es un indicador de la sobreestimación de la temperatura en condiciones diferentes a las de referencia.

- Comparar $T_{min} - T_{rocío}$ del sitio que no cumple las condiciones de referencia con aquellas de un sitio que si presenta condiciones las condiciones de referencia. Para el cálculo de $T_{min} - T_{rocío}$ se utilizan datos diarios o mensuales.
- Si las diferencias para $T_{min} - T_{rocío}$ para el sitio que no reúne las condiciones de referencia son sistemáticamente mayores a 2°C con relación al sitio de referencia, entonces, se debe calcular el promedio de las diferencias.

$$\Delta T = T_{min} - T_{rocío} \quad \text{Ecuación 4-77}$$

Para los meses que requieren corrección (en general esto ocurrirá cuando la relación P/ETo no supera el valor de 0,5). O si se compara Tmin - Trocío del sitio que no cumple las condiciones de referencia con Tmin - Trocío del sitio que las cumple, ΔT se puede calcular como:

$$\Delta T = (T_{min} - T_{rocío})_{n/ref} - (T_{min} - T_{rocío})_{ref} \quad \text{Ecuación 4-78}$$

- Corregir las temperaturas de cada día o mes utilizando:

$$(T_{max})_{cor} = (T_{max})_{obs} - \left(\frac{\Delta T - K_0}{2} \right) \quad \text{Ecuación 4-79}$$

$$(T_{min})_{cor} = (T_{min})_{obs} - \left(\frac{\Delta T - K_0}{2} \right) \quad \text{Ecuación 4-80}$$

Los subíndices cor y obs son los valores corregidos y observados respectivamente. Ko es un factor conservativo igual a 2°C si Δt se obtiene de la Ecuación 4-77, Ko= 0 si Δt se calcula con la ecuación 4-78.

- Calcular la Eto con los valores corregidos de T_{max} y T_{min} .

Las estaciones de la red meteorológica de Manizales no se encuentran ubicadas sobre la superficie de referencia, pues su finalidad es ser instrumentos para la gestión del riesgo y el sistema de alerta temprana de desastres de la ciudad.

Peterson (2003), comparó los registros de temperaturas de 289 estaciones ubicadas zonas urbanas y rurales cercanas entre los años de 1989 a 1991 en Estados Unidos, encontrando, contrariamente a lo que se suele creer, que no existen diferencias estadísticamente significativas entre ambas temperaturas. De acuerdo a los resultados obtenidos en el estudio de Peterson y debido a que no existe una estación que se encuentre en la superficie de referencia, la corrección de los datos de temperatura máxima y mínima no se realizó en este trabajo; se espera que las diferencias entre la

evapotranspiración estimada sin las correcciones de temperatura, sean insignificantes comparada con la evapotranspiración obtenida con correcciones de esta variable.

5. Metodología

A continuación se describe la metodología utilizada para el desarrollo de los objetivos del estudio.

5.5. Estimación de la evapotranspiración por diferentes métodos

5.5.1. Selección de los métodos a utilizar

Ante la gran cantidad de métodos disponibles en la literatura, la selección de los métodos empíricos para calcular la evapotranspiración potencial (ETP) en este estudio, se realizó a partir de los antecedentes internacionales, regionales y locales, teniendo como criterios de selección los métodos que son muy representativos de este fenómeno a nivel mundial por su antigüedad y uso extendido, tales como Hargreaves-Samani, Turc modificado, Thornthwaite, Schendel, Makkink, Priestley y Taylor; además, se tomaron en cuenta los métodos que han sido recomendados para Colombia y el Eje Cafetero, entre ellos, García y López, García y López modificado y Cenicafé. De esta forma, se seleccionaron nueve metodologías empíricas que utilizan distintas variables meteorológicas para evaluarlas con respecto al método estándar FAO Penman-Monteith, cuyos parámetros climáticos se presentan en la Tabla 5-1. Todas las metodologías se calculan en escala diaria, excepto Thornthwaite que es mensual.

Tabla 5-1: Métodos escogidos para la estimación de la ETP

Método de estimación	Parámetros climáticos
Thornthwaite (1944)	Tmax, Tmin
Turc Modificado (1961)	Tmed, Rg, Hr
García y López (1970)	Tmed, Hr
García y López modificado (2008)	Tmed, Hr
Cenicafe (2006)	Altura
Priestley & Taylor (1972)	Rn, Tmed
Makkink (1957)	Rs, Tmed
Hargreaves-Samani modificado (1985)	Ra, Tmed, Tmax, Tmin
Schendel (1967)	Tmed, Rh
FAO Penman-Monteith (1990)	Rn, Ra, Rh, T, Velocidad viento,

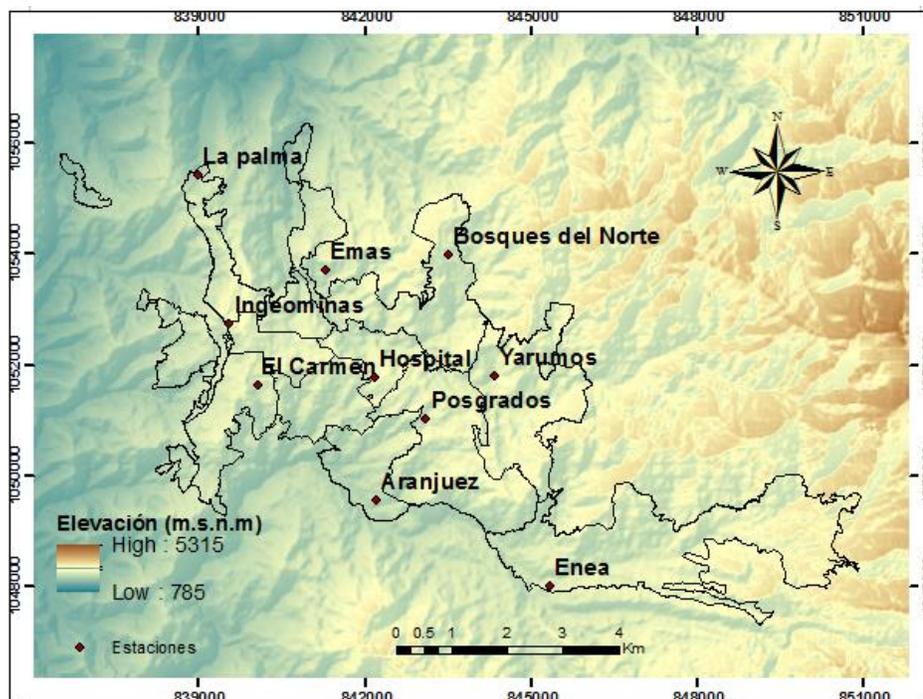
5.5.2. Recopilación y procesamiento de la información

La información climatológica necesaria para el cálculo de la evapotranspiración se obtuvo a partir de las estaciones pertenecientes a la red de monitoreo hidrometeorológico de Manizales y administradas por el instituto de Estudios Ambientales (IDEA) de la universidad nacional de Colombia sede Manizales, teniendo en cuenta que las estaciones seleccionadas para el estudio tuvieran un periodo de registro considerable que permitiera conocer el comportamiento temporal de la variable, especialmente en periodos del fenómeno El Niño y La Niña, y que estuvieran distribuidas a lo largo del territorio de tal manera que se pudiera realizar adecuadamente el análisis espacial. Las series se analizaron comprobando su consistencia y homogeneidad. De acuerdo con lo anterior, se seleccionaron diez estaciones con un periodo de registro en común de 2008 al 2015. En la Tabla 5-2 se muestra el listado de estaciones escogidas con sus coordenadas y altitud y en la Figura 5-1 su localización.

Tabla 5-2: Estaciones del estudio

Estación	Altitud	Latitud N	Longitud W
Ingeominas	2226	5° 4' 17.2"	75° 31' 27.5"
Yarumos	2195	5° 3' 47.6"	75° 28' 52.63"
Hospital de Caldas	2183	5° 3' 46.6"	75° 30' 2.1"
Posgrados	2179	5° 3' 21.86"	75° 29' 31.46"
Bosques del norte	2126	5° 4' 59"	75° 29' 19"
Carmen	2112	5° 3' 41"	75° 31' 11"
Enea	2092	5° 1' 44.1"	75° 20' 20"
EMAS	2060	5° 4' 49.42"	75° 30' 32.19"
Palma	1967	5° 5' 45.5"	75° 31' 45.9"
Aranjuez	1915	5° 2' 34.2"	75° 30' 1.6"

Todas las estaciones cuentan con registros de temperatura, humedad relativa, radiación solar, velocidad del viento y precipitación.

Figura 5-1: Ubicación de las estaciones de estudio dentro del perímetro urbano de Manizales.

Posteriormente desde el Centro de Datos e Indicadores Ambientales de Caldas (CDIAC) se obtuvieron las series a una resolución temporal de cinco minutos para la temperatura, la radiación solar, la humedad relativa y la velocidad del viento, para las diez estaciones.

Debido a que la evapotranspiración se calcula a escala diaria o mensual, se obtuvieron los promedios diarios de cada variable para todas las estaciones a partir de las series de cinco minutos y se procedió a llenar las fechas faltantes con un procedimiento que se detalla a continuación.

Llenado de datos faltantes

Las variables registradas en las estaciones tenían algunos datos faltantes, por lo cual éstos se llenaron empleando diferentes técnicas estadísticas de llenado de datos.

Las variables de temperatura media, máxima, mínima y humedad relativa se llenaron mediante el software suemulador, una herramienta para la simulación de datos faltantes en series climáticas diarias de la zona ecuatorial, el cual fue suministrado por uno de sus autores. Este software utiliza cadenas de Markov y probabilidades de transición que se definen como la posibilidad de que mañana suceda el estado x , dado que ayer ocurrió el estado z y antes de ayer el estado w (Obando et al., 2014); para representar el comportamiento diario de las variables, adicionalmente, se garantiza que esa probabilidad no cambie con el tiempo clasificando la variable por mes y tipo de evento ENSO (El Niño, La Niña, Neutro). Finalmente, se calcula el valor numérico de la variable mediante la simulación de un número aleatorio proveniente de una distribución teórica de probabilidad a la que se ajustan los datos históricos.

Las variables de velocidad del viento y radiación, debido a que oscilan entre valores muy constantes en el tiempo y espacio, fueron llenadas mediante técnicas simples de llenado de datos disponibles en la literatura:

- **Método de la razón:** consiste en obtener la razón “ q ”, a partir de pares de estaciones meteorológicas (A y B), q se obtiene como el cociente entre la sumatoria de los datos de la estación B (datos faltantes), con la sumatoria de los datos de la estación A (con todos los datos) (Medina, 2008):

$$q = \frac{\sum_{i=1}^N b_i}{\sum_{i=1}^N a_i} \quad \text{Ecuación 5-1}$$

Donde N es el número de registros de cada estación, b_i es el registro de la variable i de la estación B, a_i es el registro de la variable i de la estación A.

Después de estimar q , se obtiene el dato faltante de la variable de la estación B, como:

$$b_j = q a_j \quad \text{Ecuación 5-2}$$

Donde b_j es la variable estimada para el día faltante j y a_j es la variable registrada en la estación de referencia el día j .

- **Llenado en base al promedio:**

Sigue el modelo

$$y = a \quad \text{Ecuación 5-3}$$

Donde y es la estimación del dato faltante, y a , es el promedio obtenido con los registros de la variable de interés en otros tiempos. Aunque esta estrategia es sencilla, tiende a subestimar la variabilidad real.

5.5.3. Análisis estadístico de la información

El primer paso antes de utilizar cualquier serie temporal, es determinar su calidad, pues de ésta, depende la confiabilidad de los resultados obtenidos. Para este fin, se realiza el análisis estadístico de la información hidrocimatológica mediante el cual se procesan las series de temperatura, radiación solar, humedad relativa y velocidad del viento, correspondientes a las estaciones escogidas anteriormente y que hacen parte de la red de monitoreo hidrometeorológico de la ciudad de Manizales.

El análisis estadístico de las series temporales en la ventana de tiempo escogido, consiste en la realización de estudios de homogeneidad y consistencia, con los cuales se comprueba la calidad de estas y un análisis exploratorio, el cual puede considerarse la versión moderna de la estadística descriptiva, teniendo como objetivo la organización, representación y descripción de los datos, como pasos necesarios para extraer la información que contienen (Vilar, 2005). Los métodos exploratorios son considerados por algunos autores como una nueva rama de la estadística (Vargas, 1995) y consisten en un conjunto de técnicas estadísticas cuya finalidad es conseguir un entendimiento básico de los datos y de las relaciones existentes entre las variables analizadas (Escobar, 2006). No se realizaron pruebas de tendencias debido a que, por la corta cantidad de años del estudio, éstas no se detectarían.

El análisis exploratorio se divide en el análisis numérico que consiste en estimar los estadísticos básicos que resumen las características principales de las series y el análisis gráfico y cuyo objetivo es obtener información relevante sobre la muestra a partir de su visualización. De esta forma se describe la serie mediante la determinación de las medidas de tendencia central, dispersión, variabilidad y forma, además, las gráficas de caja, histogramas de frecuencias, distribuciones de probabilidad empíricas, con ambos análisis se preparan los datos, se detectan fallos en el diseño y recogida de los mismos y se identifican los casos atípicos (outliers) (Escobar, 2006).

5.5.4. Cálculo de la evapotranspiración

Con las series completas y analizadas estadísticamente, se calculó la evapotranspiración a escala diaria o mensual, de acuerdo a las metodologías escogidas, para las diez estaciones, este proceso se realizó por medio de programación en el lenguaje Matlab.

5.6. Criterios de evaluación

Para determinar el desempeño de cada metodología con respecto al estándar de FAO Penman Monteith, se utilizaron diferentes tipos de índices estadísticos muy utilizados en modelación para evaluar la precisión de los datos simulados y observados. Cabe aclarar que los valores obtenidos por el método estándar fueron tomados como los reales u observados. A continuación se muestran estos tipos de índices o errores:

Promedio de los errores absolutos (MAE)

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |ET_{FAO,i} - ET_{EQi}|}{N} \quad \text{Ecuación 5-4}$$

Donde $ET_{FAO,i}$ es el valor correspondiente al método de FAO PM y ET_{EQi} es el valor de cada uno de los métodos evaluados, esto se realizó para todas las estaciones.

El MAE es menos sensible a los grandes errores de predicción, su uso es preferido para los conjuntos de datos pequeños o limitados (Alexandris et al., 2008)

Raíz del error cuadrático medio (RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(ET_{FAO.i} - ET_{EQi})^2}{N}} \quad \text{Ecuación 5-5}$$

El RMSE es práctico ya que muestra los errores en la misma unidad y la escala como el parámetro de sí mismo (Alexandris et al., 2008).

El RMSE y MAE se encuentran entre las mejores medidas generales de funcionamiento del modelo porque resumen la diferencia media entre los datos observados y valores simulados, ambos han sido muy utilizados durante muchos años, sin embargo, no hay un consenso sobre cuál de estas metodologías es la más apropiada para el cálculo de los errores, mientras Willmott, Ackleson, & Davis (1985) recomiendan utilizar el MAE sobre el RMSE, Chai y Draxler (2014) aconsejan lo contrario. En este estudio se utilizaron ambas metodologías por su uso extendido en el cálculo de los errores estadísticos de los modelos. Tanto RMSE como MAE pueden variar desde 0 hasta el infinito, un valor de cero indica un ajuste perfecto, Los valores de RMSE y MAE de menos de la mitad de la desviación estándar de los datos medidos pueden ser considerados bajos y apropiados para la evaluación del modelo.

Índice de concordancia (d)

Fue desarrollado por Willmott et al., (1985) como una medida estandarizada del grado de error de predicción de modelo, mide la eficacia con la que el método estima los valores observados de ETP. Varía entre 0 y 1, un valor calculado de 1 indica un ajuste perfecto entre los valores simulados y observados, mientras que 0 indica que no hay ajuste en absoluto (Willmott et al., 1985).

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (ET_{EQi} - ET_{FAO.i})^2}{\sum_{i=1}^N (|ET_{EQi} - \overline{ET_{FAO.i}}| + |ET_{FAO.i} - \overline{ET_{FAO.i}}|)^2} \quad \text{Ecuación 5-6}$$

Razón RMSE y desviación estándar de las observaciones (RSR)

Es una versión estandarizada del RMSE basado en las observaciones de desviación estándar (Singh et al., 2004) y se calcula como el cociente entre el RMSE y la desviación estándar de los datos observados. El RSR varía desde el valor óptimo de 0, que indica

una variación de cero del RMSE y por lo tanto un ajuste perfecto, a un valor positivo grande. Un RSR bajo indica un RMSE bajo y mejor será el ajuste (Moriasi et al., 2007).

$$RSR = \frac{RMSE}{DESVEST_{FAO}} = \left[\frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (ET_{FAO.i} - ET_{EQi})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (ET_{FAO.i} - \overline{ET_{FAO.i}})^2}} \right] \quad \text{Ecuación 5-7}$$

Índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe-NSE (1970)

Es un estadístico normalizado que determina la magnitud relativa de la varianza residual ("ruido") en comparación con la variación de los datos de medición ("información") (Nash & Sutcliffe, 1970), el NSE indica qué tan bueno es el ajuste de los datos observados frente a los simulados respecto a la línea 1: 1. Este índice oscila entre $-\infty$ y 1, siendo uno el valor óptimo, los valores comprendidos entre cero y uno, se consideran como los niveles aceptables de rendimiento, si el valor es menor que cero, significa que la media del valor observado predice mejor que el valor simulado, lo cual indica un rendimiento inaceptable (Moriasi, Arnold, Liew, Van, Bingner, Harmel, & Veith 2007).

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^N (ET_{FAO.i} - ET_{EQi})^2}{\sum_{i=1}^N (ET_{FAO.i} - \overline{ET_{FAO.i}})^2} \right] \quad \text{Ecuación 5-8}$$

Sesgo porcentual (Percent bias-PBIAS)

Es la tendencia promedio de los datos simulados de ser mayores o menores que los datos observados, el valor óptimo del PBIAS es cero (Gupta, Sorooshian, & Yapo 1999). El valor óptimo de PBIAS es de 0,0, los valores de magnitud bajas indican un ajuste preciso. Los valores positivos indican modelo de sesgo de subestimación, y los valores negativos indican modelo de sesgo de sobreestimación.

$$PBIAS = \left[\frac{\sum_{i=1}^N (ET_{FAO.i} - ET_{EQi})}{\sum_{i=1}^N (ET_{FAO.i})} \right] * 100 \quad \text{Ecuación 5-9}$$

El RSR, PBIAS y NSE se interpretan de acuerdo a los criterios adoptados por (Moriasi et al., 2007) que se muestran en la tabla 5-3.

Tabla 5-3: Interpretación de los indicadores estadísticos de desempeño.

PBIAS	NSE	RSR	Interpretación
$PBIAS < \pm 10$	$0.75 < NSE \leq 1.0$	$0.00 < RSR \leq 0.50$	Muy bueno
$\pm \leq PBIAS < \pm 15$	$0.65 < NSE \leq 0.75$	$0.50 < RSR \leq 0.60$	Bueno
$\pm \leq PBIAS < \pm 25$	$0.50 \leq NSE \leq 0.65$	$0.60 < RSR \leq 0.70$	Satisfactorio
$PBIAS \geq \pm 25$	$NSE < 0.5$	$RSR > 0.70$	No satisfactorio

5.7. Análisis espacial de la evapotranspiración

El análisis espacial se realizó utilizando el software ArcGis, teniendo en cuenta el gradiente altitudinal según el procedimiento descrito por Fries, Rollenbeck, Nauß, Peters, & Bendix (2012) que consiste en:

- Encontrar la correlación de la variable con la altitud a través del R cuadrado y por medio de la ecuación de la línea de tendencia de la gráfica, obtener la pendiente de dicha línea que actuará como el gradiente altitudinal.
- Se utilizó una técnica “detrending” para reducir los valores estimados en el periodo mensual o anual, de cada altitud, a un nivel de referencia (Zdet) que corresponde a 1915 que es la altitud de la estación más baja del estudio para lo cual se utilizó la ecuación 5-10:

$$ETP_{det} = ETP_{periodo} + \Gamma (Z_{det} - Z_{estación}) \quad \text{Ecuación 5-10}$$

Donde ETP det es el promedio del periodo mensual o anual para el nivel de referencia, ETP periodo es la ETP mensual multianual o anual estimada, Γ es el gradiente altitudinal, Zdet es el nivel de referencia (1915 en este caso) y Z estación es la altura de cada estación.

- A partir de los valores estimados de ETP para una misma altitud, se realizó una interpolación espacial utilizando el método IDW disponible en la extensión de análisis geoespacial del programa ArcGIS. Este método de interpolación fue escogido de acuerdo a los resultados obtenidos en el estudio de Cortés (2010) quien concluyó que ante una densidad de estaciones como la que se tiene sobre la ciudad de Manizales, es igualmente válido utilizar el método del IDW, más

sencillo desde el punto de vista matemático, por tal motivo se utilizó este método en lugar de Kriging ordinario.

- Finalmente con un modelo de elevación digital (MED) que representa la distribución espacial de las elevaciones en una cuadrícula regular (GIRS Center, 2010), se establece nuevamente la distribución vertical de la ETP por medio de la ecuación 5-11, desarrollada en la calculadora de mapas de Arcgis.

$$ETP(x, y) = ETP_{det} + \left(\Gamma(Z_{(x,y)}^{MED} - Z_{estación}) \right) \quad \text{Ecuación 5-11}$$

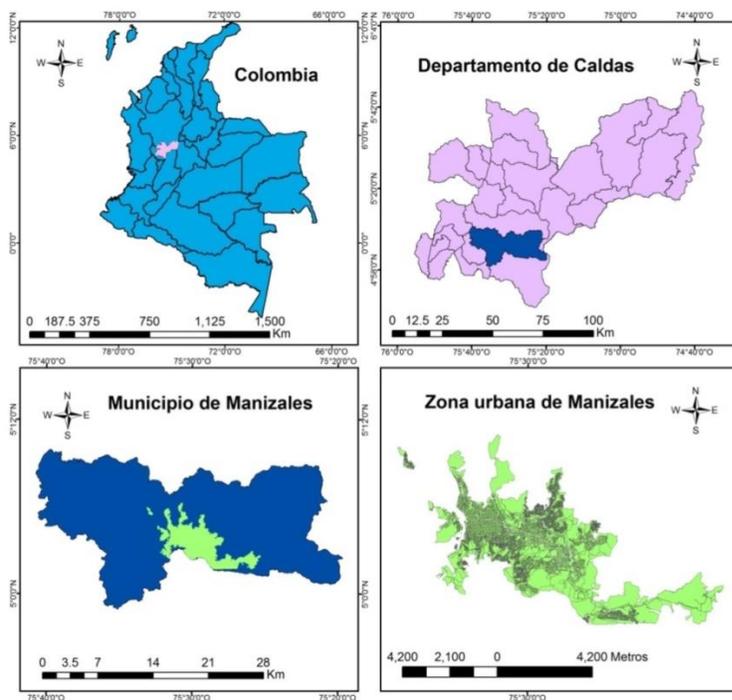
Donde $ETP(x, y)$ es la ETP resultante para cada celda de la cuadrícula (x, y) en el periodo mensual multianual y anual, y $Z_{(x,y)}^{MED}$ es la altitud de cada celda de la cuadrícula (x, y) del MED.

Siguiendo el procedimiento anterior, se realizaron mapas mensuales multianuales del método estándar y de los dos mejores métodos obtenidos.

5.8. Zona de estudio

5.8.1. Localización

Manizales se encuentra localizada en la región Andina, específicamente en el centro occidente de Colombia, como se muestra en la Figura 6-1, sobre la Cordillera Central de los Andes, tiene una altitud promedio de 2150 m.s.n.m.

Figura 5-2: Localización de la zona de estudio

5.8.2. Clima

Manizales presenta un clima ecuatorial de montaña, con dos períodos de máxima precipitación en el año (tipo bimodal), uno entre marzo y mayo y otro hacia los meses de septiembre a diciembre (Jaramillo, 2005b). La relación entre precipitación y altitud es compleja, pues la topografía hace que se produzcan núcleos de alta o baja precipitación; en el municipio se tiene un promedio anual aproximado de 2000 mm.

Para la cuenca del río Chinchiná; dentro de la cual se encuentra Manizales; se tienen humedades relativas medias anuales entre el 85%-90% para la parte alta y 75%-85% en la parte baja (IDEAM, 2005b). En cuanto a la temperatura, varía de acuerdo con su posición altitudinal, disminuyendo a razón de 0.6° C cada 100 m en las condiciones húmedas ecuatoriales del departamento (González, 2014), lo cual produce distintos pisos térmicos que favorecen la biodiversidad; el piso templado de la subcuenca media del río Chinchiná tiene temperaturas medias entre los 18°C y 22°C (Ocampo et al.,2014).

5.8.3.Red de monitoreo meteorológico

La Universidad Nacional de Colombia sede Manizales, instaló en 1997 la Empresa Metropolitana de Aseo - EMAS, la primera estación para la transmisión de datos meteorológicos, en el relleno sanitario de Manizales. Posteriormente se instaló otra estación en el edificio de Posgrados de la sede de la Universidad Nacional, de su propiedad, creando así la primera red de monitoreo de la ciudad (Cortés, 2010).

En convenio con la Alcaldía de Manizales a través de su Oficina Municipal para la Prevención y Atención de Desastres, OMPAD, la universidad nombrada y otras instituciones a partir de las dos estaciones existentes, realizaron en el segundo semestre del 2003 el montaje de una red de estaciones meteorológicas para prevención de desastres (Mejía, Londoño, & Pachón 2006).

Este proyecto de monitoreo hidrometeorológico que comenzó en Manizales hace veinte años, actualmente cuenta con treinta y siete (37) estaciones automáticas. Trece de ellas registran las siguientes variables climáticas: temperatura del aire, humedad relativa, velocidad y dirección del viento, lluvia, radiación solar, y presión barométrica. Las tres estaciones restantes se denominan hidrometeorológicas ya que registran la temperatura del aire, precipitación, y el nivel y caudal del río. Dicha información es enviada a la Estación Central Receptora de forma inalámbrica a través de sistEMAS de comunicaciones en VHF. Todas las estaciones se encuentran estratégicamente ubicadas en el área de la ciudad y transmiten datos cada cinco minutos a un centro de acopio ubicados en el Instituto IDEA (Velez).

6. Resultados y discusión

6.1. Análisis estadístico de la información

Para el análisis de consistencia y homogeneidad se realizaron gráficas de masa simple y doble masa para cada una de las variables de las diez estaciones de estudio; estas mostraron un comportamiento de línea recta, lo cual indica que no existen saltos ni tendencias que indiquen alguna alteración en los registros de las series de datos, por lo cual se deduce que estas series tienen buena calidad y pueden ser usadas para realizar los cálculos requeridos. Las gráficas de este análisis se encuentran en el Anexo 1 del presente informe.

El análisis estadístico descriptivo resume las principales características y el comportamiento de las variables utilizadas en el estudio; en la Tabla 6-1 se muestran las medidas de distribución (Asimetría y Curtosis), que indican la forma como se distribuyen los datos respecto de la media y la desviación estándar que mide el grado de dispersión de los valores de acuerdo con esta. En la Figura 6-2 se muestran los diagramas de caja que representan visualmente los tres cuartiles, máximo y mínimo de cada serie; las estaciones se encuentran organizadas de mayor a menor altitud. Las series mostraron algunos *outliers* pero estos son registros que efectivamente fueron tomados en las estaciones, pues son valores que también se presentaron en las estaciones cercanas.

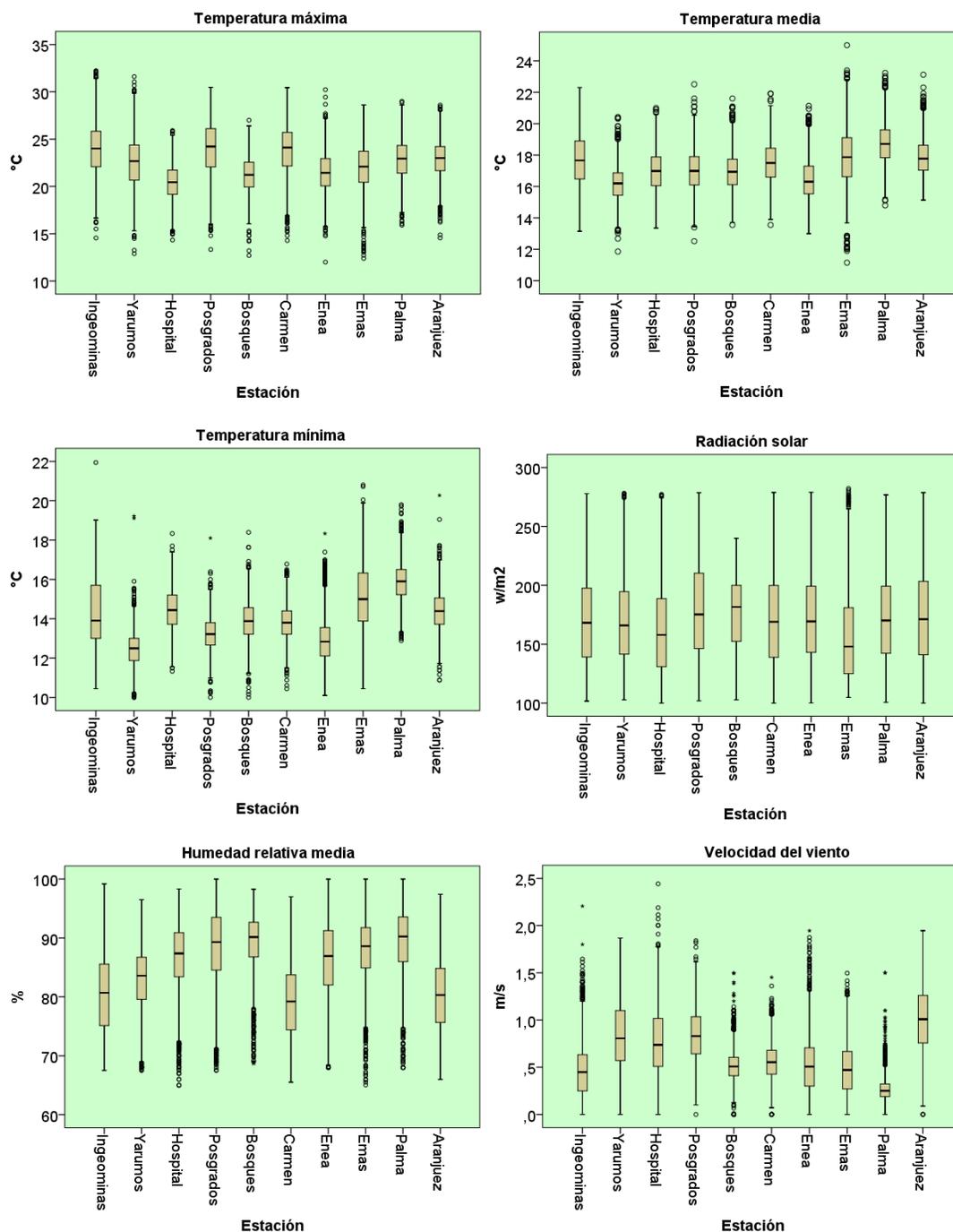
Tabla 6-1: Estadísticos principales de las variables

Estación	Estadísticos	T max °C	T min °C	T med °C	HR med %	Radiación w/m2	Vel viento m/s
Ingeominas	Media	24	14.32	17.67	80.48	170.43	0.46
	Desvest	2.85	1.65	1.64	6.63	37.43	0.29
	Asimetría	0.07	0.43	0	0.03	0.38	0.62
	Curtosis	-0.08	-0.77	-0.54	-0.84	-0.58	0.74
	Mín	14.55	10.44	13.14	67.51	101.7	0
	Máx	32.22	21.94	22.3	99.17	277.75	2.21
Yarumos	Media	22.56	12.45	16.19	82.95	170.31	0.84
	Desvest	2.64	0.88	1.07	5.33	36.48	0.34
	Asimetría	-0.05	0.28	0.16	-0.44	0.53	0.2
	Curtosis	-0.14	2.24	0.27	-0.06	-0.31	-0.52
	Mín	12.89	10	11.86	67.5	102.8	0
	Máx	31.61	19.22	20.42	96.49	278.1	1.87
Hospital	Media	20.41	14.45	16.98	86.6	162.92	0.78
	Desvest	1.87	1.04	1.28	5.8	39.88	0.35
	Asimetría	-0.09	0.04	0.07	-0.73	0.58	0.49
	Curtosis	-0.3	-0.32	-0.28	0.46	-0.27	-0.03
	Mín	14.33	11.33	13.36	65	100	0
	Máx	25.9	18.33	21	98.33	277.15	2.44
Posgrados	Media	24.01	13.24	17.01	88.56	179.84	0.85
	Desvest	2.84	0.87	1.28	6.64	41.13	0.28
	Asimetría	-0.34	0.1	0.14	-0.58	0.35	0.24
	Curtosis	-0.34	0.34	-0.14	-0.05	-0.73	-0.26
	Mín	13.33	10	12.52	67.51	102	0
	Máx	30.47	18.1	22.51	100	278.55	1.84
Bosques	Media	21.21	13.87	16.96	89.15	152.47	0.52
	Desvest	1.9	1.01	1.15	4.9	34.29	0.16
	Asimetría	-0.18	-0.05	0.23	-1.15	0.69	0.74
	Curtosis	0.02	0.21	0.03	1.42	0.14	2.56
	Mín	12.7	10	13.55	68.74	101.15	0
	Máx	27	18.39	21.6	98.27	278.7	1.5
Carmen	Media	23.86	13.83	17.54	79.09	172.64	0.56
	Desvest	2.53	0.88	1.31	6.29	42.49	0.19
	Asimetría	-0.47	0.09	0.08	0.01	0.39	0.2
	Curtosis	-0.04	0.05	-0.29	-0.64	-0.62	0.39
	Mín	14.28	10.44	13.55	65.51	100	0
	Máx	30.44	16.78	21.91	97	278.85	1.45
Enea	Media	21.53	12.89	16.5	86.46	172.97	0.53
	Desvest	2.17	1.22	1.35	6.61	39.44	0.29
	Asimetría	0.08	0.44	0.57	-0.26	0.36	0.77
	Curtosis	0.06	0.54	-0.06	-0.39	-0.49	1.16

Análisis y estimación de la evapotranspiración en el municipio de Manizales

	Mín	12	10.1	13	68	100.05	0
	Máx	30.23	18.33	21.13	100	279	1.95
EMAS	Media	22.07	15.19	17.95	87.96	157.17	0.47
	Desvest	2.44	1.69	1.85	5.46	38.74	0.29
	Asimetría	-0.18	0.3	-0.14	-0.74	0.86	0.11
	Curtosis	0.54	-0.32	1.39	0.85	0.02	-0.47
	Mín	10.39	7.72	8.53	65.06	104.76	0
	Máx	28.61	20.8	24.99	100	282.18	1.5
Palma	Media	22.84	15.91	18.74	89.21	172.71	0.75
	Desvest	2.09	1	1.31	5.82	37.41	0.11
	Asimetría	-0.15	0.1	0.16	-0.89	0.37	0.27
	Curtosis	-0.22	0.16	-0.11	0.61	-0.54	0.22
	Mín	15.9	12.89	14.8	68	100.7	0
	Máx	29	19.8	23.23	100	276.75	1.5
Aranjuez	Media	22.93	14.39	17.89	80.22	174.58	1.01
	Desvest	1.96	1.03	1.18	6.3	42.47	0.34
	Asimetría	-0.17	0.17	0.46	-0.04	0.34	0.02
	Curtosis	0.21	0.47	0.05	-0.65	-0.65	-0.45
	Mín	14.56	10.88	15.14	66	100	0
	Máx	28.6	20.27	23.12	97.42	278.65	1.95

Figura 6-1: Diagramas de caja de las variables climatológicas



La temperatura máxima en las estaciones, para el periodo entre 2008 y 2015, oscila entre 32.2°C y 12°C, valores registrados en las estaciones de Ingeominas y Enea respectivamente. Estos valores aunque en la Figura 6-2 se muestran como *outliers* es decir, casos atípicos que se encuentran alejados más de 1,5 longitudes de caja del percentil 75 efectivamente, fueron registrados por los sensores de temperatura de las estaciones Ingeominas y Enea respectivamente. Se observa, además, que las cajas de

cada estación están prácticamente en la misma franja de valores, lo cual indica que la temperatura máxima no presenta mucha variabilidad entre las diferentes estaciones de la ciudad.

Las estaciones que presentan mayores valores de temperatura máxima son Ingeominas, Posgrados y Carmen, mientras que las de menor temperatura máxima son Hospital, Enea y Bosques del Norte. El promedio de esta variable para todas las estaciones se encuentra entre los 20.4°C y los 24°C. La mediana en todas las estaciones oscila entre los 21°C y los 24°C, indicando que el 50% de las mediciones se encuentran por debajo y el otro 50% por encima de estos valores. Los valores de media y mediana son muy parecidos, lo cual sugiere una posible simetría de las series.

De acuerdo con los resultados de la desviación estándar, las estaciones que presentan una menor dispersión de los datos de temperatura máxima respecto de la media son Hospital, Bosques y Aranjuez, con una tendencia a variar por encima o por debajo de ésta en menos de 2°C; por el contrario, las estaciones de Posgrados, Ingeominas y Yarumos tienen la mayor desviación estándar con 2.8°C y 2.6 °C respectivamente; este comportamiento se observa igualmente en el diagrama de caja, de acuerdo con la longitud de estas y con los bigotes.

Los valores de simetría para esta variable varían de -0.47 a 0.08; debido a que es casi imposible encontrar un valor de cero exacto, se aceptan como simétricas las series cuya simetría se encuentre en el rango de ± 0.5 (Webster, 2000), gracias a lo cual todas las series de temperatura máxima de las diez estaciones se pueden considerar simétricas. La curtosis se encuentra en el rango de -0.34 a 0.54; al igual que en la simetría, para el rango de ± 0.5 se concluye que la concentración de los datos es normal o mesocúrtica; los resultados de simetría y curtosis indican que las series de temperatura máxima para todas las estaciones de estudio muestran una distribución normal.

La temperatura media en el periodo de estudio tiene como máximo 28°C y un mínimo de 10.4°C, ambos registrados en la estación EMAS. Se evidencia una baja variabilidad de la temperatura media entre las estaciones, manteniéndose un rango de variación entre los 15.5°C y los 19.5°C, representados por el primer y tercer cuartil de las series; el promedio de esta variable varía entre los 12.4° C y 15.9°C y la mediana entre los 16°C y los 18°C para todas las estaciones y con una desviación estándar promedio de 1.5 para las estaciones. La desviación estándar varía entre 1.07°C y 1.85°C; Yarumos y Bosques del

Norte son las estaciones que presentan menor dispersión de los datos respecto de la media, mientras que EMAS e Ingeominas muestran el comportamiento opuesto. Las medidas de asimetría y curtosis muestran valores en el rango de ± 0.5 , lo cual indica que la distribución de los datos de temperatura media es simétrica y mesocúrtica para todas las estaciones y por lo tanto tienen una distribución normal.

En los diagramas de caja se puede observar que las estaciones cercanas entre sí presentan comportamientos muy similares en la temperatura media como, es el caso de Hospital y Posgrados, en general se puede deducir que en las estaciones de menor altitud, la temperatura media es mayor y viceversa.

La temperatura mínima presenta un comportamiento más variable entre estaciones, el mayor registro de 21.9°C fue tomado en la estación Ingeominas, mientras que el menor de 10°C en Yarumos, ambas, las estaciones de mayor altitud. Los valores de media y mediana de esta variable son iguales y oscilan entre los 12.4°C y los 15.9°C para todas las estaciones. Los resultados de desviación estándar muestran que los datos de todas las estaciones varían muy poco con respecto a la media, teniendo un rango entre 0.8°C y 1.7°C . Las estaciones de Posgrados, Yarumos y Carmen muestran una baja dispersión en sus datos, mientras que EMAS y Enea son las estaciones de mayor variabilidad para la temperatura mínima. En los diagramas de caja, los cuartiles uno y tres, que dividen los datos en 25% y 75%, se encuentran en el rango de los 12°C a los 16°C respectivamente. Los valores de asimetría oscilan entre -0.05 y 0.44, lo que significa que las distribuciones son simétricas, la curtosis varía entre -0.77 y 2.24, las estaciones de Ingeominas y Yarumos presentan una curtosis fuera del rango de ± 0.5 , la primera con una curtosis negativa cuya distribución es leptocúrtica, indica que los datos se encuentran muy concentrados en la región central, mientras que la segunda, con una curtosis positiva conocida como una curva platicúrtica, muestra que los datos de la estación Yarumos se encuentran muy poco concentrados con respecto a la media; para el resto de estaciones se puede considerar que siguen una distribución normal.

Según el análisis gráfico de los diagramas de caja, se puede observar que, en comparación con la temperatura máxima y media, los datos de la temperatura mínima se encuentran más concentrados, es decir, no presentan un gran rango de variabilidad en cada estación, lo cual se evidencia en el tamaño pequeño de las cajas y la longitud de los bigote;, también se muestra una evidente relación entre la altura y la temperatura, la cual es mayor para las estaciones más bajas.

La humedad relativa media se encuentra en el rango del 65% al 100%, presentándose los menores registros de esta variable en la estación EMAS y los mayores en Posgrados, EMAS y Palma. La media de humedad relativa oscila entre el 79% y el 89% al igual que la mediana; los resultados de desviación estándar muestran que los datos tienden a variar entre 4.9% a 6.6% de la media. El coeficiente de asimetría fluctúa entre -1.15 y 0.03, las estaciones de Hospital, Posgrados, Bosques del Norte, EMAS y Palma presentan una asimetría fuera del rango de ± 0.5 ; en estas estaciones esta es negativa indicando que existe mayor concentración de valores a la izquierda de la media, en el resto de estaciones la curva es simétrica pues se encuentran dentro de este rango, la curtosis oscila entre -0.84 y 1.42; las estaciones de Aranjuez, Carmen e Ingeominas muestran una distribución platicúrtica, mientras que Palma, EMAS y Bosques del Norte muestran una curva leptocúrtica, lo que indica la gran concentración de valores que tienen estas estaciones en la región central de la distribución; el resto de estaciones tienen una curva mesocúrtica, según los resultados de las medidas de distribución, la única estación que sigue una distribución normal es Enea. El comportamiento de la humedad relativa que se muestra en los diagramas de caja indica una humedad relativa más baja en las estaciones de Aranjuez y Carmen y los valores más altos en Posgrados y Palma.

La radiación solar se mantiene constante en todas las estaciones; se evidencia la poca variabilidad en los registros de una estación a otra; este valor oscila entre los 100 w/m^2 a los 282 w/m^2 diarios. La media de esta variable fluctúa entre los 152 w/m^2 y 179 w/m^2 ; la mediana se encuentra en el rango de los 147 w/m^2 a los 175 w/m^2 . Los resultados de la desviación estándar muestran que los valores de radiación solar para todas las estaciones pueden variar entre 34 w/m^2 a 42 w/m^2 con respecto a la media.

De acuerdo con las medidas de distribución, todas las estaciones muestran una distribución simétrica, excepto Hospital, Bosques, Yarumos y EMAS que presentan una asimetría positiva, lo cual indica que los valores tienden a reunirse más en la parte izquierda media. El rango de esta medida es de 0.34 a 0.86; además, la curtosis oscila entre -0.73 a 0.14 y según esta medida, las estaciones de Ingeominas, Posgrados, Carmen y Aranjuez tienen una concentración de los datos en la región central, es decir, muestran una distribución platicúrtica. Según los resultados de estas medidas, las estaciones de Enea y Palma son las únicas que presentan una distribución normal de los datos de radiación solar. De acuerdo con el análisis gráfico, la longitud de los bigotes de las cajas de radiación solar es muy larga, esto indica que las series de radiación solar

tienen gran dispersión para todas las estaciones. Se observa que las estaciones de Posgrados, Bosques del Norte y Aranjuez tienen los mayores registros de radiación solar, mientras que las estaciones de EMAS y Hospital presentan los menores registros; en general, se puede analizar que las estaciones de mayor altitud tienen menor radiación solar que las de menor altitud. La velocidad del viento es la variable que tiene mayor cantidad de *outliers*, esto puede ser debido a las características topográficas de Manizales que permiten ocasionalmente la formación de vientos de mucha más fuerza e intensidad. La velocidad del viento varía entre los 0.0 m/s a los 2.4 m/s, registrados en la estación Hospital. El promedio de esta variable para todas las estaciones oscila entre los 0.46 m/s a los 1.01 m/s, mientras que la mediana se encuentra en el rango de 0.5 m/s y 1 m/s. Según los resultados de desviación estándar, la velocidad del viento varía para todas las estaciones entre 0.11 m/s a 0.35 m/s respecto de la media. Las medidas de asimetría oscila entre 0.02 a 0.77, mientras que la curtosis varía entre -0.45 a 2.56; los resultados de estas muestran que las estaciones de Enea, Bosques e Ingeominas presentan distribuciones asimétricamente positivas y leptocúrticas, mientras que el resto de estaciones siguen una distribución normal. La estación Palma presenta la menor dispersión de los datos; además, es la estación que presenta menores valores de velocidad del viento junto con las estaciones de Ingeominas y Bosques del Norte. En los diagramas de caja se puede observar que la estación Aranjuez presenta valores de esta variable superiores al resto de estaciones, siendo también la estación con mayor grado de dispersión de sus datos; un comportamiento similar presentan Yarumos, Hospital y Posgrados.

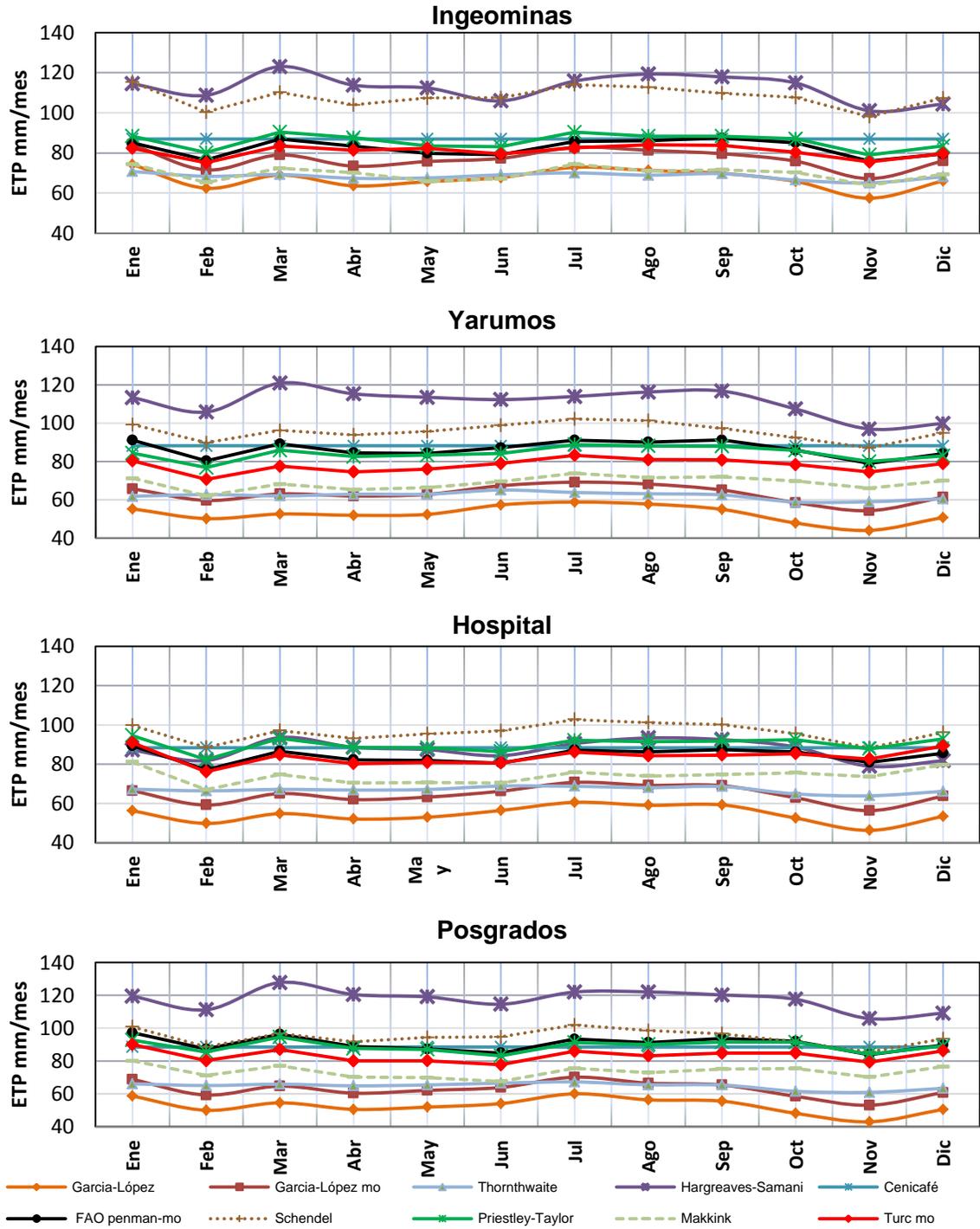
6.2. Estimación de la evapotranspiración

Las estimaciones diarias de evapotranspiración potencial (ETP) por los diferentes métodos, fueron resumidas en bases anuales y mensuales multianuales.

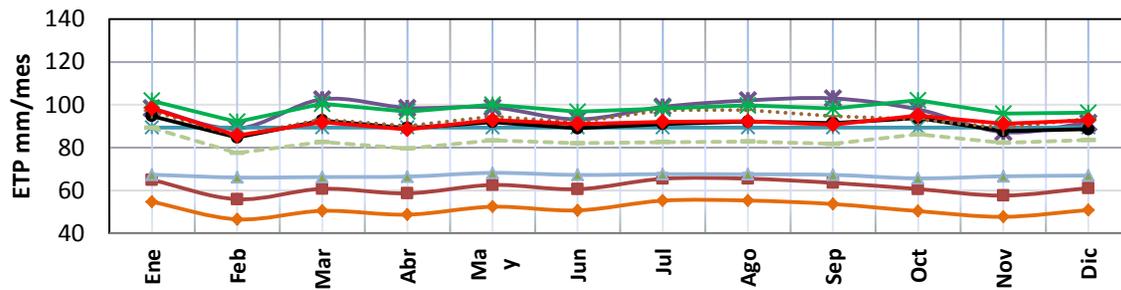
6.2.1. Resultados mensuales

Los promedios mensuales multianuales de ETP por cada método y estación, son mostrados en la Figura 6-3.

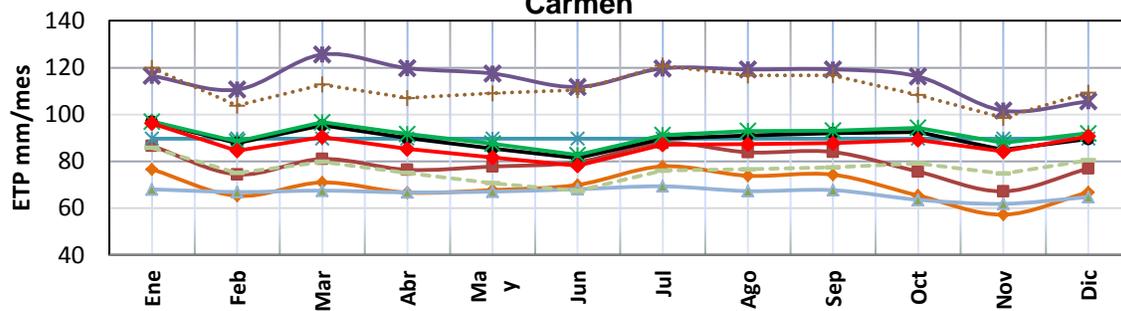
Figura 6-2: Promedios mensuales multianuales



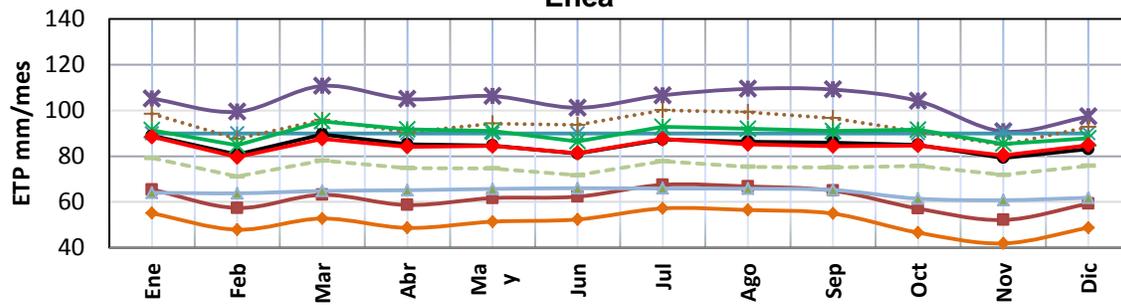
Bosques del norte



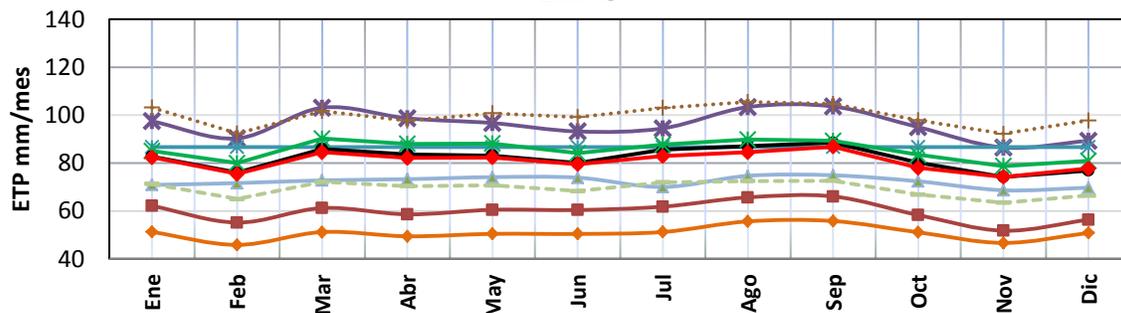
Carmen

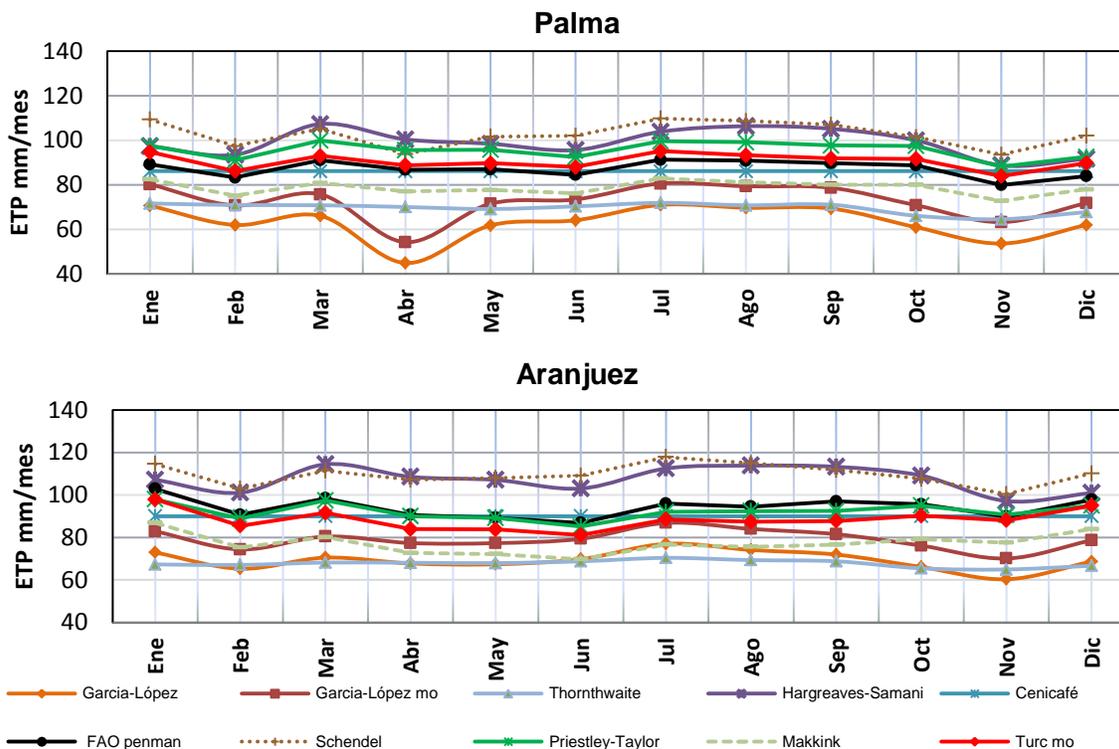


Enea



EMAS





De acuerdo con los resultados mostrados en la Figura 6-3, se evidencia la gran variabilidad existente en las estimaciones de evapotranspiración potencial realizadas con los diferentes métodos en las diez estaciones de estudio. Los valores de esta variable calculados por los diferentes métodos oscilan entre el mínimo calculado de 42 mm/mes por el método de García López en la estación Enea, y un máximo de 127 mm/mes por Hargreaves-Samani para la estación Posgrados.

Los métodos de Hargreaves-Samani y Schendel tienden a sobreestimar sistemáticamente la ETP en todas las estaciones; el primero es el método con valores más altos de esta variable en seis de las diez estaciones, fluctuando entre los 79 mm/mes en la estación Hospital y los 127 mm/mes en Posgrados, además, Schendel presenta una variación de 85 mm/mes en la estación Enea a los 121 mm/mes en la estación Carmen. Ambos métodos presentan comportamientos muy similares, pero con valores un poco mayores para Schendel, en las estaciones Hospital, Palma, Aranjuez y EMAS el método de Hargreaves-Samani se comporta de mejor forma que en el resto de estaciones, siendo particular que en estas, la temperatura, que es la variable de la cual depende este método, presenta registros mayores. Es indiscutible que las dos metodologías se alejan considerablemente y en demasía del método estándar.

Los métodos de García y López, García y López modificado y Thornthwaite, presentan el comportamiento opuesto a Hargreaves-Samani y Schendel, subestimando la ETP en todas las estaciones. La metodología de García y López presenta los valores más bajos de ETP, respecto al resto de métodos, en ocho de las diez estaciones de estudio; el mínimo estimado por este método fue de 42 mm/mes en la estación Enea y el máximo de 78 mm/mes en la estación Carmen; Thornthwaite es el segundo método que más subestima la ETP, fluctuando desde los 59 mm/mes en la estación Yarumos a los 75 mm/mes en la estación EMAS; en las estaciones de Aranjuez y Carmen esta metodología presenta los menores valores respecto de los otros métodos. La modificación realizada por Jaramillo al método de García y López, mejora un poco las estimaciones de ETP en la zona de estudio con respecto al método original, especialmente en las estaciones de mayor temperatura como Aranjuez, Palma y Carmen; sin embargo, de forma general, la sigue subestimando ampliamente si se compara con el método FAO Penman-Monteith.

Todos los métodos anteriores, tanto los que subestiman como los que sobreestiman la ETP, son basados en temperatura y humedad relativa, a excepción de Thornthwaite que sólo utiliza el primer parámetro, de ahí que se pueda inducir que, al estimar la evapotranspiración potencial utilizando métodos que dependan sólo de esas dos variables, no se obtienen resultados muy confiables para la zona de estudio y se requiere de calibración local.

El método estándar FAO Penman-Monteith suele estar en el medio de las demás metodologías y varía en el rango de 74 mm/mes en la estación EMAS a los 103 mm/mes, en la estación Aranjuez. Los métodos de Turc modificado, Priestley-Taylor, Makkink y Cenicafé, se encuentran más cercanos al método estándar; los dos primeros representan muy bien el comportamiento de este observándose la mayor cercanía de las líneas que los representan en la Figura 6-3 respecto a la línea negra de FAO PM, mientras que Cenicafé, que estima un valor diario constante, se encuentra en el medio de esta línea que representa al método estándar, lo cual se asemeja a un promedio de este.

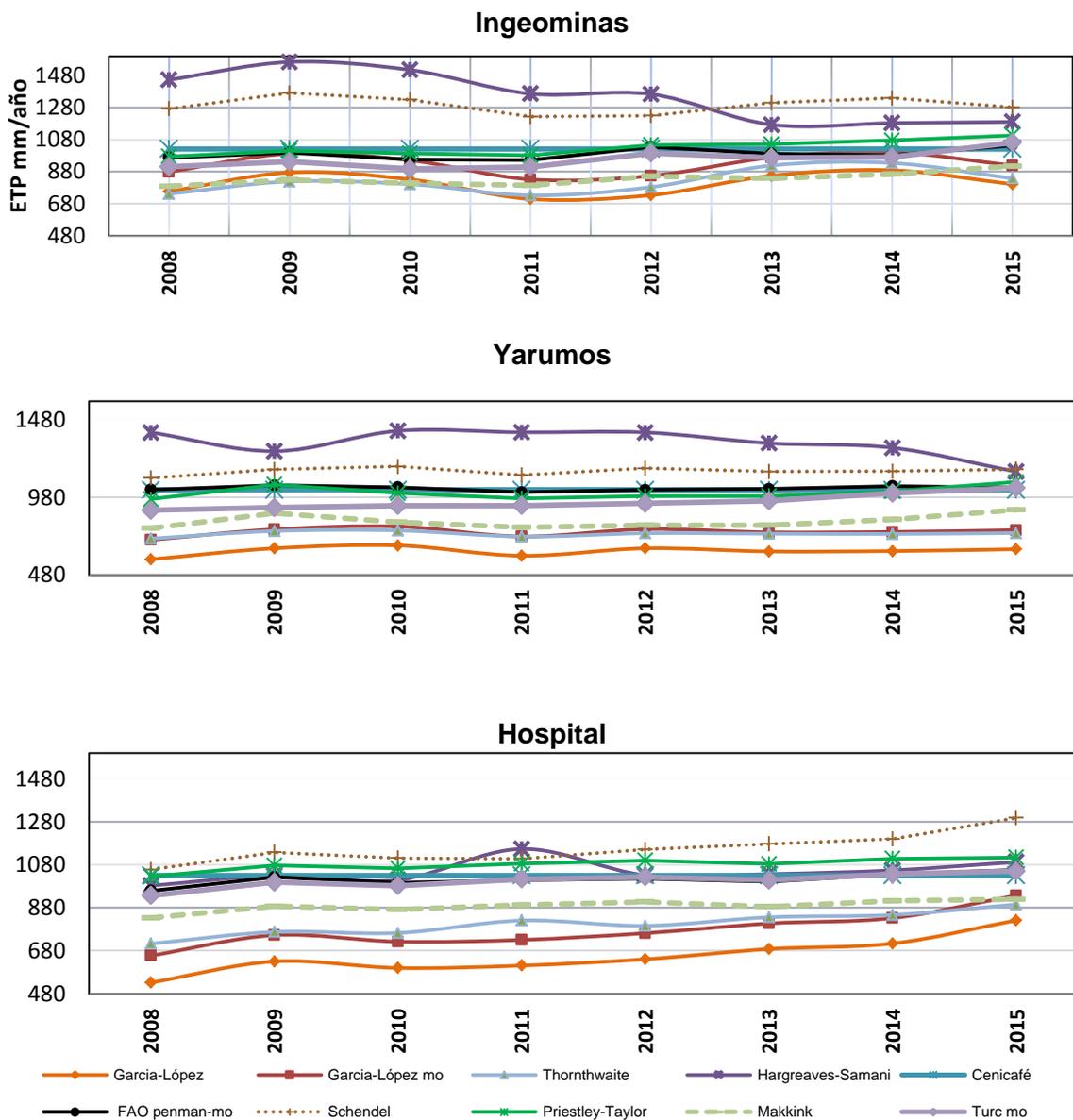
El comportamiento mensual multianual de la ETP, muestra una disminución en los meses de Febrero y Noviembre y un aumento significativo en los meses de Enero y Julio. El análisis de variabilidad espacial se presenta más adelante, sin embargo, con las gráficas mensuales multianuales mostradas anteriormente, se evidencia que las estaciones de Aranjuez y Bosques del Norte presentan mayor evapotranspiración, mientras que las estaciones de Ingeominas y EMAS los valores más bajos.

6.2.2. Resultados anuales

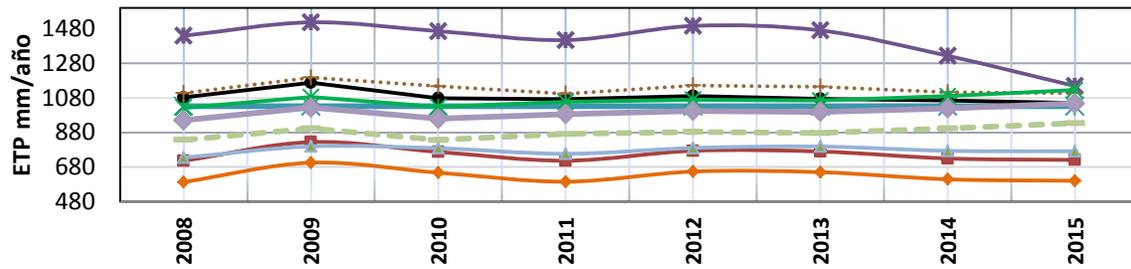
La Figura 6-4 muestra el comportamiento anual de la ETP en el periodo de estudio, para todas las estaciones, que están organizadas de mayor a menor altitud.

Los diferentes métodos analizados en bases anuales siguen la misma tendencia de las gráficas mensuales multianuales mostradas en la Figura 6-3.

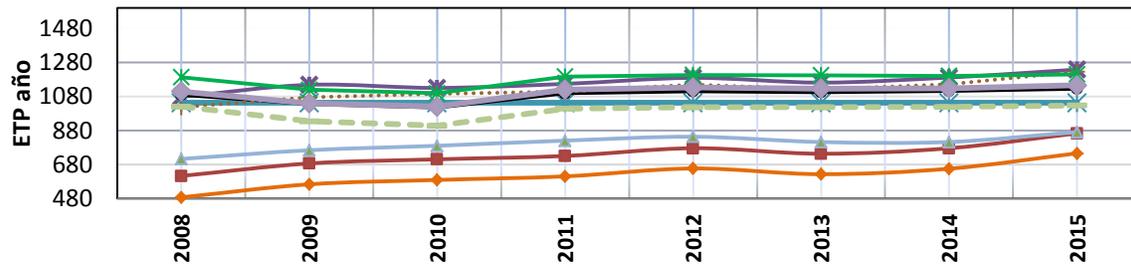
Figura 6-3: Promedios anuales



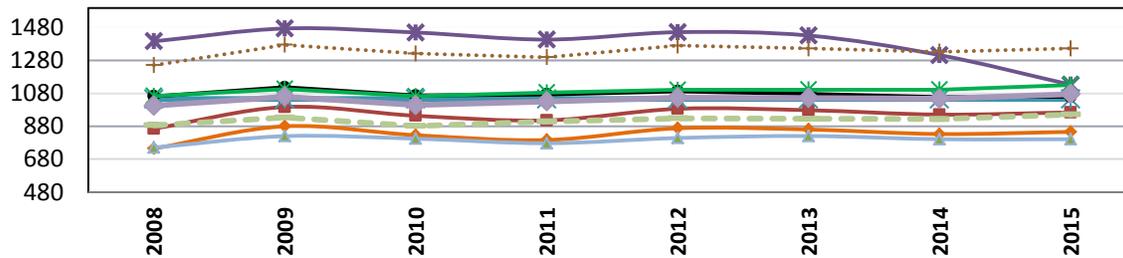
Posgrados



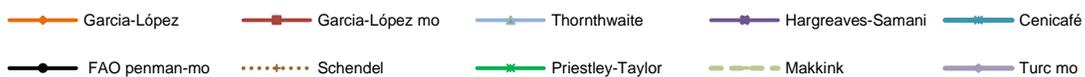
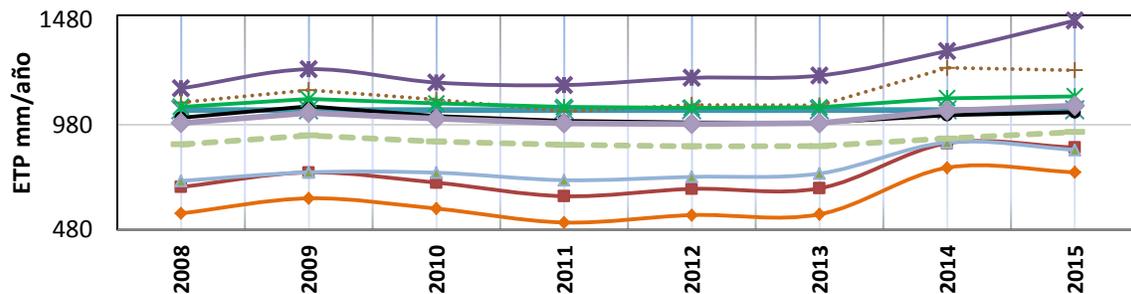
Bosques del norte

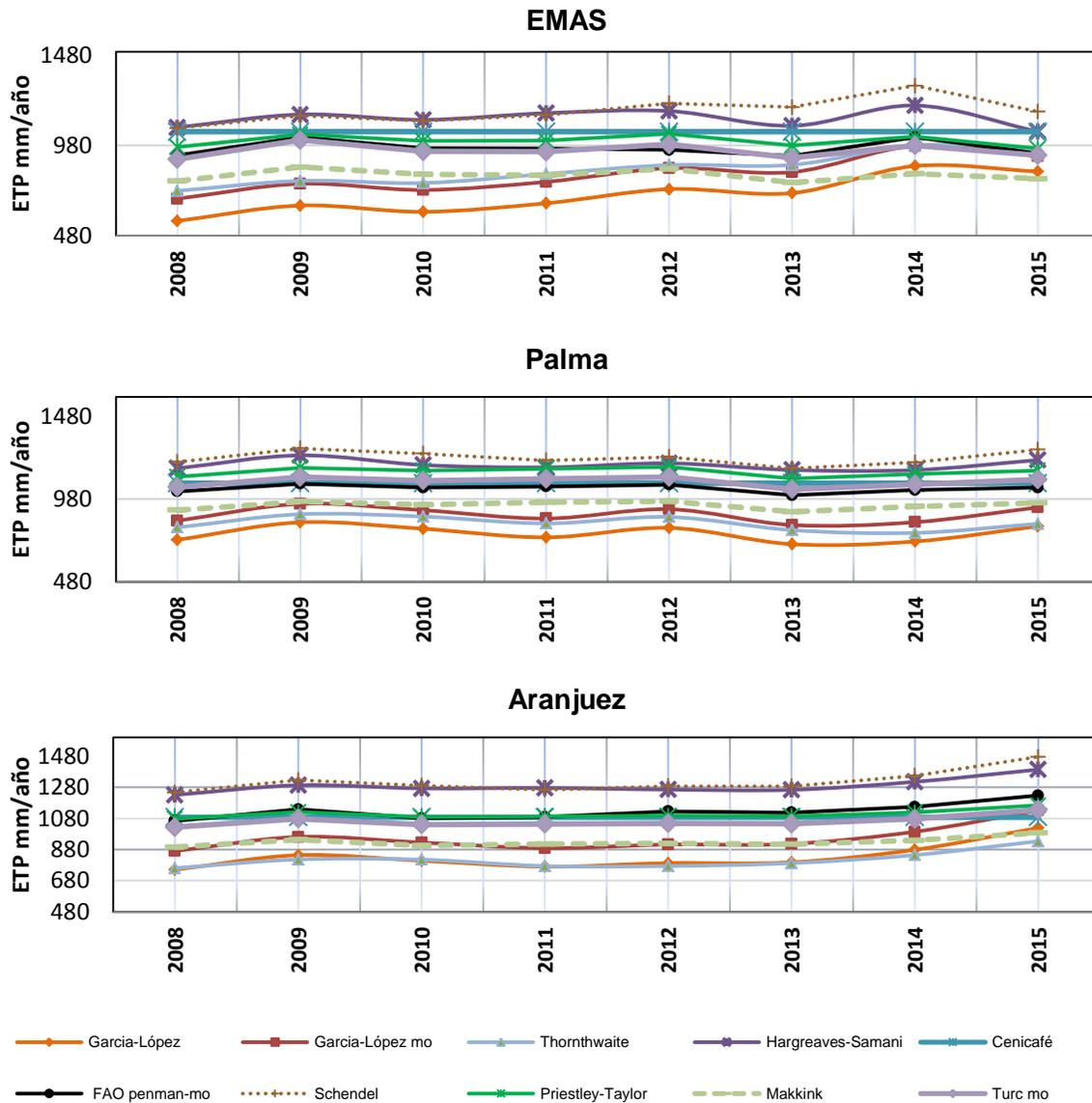


Carmen



Enea





Aunque no es posible realizar análisis de tendencias o cambios en la media por ser series cortas, los resultados son indicativos del comportamiento de la ETP en el periodo reciente. El comportamiento anual de la ETP para el periodo de estudio indica un aumento considerable de esta en los años 2009, 2014 y 2015, siendo este último, el año en el cual se presentaron los mayores valores de esta variable en casi todas las estaciones. Cabe aclarar que la estación EMAS sólo tiene registros hasta el 23 de Octubre de 2015, por lo que se llenaron los datos faltantes para el resto de meses con los promedios mensuales de las estaciones más cercanas. El 2008 es el año en el que más se evidenció una disminución notable de la ETP en la mayoría de estaciones. En una sección más adelante, se analizará la relación entre los resultados de ETP y el fenómeno ENSO.

El método estándar FAO Penman Monteith tiene una variación anual desde los 921 mm en la estación EMAS para el año 2008, hasta los 1126 mm en la estación Aranjuez para el año 2015 y un promedio de ETP para todas las estaciones en todo el periodo de estudio de 1044 mm/año. En el año 2015, el promedio de ETP de todas las estaciones calculado a partir del método estándar fue de 1061 mm/año, con un mínimo de 936 mm. En el año de menor ETP, es decir 2008, los cálculos realizados a partir de este mismo método, muestran un promedio de 1022 mm/año y un mínimo de 925 mm/año en la estación EMAS.

Hargreaves Samani, el método que más sobreestima la ETP, varía en todo el periodo de estudio desde los 982 mm/año calculados en la estación Hospital en el año 2008 a los 1565 mm/año en la estación Ingeominas para el año 2009 y tiene un promedio de 1253 mm/año. En cuanto a Schendel, el segundo método que más sobreestima, tiene un mínimo de 1016 mm/año en la estación Bosques del Norte para el año 2008, un máximo de 1475 mm anuales en Aranjuez para el año 2015 y un promedio anual de 1202 mm.

García y López tiene un promedio de ETP anual de 709 mm y un rango de 487 mm/año a 1018 mm/año en los años 2008 y 2015 para las estaciones de Bosques del Norte y Aranjuez respectivamente. Este método modificado por Jaramillo, tiene un mínimo anual de 613 mm en la estación Bosques del Norte para el año 2008, un máximo de 1130 mm/año para el año 2015 en Aranjuez y un promedio de 828 mm/año para el periodo de estudio.

Thornthwaite presenta un rango anual de ETP de 712.77 mm a 980 mm; estos valores se obtuvieron en las estaciones de Bosques del Norte y EMAS en los años 2008 y 2014, respectivamente y un promedio de 801.81 mm/año.

El método de Cenicafé no representa la variabilidad temporal de la ETP, pues brinda un valor constante de ésta, sin embargo, se puede determinar su cambio anual entre estaciones, siendo Ingeominas con 1021,94 mm/año, la estación que presenta una ETP anual más baja y Aranjuez con 1087,52 mm/año, la estación con los valores más altos para este método entre las estaciones de estudio. El promedio de ETP para este método es de 1047 mm/año.

Makkink presenta un rango de variación anual de ETP de 774 mm en la Estación EMAS para el 2013, a 1026 mm en la estación Bosques del Norte para el 2015 y un promedio de 893 mm/año.

El método de Priestley y Taylor varía desde los 962 mm/año hasta los 1210 mm/año, valores obtenidos en las estaciones EMAS y Bosques del Norte para los años 2008 y 2015 respectivamente y presenta un promedio anual en todas las estaciones de 1080 mm, mientras que Turc modificado, el método que mejor representa al estándar, tiene un rango de variación anual de ETP de 897 mm a 1145 mm en las estaciones de Ingeominas y Bosques del Norte para los años 2010 y 2015 respectivamente. El promedio anual de esta variable calculada por el método de Turc modificado es de 1017 mm/año.

6.2.3. Análisis estadístico de los métodos

Los diagramas de caja y bigotes para los métodos que se presentan en la Figura 6-5 comparan la ETP de todos los meses del periodo de estudio para cada método de estimación. Es evidente que existe una gran variabilidad en las estimaciones de esta variable por lo que se evidencia por la posición desigual de las cajas entre sí. Esto se debe a que cada método fue creado para unas condiciones climáticas específicas que pueden diferir de las presentadas en Manizales, así su actuación es muy cambiante dependiendo del lugar en el que se utilice.

Los valores de ETP obtenidos por el método estándar varían desde los 62.5 mm/mes estimados en la estación EMAS, hasta los 120 mm/mes en la estación Posgrados, el valor medio de esta variable se encuentra entre los 82 mm/mes y los 93 mm/mes para todas las estaciones; los valores están alejados respecto a su media en un rango de 5 mm/mes a 9 mm/mes.

El método de García y López presenta un rango de estimación de 28.8 mm/mes en la estación Enea a 100 mm/mes en la estación Carmen, el valor medio de ETP de acuerdo con este método se encuentra entre los 51 mm/mes a los 70 mm/mes en todas las estaciones. La desviación estándar muestra que los datos están alejados de su media entre 7 mm/mes y 13 mm/mes.

García y López modificado varía en un rango de 40 mm/mes en la estación Enea a 109 mm/mes en la estación Carmen. Los valores medios de este método para las diferentes estaciones oscilan entre los 62 mm/mes a los 79 mm/mes. Los valores estimados están alejados de su media entre 7 mm/mes a 13 mm/mes. Comparando los resultados de este método con los de García y López se obtiene que el comportamiento de la desviación

estándar es parecido, aunque García y López modificado estima valores más altos que García y López.

El método de Cenicafé tiene muy poca dispersión debido a que estima un valor diario constante, esto se evidencia en el tamaño de su caja, el valor mínimo obtenido por este método es de 67 mm/mes en la estación EMAS a los 94 mm/mes estimados en la estación Aranjuez. La media de este método varía entre los 85 mm/mes y los 90 mm/mes para las estaciones de estudio.

El método de Hargreaves-Samani es el que presenta la mayor dispersión en la distribución de los datos, esto puede ser debido a que depende de la diferencia entre la temperatura máxima y la mínima, con lo cual se puede obtener un gran rango. Las estimaciones de ETP para este método oscilan entre los 47 mm/mes en la estación EMAS y los 149 mm/mes en Ingeominas. El valor medio de este método se encuentra entre 87 mm/mes y los 117 mm/mes, los datos están dispersos con respecto a este valor entre 8 mm/mes a 15 mm/mes. Este último valor pertenece a la estación Ingeominas, que como se muestra en la Figura 6-5, tiene los bigotes más largos que el resto de estaciones.

Priestley y Taylor oscila desde 70 mm/mes hasta 111 mm/mes, la media de ETP para las estaciones varía entre los 84 mm/mes a los 98 mm/mes y la dispersión de los datos respecto a esta desde 5 mm/mes hasta 8 mm/mes. Es uno de los métodos que menor dispersión presentan sus datos.

Makkink estimó valores entre los 53 mm/mes en la estación EMAS y los 100 mm/mes en la estación Carmen; los valores medios para todas las estaciones se encuentran entre 69 mm/mes a los 83 mm/mes y a desviación de las estimaciones respecto a estos entre 6 mm/mes a 8 mm/mes. La metodología de Turc modificado oscila entre los 63 mm/mes a 120 mm/mes, valores estimados en las estaciones de Yarumos y EMAS respectivamente; los valores medios para este método se encuentran entre 78 mm/mes y los 92 mm/mes para todas las estaciones, y la desviación de las estimaciones de ETP respecto de estos varían entre los 6 mm/mes y los 10 mm/mes.

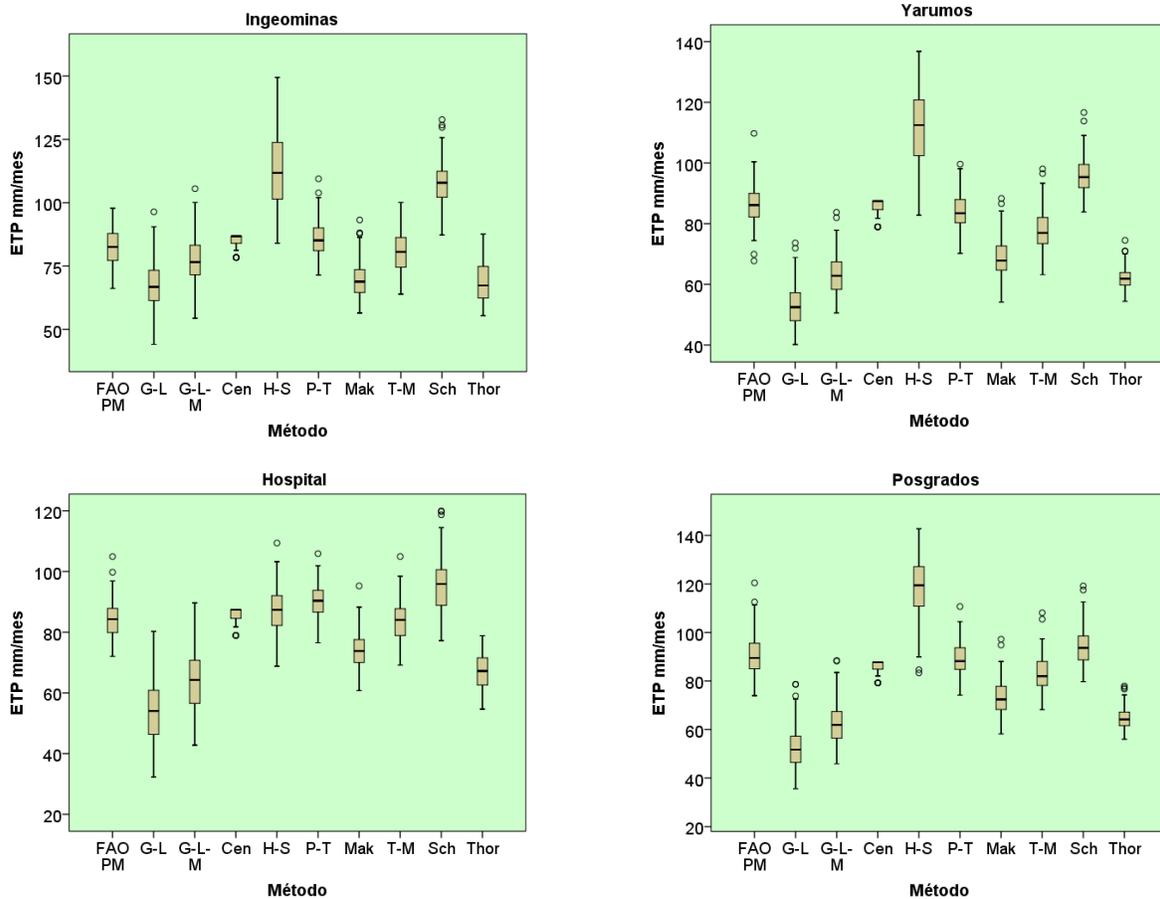
Schendel estimó valores entre los 71 mm/mes en la estación Palma y los 143 mm/mes en la estación Carmen; la media de ETP de las estaciones para este método varía entre 93 mm/mes y 111 mm/mes, la desviación estándar se encuentra entre 7 mm/mes y 11 mm/mes.

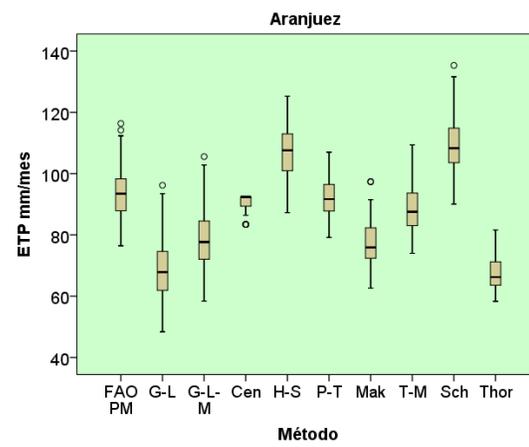
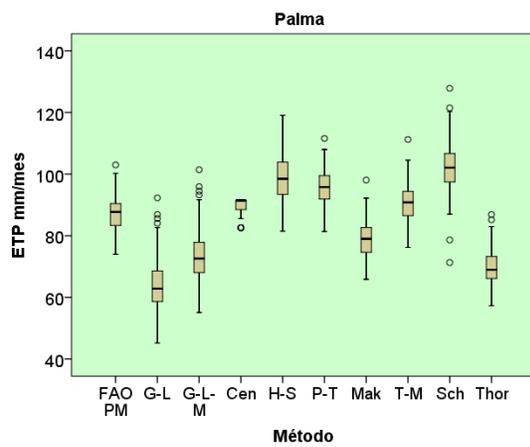
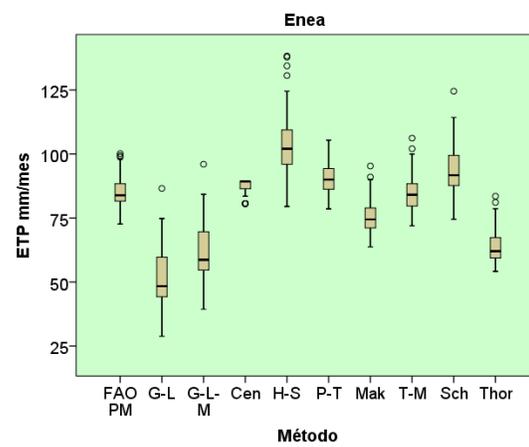
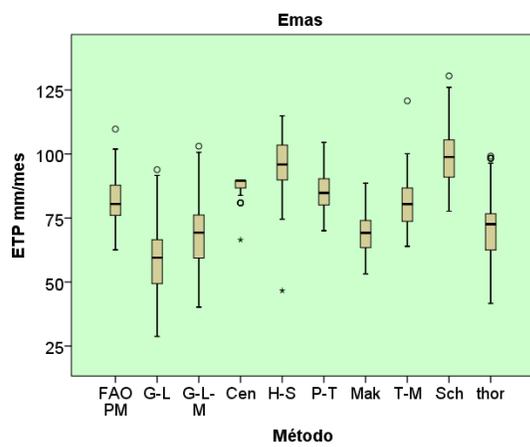
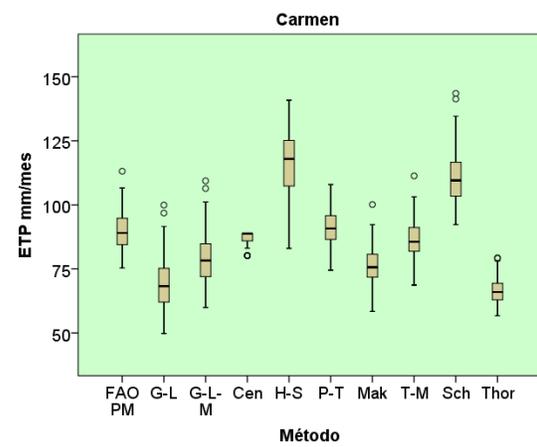
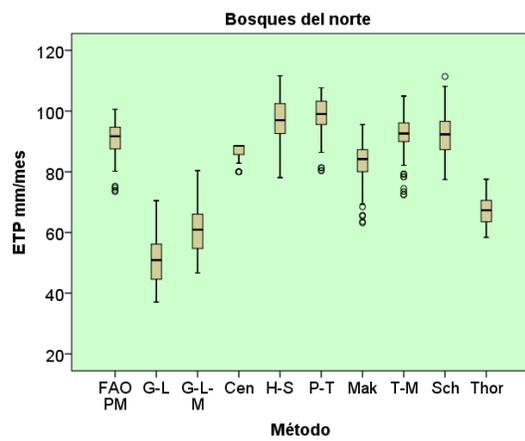
Análisis y estimación de la evapotranspiración en el municipio de Manizales

El método de Thornhwaite varía entre 41 mm/mes estimados en la estación EMAS a los 99 mm/mes en la misma estación, la media de este método varía entre los 72 mm/mes a los 92 mm/mes, los datos se desvían de estos valores entre 3.5 mm/mes a 12 mm/mes.

Las series de evapotranspiración potencial mensual obtenidas por los diferentes métodos se comportan de forma simétrica, esto se indica por la posición de la mediana en las cajas.

Figura 6-4: Diagramas de caja de los métodos





6.2.4. Relación ETP- ENSO

El clima en Colombia se encuentra determinado por diferentes aspectos como su ubicación geográfica en el trópico y las características atmosféricas en las cuales se encuentran las variables climatológicas, la altitud, los vientos, entre otras. La normal climatológica o valor normal es el valor promedio de dichas variables durante un periodo largo, generalmente de 30 años y se utiliza para definir y comparar el clima (IDEAM, 2005a). Durante cualquier año, las variables climatológicas registran valores por encima y por debajo de ese valor normal (Arango et al., S.F, -b), la secuencia de estas oscilaciones alrededor de valores normales se le conoce como variabilidad climática y se valoran a través de las anomalías (Montealegre, 2009) que son la diferencia entre el valor registrado de una variable y su promedio.

El principal factor dominante de la variabilidad climática en Latinoamérica es El Niño Oscilación del Sur (ENSO), este fenómeno representa la interacción océano-atmósfera que se produce por variaciones de los vientos ecuatoriales que producen cambios de temperatura en la superficie del océano, afectando el calentamiento de la atmósfera y la circulación atmosférica global (Zambrano, 1986); en el ENSO se presentan episodios de calentamiento periódico en las temperaturas de la superficie del mar, este es conocido como El Niño y representa la fase cálida del ENSO y episodios de enfriamiento periódico de las temperaturas, conocido como La Niña (NOOA, 2016).

La Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOOA) utiliza el índice oceánico de El Niño (ONI) como el estándar para identificar los eventos cálidos y fríos correspondientes a El Niño y La Niña respectivamente, este índice se calcula como la media móvil de tres meses de las anomalías de la temperatura superficial del mar para la región El Niño 3.4 (es decir, la franja comprendida entre 5°N-5°S y 120°-170°W). Según este índice, los valores superiores a 0,5°C corresponden a eventos Niño, mientras que los inferiores a -0,5°C a los episodios Niña. Estos episodios se pueden obtener en la página web de la NOAA en la que aparecen de rojo (Niño) y azul (Niña) si se cumplen los índices respectivos de cada uno durante un mínimo de 5 períodos superpuestos consecutivos.

Los estudios de Poveda & Mesa, (1993), Pabón, Montealegre (2009), Arango, Dorado, Guzmán & Ruiz, -a (S.F.) y Ocampo (2012) han encontrado una influencia directa entre el ENSO y las variables climatológicas en Colombia. Debido a que la evapotranspiración se calcula a partir de muchas de estas, se realizó el análisis de la relación del ENSO con

respecto a esta variable. Para este fin, se obtuvo el ONI de la web de la NOAA para el periodo de 2008 a 2015 y se comparó con la ETP mensual calculada por el método estándar FAO Penman- Monteith y promediada en el grupo de trimestres para los cuales se establece el ONI.

En la Figura 6-6 se muestra el comportamiento de la ETP respecto al ONI para cada uno de los doce periodos trimestrales de cada año del periodo de estudio para la estación Aranjuez y en la Figura 6-7 para la estación Ingeominas. Los umbrales de ± 0.5 °C que indican la presencia de condiciones El Niño y La Niña, son representados en las figuras por medio de las líneas negras. El análisis se realizó para todas las estaciones y todas mostraban el mismo comportamiento, por lo cual se presentan aquellas con mayor y menor altitud. En el Anexo 2 del presente documento, se muestran los análisis para el resto de estaciones.

Según lo observado en la figura, es evidente la relación directa que existe entre la ETP y el ENSO; el comportamiento de esta variable coincide con las fluctuaciones del ONI; cuando se registran los periodos Niño y Niña, especialmente en los periodos Niño, son evidentes los picos de incremento de la ETP. Los periodos Niña no muestran una variación tan marcada de la ETP y son más parecidos al comportamiento de esta en periodos normales. Adicionalmente, se puede observar que existe un rezago entre los valores del ONI y el comportamiento de la ETP cuando se presentan periodos de Niño y Niña, que se evidencia en todo el periodo de estudio excepto en el último trimestre del 2015, pues se necesitaría observar el año siguiente para verlo.

En el año 2008 se presentó un evento Niño durante los primeros seis periodos trimestrales y un periodo normal en el resto del año hasta mitad de 2009, a partir del cual empezó un evento Niña que duró hasta mayo del 2010, este comportamiento fue reflejado por la ETP con una disminución de esta a principios del 2008 y un aumento gradual hasta finales de 2009 y principios de 2010 donde se evidencia un pico de incremento de ETP que va disminuyendo hasta el año 2011 que fue casi en su totalidad Niña. Durante el año 2012 hasta Octubre del 2014, que fueron años normales, la ETP presenta fluctuaciones normales propias del régimen climático de la zona pero no se evidencia ningún pico representativo hasta finales de 2014 y 2015, periodo que fue Niño y muestra un incremento de la ETP mayor que en el periodo normal.

Figura 6-5: Relación ETP-ONI Aranjuez

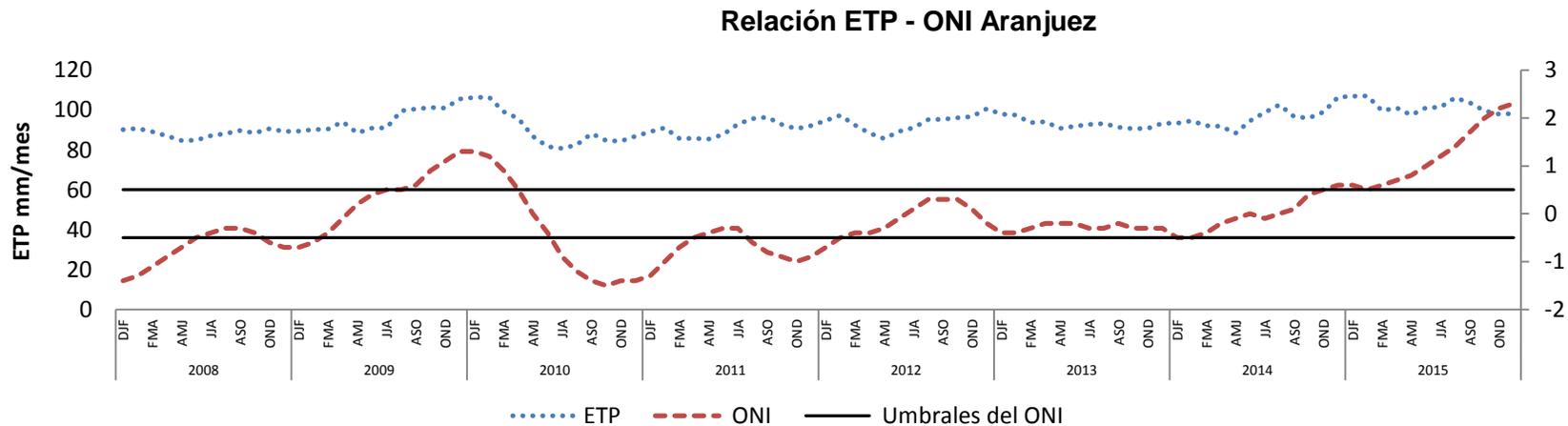
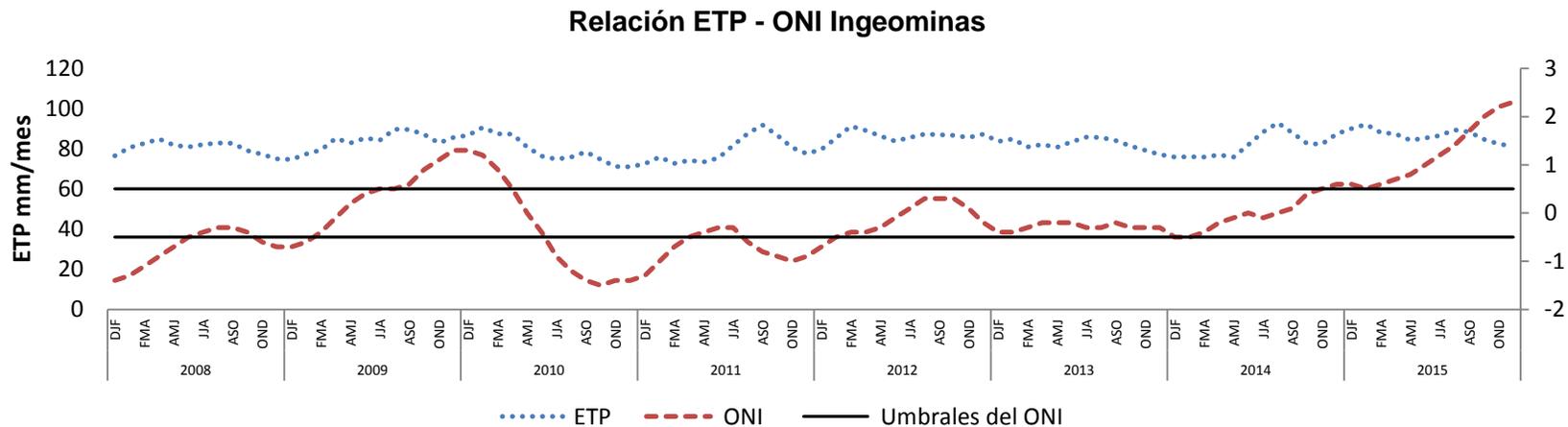


Figura 6-6: Relación ETP-ONI Ingeominas



6.2.5. Indicadores de desempeño

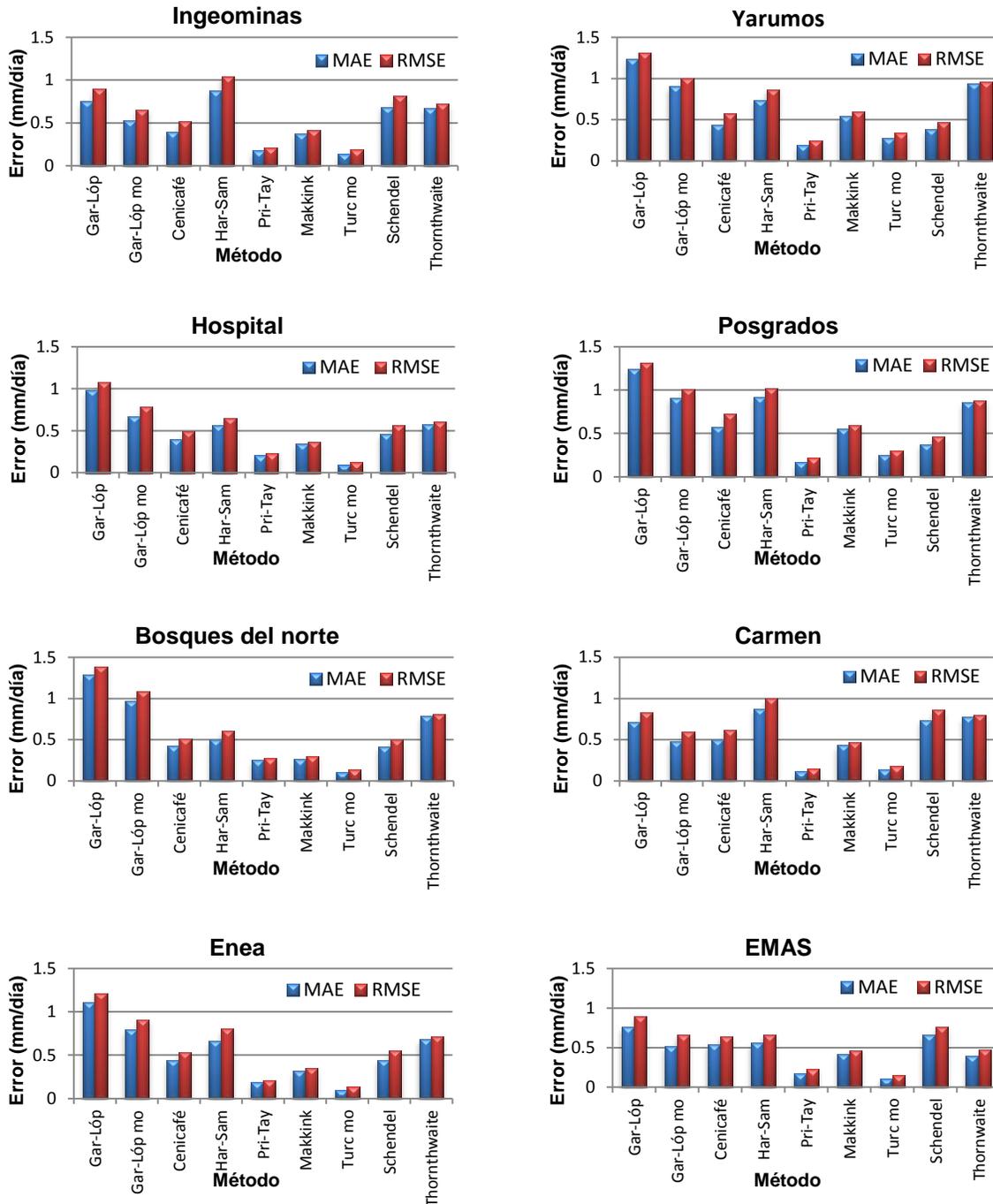
Los resultados obtenidos por los diferentes métodos, fueron evaluados para el periodo de 2008 a 2015 por medio de seis tipos de indicadores estadísticos de desempeño, tomando como valor “real” el resultado obtenido mediante el método estándar FAO Penman-Monteith. Los indicadores MAE, RMSE y PBIAS evalúan el ajuste de cada método respecto de la media del método estándar, mientras que el NSE, RSE y el índice “d”, respecto de la desviación estándar y la línea 1:1.

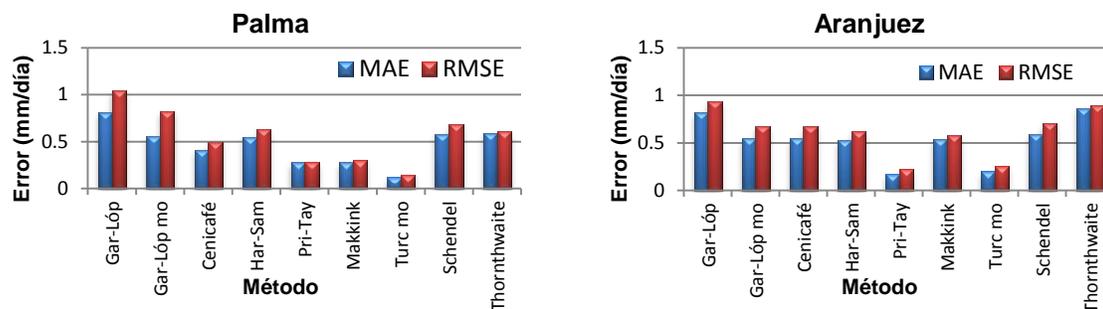
Todos los resultados de los indicadores estadísticos de desempeño estuvieron en concordancia con el comportamiento de la ETP mostrado anteriormente para cada metodología, se resalta el buen desempeño obtenido por las que utilizan radiación solar, mientras que las que utilizan solo temperatura no representan de manera adecuada el método estándar.

En la Figura 6-8, se muestran los indicadores de desempeño dimensionales, MAE y RMSE, para los métodos calculados a escala diaria en las diez estaciones del estudio. El análisis se realizó en escala diaria debido a que esta es la escala de cálculo de los métodos. Estos indicadores muestran en promedio cuántos milímetros diarios de desviación presenta cada método con respecto al estándar; para poder comparar el método de Thornthwaite que es de escala mensual con los demás métodos diarios, se calculó cuánto sería la ETP diaria a partir de la relación entre el valor mensual, la temperatura mensual y la temperatura diaria. De igual forma, se calculó el error en escala mensual y se dividió entre los días del mes para comparar el error diario y los valores son coincidentes. De acuerdo a los resultados obtenidos y mostrados en la Figura 6-8, los métodos de García y López, García y López modificado y Thornthwaite son los que más se alejan del método estándar, siendo el primero, la metodología que presenta un MAE y RMSE mayores, llegando a diferir hasta en la tercera parte de la ETP diaria calculada por el método de la FAO; de manera opuesta, los métodos de Turc modificado y Priestley y Taylor ajustan de forma más precisa al comportamiento del método estándar en todas las estaciones con un promedio de error de menos de 0.19 mm/día. Priestley y Taylor presentó un ajuste levemente mejor que Turc modificado en las estaciones de Aranjuez, Carmen, Posgrados y Yarumos; estas estaciones tienen como particularidad que las tres

primeras son las que presentan una radiación solar más alta que el resto, con lo cual se puede inducir que Priestley y Taylor funciona mejor que Turc modificado en zonas con esta característica.

Figura 6-7: Resultados indicadores estadísticos de desempeño dimensionales





Ambos tipos de indicadores de desempeño dimensionales tienen un comportamiento similar, siendo el RMSE un poco mayor. Las estaciones presentan un rango de variación de MAE, entre los 0.09 mm/día obtenido para el método de Turc modificado en la estación Hospital y los 1.28 mm/día para el método de García y López en la estación Bosques del norte, mientras que el RMSE varía desde 0.12 mm/día hasta 1.38 mm/día para las mismas estaciones. En general, se evidencia que la estación EMAS presenta errores relativamente bajos para todos los métodos, mientras que en la estación Posgrados los errores tienen valores más significativos para las diferentes metodologías que en el resto de estaciones.

El método de García y López presenta un mal comportamiento en todas las estaciones, con un MAE entre 0.7 mm/día y 1.3 mm/día, promedio de 0.97 mm/día y un RMSE entre 0.8 mm/día y 1.4 mm/día, promedio de 1.06 mm/día. Teniendo en cuenta que la evapotranspiración potencial calculada por el método de FAO Penman Monteith tiene un promedio entre las estaciones de 2.86 mm/día, es indiscutible que éste difiere en un poco más de la tercera parte de la estimación del método estándar. Las estaciones Bosques del Norte, Yarumos y Posgrados mostraron los valores de error más altos para este método, mientras que en las estaciones de Carmen e Ingeominas los menores, siendo en la primera donde este método registra menor error con un MAE de 0.7 mm/día. El método de García y López modificado por Jaramillo aunque presenta un error más bajo, RMSE promedio de 0.82 mm/día y MAE promedio de 0.68 mm/día, igualmente no muestra un buen ajuste al método estándar. Las estaciones de Carmen y Bosques del Norte son las de mejor y peor actuación para esta metodología respectivamente. Estos resultados son opuestos a los reportados en los estudios de Jaramillo (1977) y Ramírez et al. (2011) en Cenicafé y Santa Rosa respectivamente, según fueron considerados los mejores al compararlos con lisímetros y tanques de evaporación; esto se debe a que,

aunque Manizales también hace parte de la zona cafetera, la temperatura media y humedad relativa, que son las variables que utilizan estos métodos, son muy distintas: en un estudio del clima de Cenicafé realizado por Guzmán & Baldión (2003), se determinó que la temperatura media anual es de 21°C y la humedad relativa media anual de 77%, mientras que en el estudio de Ramírez et al., (2011), la temperatura media para el periodo de estudio de 2008 a 2009 era de 20.5°C y la humedad relativa del 74%; por otro lado, en Manizales la temperatura promedio en el periodo de estudio fue de 17.3°C y la humedad relativa media del 85%, por esto, se puede inducir que este método no es tan adecuado en lugares con temperaturas bajas y humedades relativas altas, conclusión a la cual llegó Marín (2010) en Cundinamarca, quien no recomienda el uso de esta ecuación para temperaturas menores de 15°C.

El método de Thornthwaite tiene un promedio de MAE de 0.71 mm/día, el cálculo del error en escala mensual fue de 21 mm/mes, el RMSE promedio es de 0.74 mm/día y 22 mm/mes; la peor actuación de este método se muestra en la estación Yarumos con un MAE y RMSE de 0.94 mm/día y 0.96 mm/día respectivamente, mientras que el menor error se obtuvo en la estación EMAS con 0.37 mm/día y 0.47 mm/día.

El método de Hargreaves Samani, que tiende a sobre estimar la evapotranspiración, tiene un promedio de MAE de 0.7 mm/día; en la estación Posgrados este método tiene el peor comportamiento con un MAE de 0.9 mm/día, mientras que en la estación Bosques del Norte tiene un MAE de 0.6 mm/día, siendo esta la mejor actuación de este método, el RMSE se comporta de igual manera con un rango de 0.64 mm/día a 1 mm/día.

Los resultados de la metodología de Schendel no son similares a la de Hargreaves Samani; a pesar de ser los dos métodos que estiman los valores más elevados, difieren considerablemente en la desviación que tienen sus resultados con respecto al método estándar, con un rango de MAE de 0.37 mm/día a 0.73 mm/día y un promedio de este de 0.53 mm/día y un rango de RMSE de 0.5 mm/día a 0.9 mm/día; su actuación también es diferente entre estaciones, pues Posgrados, que fue la estación en la cual Hargreaves Samani presenta el mayor error, es donde el método de Schendel mejor se comporta y el Carmen en donde tiene el mayor error.

El método de Cenicafé, aunque no representa la variabilidad temporal de la ETP, pues considera un valor diario constante, presenta un buen comportamiento al tener un rango de MAE de 0.39 mm/día a 0.57 mm/día; el límite inferior del rango se obtuvo en las estaciones de Ingeominas y Hospital; este error tiene un valor de aproximadamente 0.4 mm/día en todas las estaciones, exceptuando en Aranjuez, EMAS y Posgrados, donde sube a 0.5 mm/día, siendo esta última estación el lugar donde este método muestra el MAE más significativo. Además, el RMSE presenta un rango desde 0.49 mm/día a 0.7 mm/día, valores límites que fueron obtenidos en las mismas estaciones que el MAE.

En general, este método presenta un rango de variación del error pequeño, destacándose su baja variabilidad espacial del MAE y RMSE, pues esta es de aproximadamente 0.2 mm/día entre las estaciones.

Makkink es una de las metodologías que mejor representa el comportamiento del método estándar; este método que es la versión simplificada del método de Priestley y Taylor, presenta un rango de MAE de 0.26 mm/día a 0.56 mm/día, valores límites obtenidos en las estaciones de Bosques del Norte y Posgrados, respectivamente, y un promedio de este error de 0.4 mm/día, al igual que Cenicafé; adicionalmente el RMSE varía entre 0.29 mm/día y 0.59 mm/día, con un promedio de 0.44 mm/día y se comporta similar al MAE.

Priestley y Taylor es una versión simplificada del método estándar, debido a esto, representa muy bien el comportamiento de este, con un rango de MAE de 0.11 mm/día a 0,27 mm/día y un promedio de este de 0.19 mm/día; se evidencia que tiene un porcentaje de error muy pequeño, lo cual se confirma con un rango de RMSE de 0.14 mm/día a 0.28 mm/día; el error de este método es relativamente constante en todas las estaciones teniendo una diferencia de apenas 0.16 mm/día entre los valores del rango. Este método presenta muy buen comportamiento en las estaciones de Carmen, Posgrados, Aranjuez y Yarumos, mostrando el mejor ajuste entre todos los métodos para estas, incluso por encima de Turc modificado; la peor actuación de Priestley y Taylor se muestra en la Estación de la Palma.

El método de Turc modificado fue el que más se aproximó al método estándar, con un rango de MAE de 0.009 mm/día a 0.27 mm/día; estos límites pertenecen a las estaciones de Hospital y Yarumos, el promedio de este error es de 0.15 mm/día; el RMSE se encuentra desde 0.12 mm/día hasta 0.33mm/día, con un promedio de 0.19 mm/día.

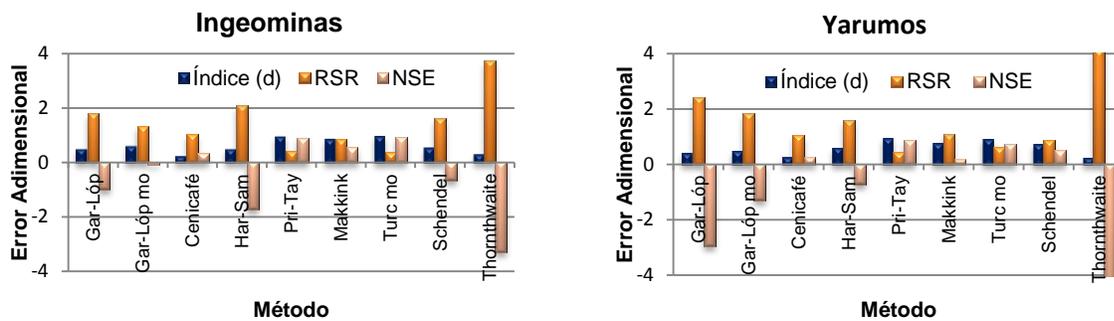
Las estaciones de Posgrados, Aranjuez y Yarumos son las que presentan mayor error con este método y las mismas en las que actúa mejor Priestley y Taylor, mientras que las estaciones de Hospital, Enea y Bosques son las que presentan menores errores para este método. Turc modificado utiliza datos climáticos fáciles de medir o estimar, como la temperatura y la radiación solar y es de fácil aplicabilidad.

Los errores adimensionales indican qué tan preciso es el ajuste de los datos estimados con respecto a los valores obtenidos con el método estándar a partir de la clasificación de estos errores en diferentes rangos que evalúan el comportamiento de cada metodología por medio de diferentes niveles de aceptabilidad mostrados anteriormente en la Tabla 5-3, exceptuando el índice de concordancia “d” que solamente varía entre cero y uno, siendo este último el ajuste perfecto.

En la figura 6-9 se muestran tres de los cuatro tipos de indicadores adimensionales analizados, los resultados del PBIAS no se indican en la figura debido a que son porcentajes que por su magnitud, incluso al dividirlos en cien, no permitirían compararlos con el resto de errores de este tipo en la misma gráfica.

Los resultados del indicador estadístico PBIAS se presentan en la Figura 6-10. Este indicador expresa el sesgo porcentual de los datos estimados de cada metodología con respecto a los datos tomados como verdaderos, además indica la subestimación o sobreestimación de acuerdo con el signo, siendo positivo la primera y negativo la segunda.

Figura 6-8: Resultados indicadores adimensionales.



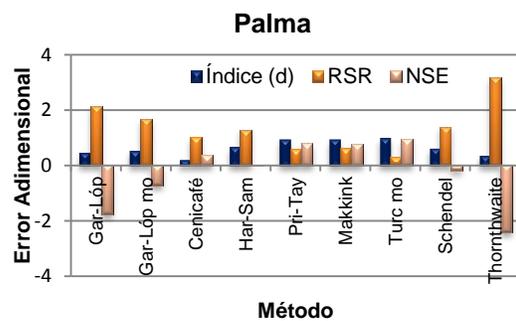
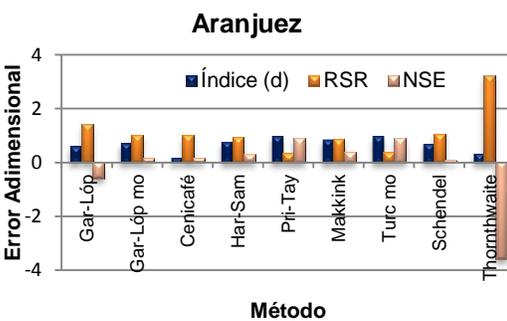
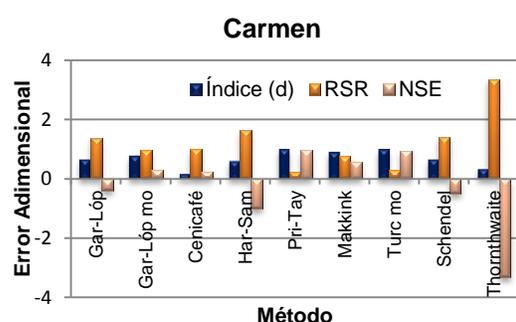
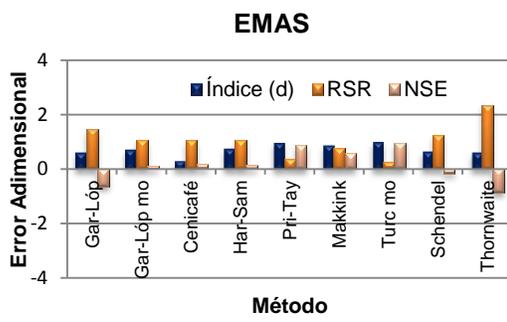
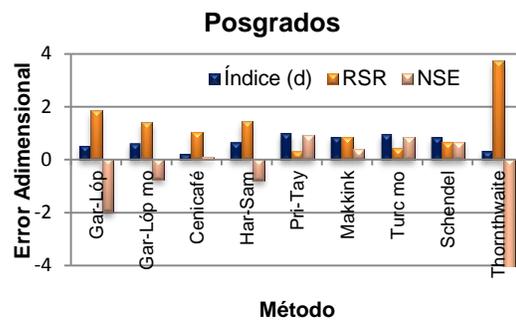
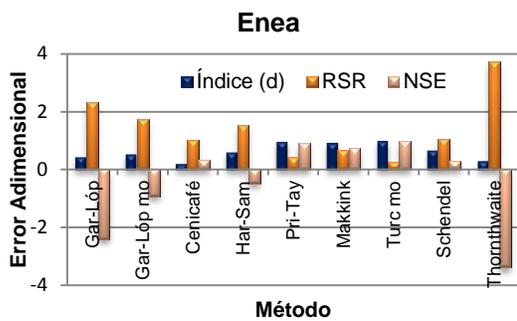
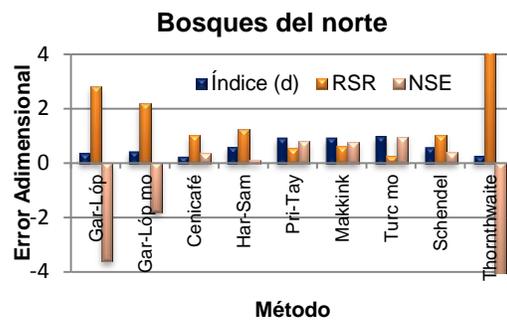
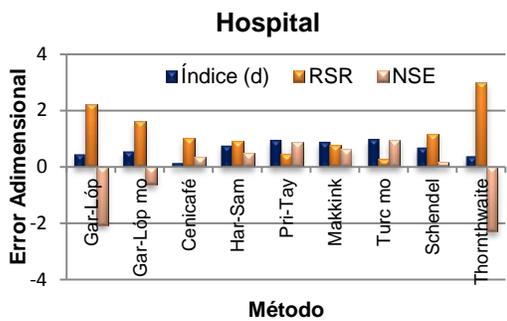
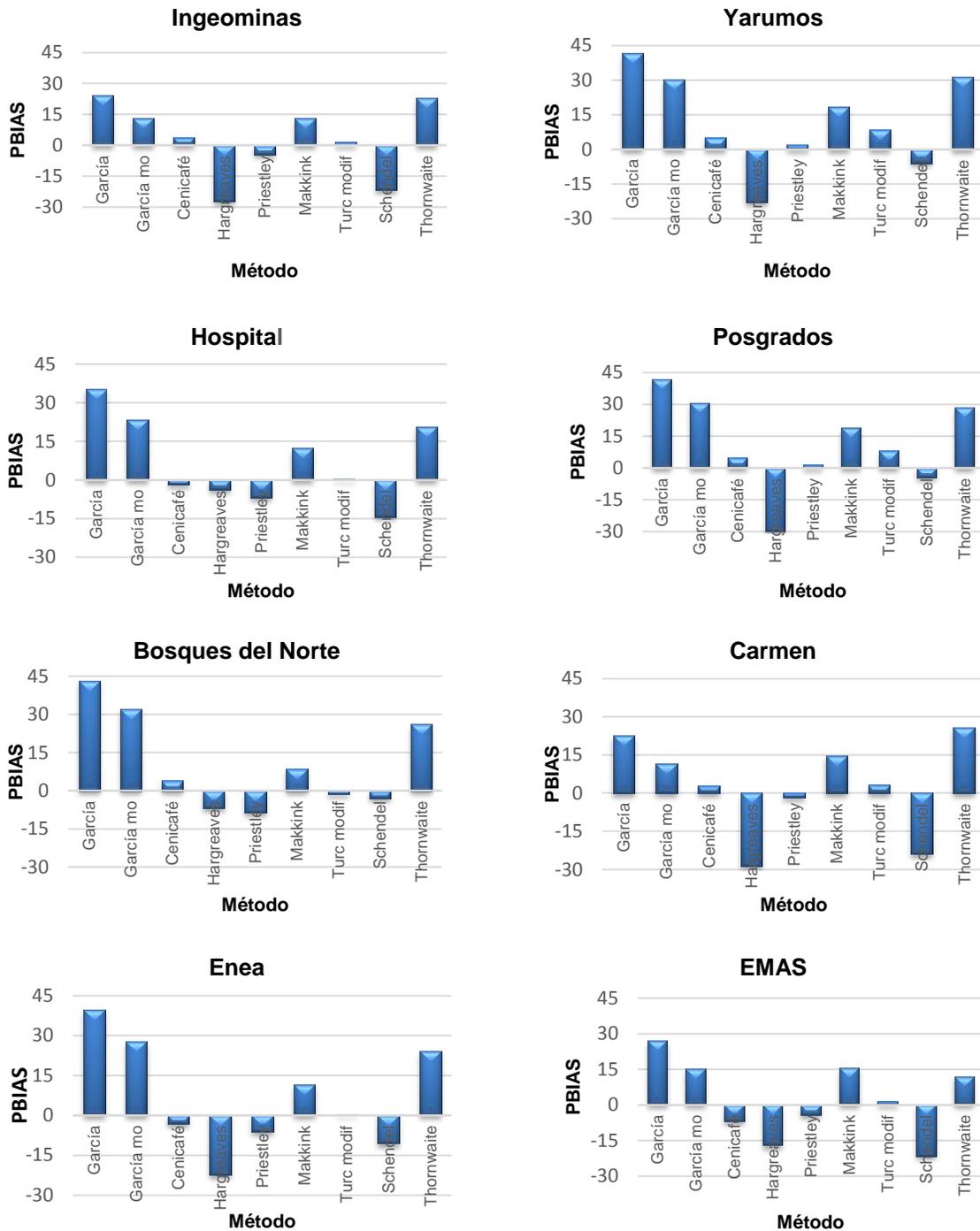
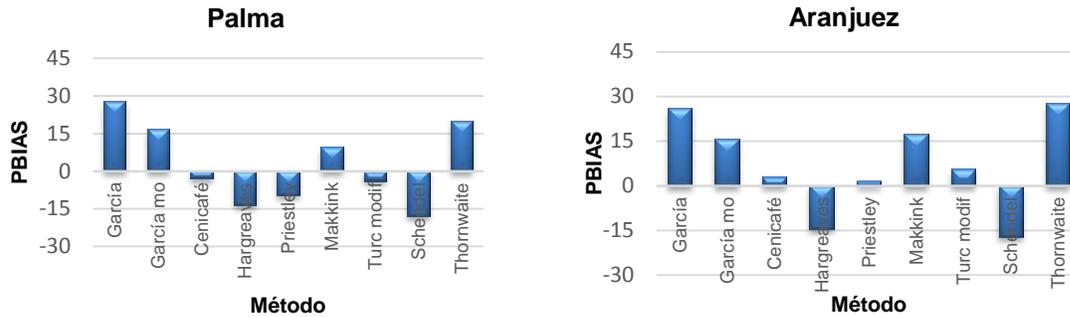


Figura 6-9: Indicador estadístico PBIAS.





La metodología de García y López tiene el mayor porcentaje de diferencia con respecto al método estándar con un PBIAS promedio de 33% en todas las estaciones, llegando incluso al 43%, 42% y 41% de sesgo en las estaciones de Bosques del Norte, Posgrados y Yarumos respectivamente, por lo cual el ajuste es “no satisfactorio” en todas las estaciones exceptuando Carmen e Ingeominas cuyo ajuste se encuentra en el rango de “satisfactorio”. El signo positivo de este error indica subestimación del método respecto del estándar. El índice de concordancia “d”, cuyo ajuste perfecto es 1, muestra un valor mínimo para este método de 0.39 en la estación Bosques del Norte y un máximo de 0.65 en la estación Carmen y un promedio de 0.51. El RSR se encuentra en el rango de no satisfactorio en todas las estaciones al tener un valor mayor de 0.7 al igual que el NSE que, al ser menor de 0.5, presenta el mismo ajuste. Este método no representa al método estándar ni en la media ni en la varianza.

García y López modificado tiene un promedio de PBIAS de 23%; sin embargo, su actuación es muy variable según este índice pues en las estaciones de Bosques del Norte, Yarumos, Enea y Posgrados presenta más de 25% de diferencia, lo cual indica un comportamiento “no satisfactorio”, especialmente en la primera estación en la que llega a ser de 32%; en las estaciones de Aranjuez, Hospital, Palma y EMAS el PBIAS oscila entre 15% y 25% considerado como un ajuste “satisfactorio”; por el contrario, en las estaciones de Carmen e Ingeominas, con un 12% y 13% de PBIAS, el ajuste se considera “bueno” y su signo positivo indica igualmente subestimación en todas las estaciones; este método depende de la temperatura y la humedad relativa; el ajuste “No satisfactorio” se presenta en las estaciones en las que la temperatura es más baja que en el resto, mientras que los ajustes “bueno” y “satisfactorio” en las estaciones con temperaturas un poco más altas. En cuanto al índice de concordancia “d”, es coincidente la mala actuación de este método en la estación Bosques del Norte con un índice de

0.48; el máximo de este tipo de error se presenta en el Carmen con 0.76, siendo este el valor más cercano a uno que indica el ajuste perfecto de este índice; el promedio de todas las estaciones es de 0.6. Según los índices RSR y NSE, el método de García López modificado presenta un comportamiento “No satisfactorio” en todas las estaciones, pues se encuentran en el rango de RSR mayor de 0.7 y NSE menor de 0.5.

Los resultados de todos los tipos de errores tanto dimensionales como adimensionales, indican que este método no se ajusta de manera adecuada al método estándar ni en la media ni varianza.

Cenicafé tiene un PBIAS promedio de 3.8%; en la estación de Hospital, que es donde mejor se comporta, tiene un valor de 1.9 %, mientras que en las estaciones de EMAS y Posgrados, que son las estaciones donde este método presenta mayores errores dimensionales, el PBIAS es de 6.8% y 4.7% respectivamente. En el resto de estaciones los valores de este índice son menores de 6.8% y, en consecuencia, su ajuste se considera “muy bueno” en todas las estaciones según este tipo de error. Las estaciones de Enea, Hospital, Palma y EMAS presentaron un PBIAS con signo negativo, lo cual indica sobreestimación; en el resto de estaciones, este método subestima los valores respecto del estándar. Cenicafé es el método que presenta los menores índices de concordancia entre los métodos estudiados, con un mínimo de 0.14 en Hospital y un máximo de 0.3 en EMAS, lo cual indica que las estaciones en donde esta metodología representa de manera adecuada la media, son las mismas en las cuales representa de peor forma la varianza. El RSR y NSE muestran un comportamiento “No satisfactorio” para Cenicafé, indicando que este método que representa de manera adecuada al método estándar respecto a la media, según los resultados de RMSE, MAE y PBIAS, no lo hace de manera adecuada para la varianza, lo cual era de esperarse debido a que Cenicafé no representa la variabilidad temporal de la ETP al calcular solamente un valor constante diario.

Hargreaves Samani tiene un PBIAS promedio de 18.6% y su actuación es muy variable en las estaciones, presentando un ajuste “muy bueno” en Bosques del Norte y Hospital, 6.8% y 3.6% respectivamente, “Bueno” en Aranjuez y Palma, “Satisfactorio” en Enea y Yarumos y “No satisfactorio” en Carmen, Ingeominas y Posgrados; el signo negativo de este índice muestra, como era de esperarse, la sobreestimación de la ETP en todas las estaciones. De estas, las que presentan el ajuste de “muy bueno”, son las que tienen

menor diferencia entre la temperatura máxima y mínima, de la cual depende este método. El índice de concordancia “d” para este método se encuentra en el rango de 0.51 a 0.76, estos límites se obtuvieron en las estaciones de Ingeominas y Aranjuez respectivamente, con un promedio de este índice de 0.65, un RSR medio de 1.36 y un NSE menor de 0.5 en todas las estaciones; se determina que el ajuste de Hargreaves Samani es “No satisfactorio” y no representa de forma adecuada la dispersión del método estándar, el MAE y RMSE cercanos a 1 mm/día indican que tampoco se ajusta muy bien a su media.

Schendel, al igual que Hargreaves Samani, sobreestima la ETP en todas las estaciones, tiene un promedio de 14% de sesgo o PBIAS con respecto al método estándar y su ajuste es “muy bueno” en las estaciones de Yarumos, Posgrados y Bosques del Norte; estas dos últimas estaciones presentan una radiación solar alta y son las que menor PBIAS tienen con 4.5% y 3.1% respectivamente, el ajuste es “bueno” en Enea y Hospital y en el resto de estaciones es “Satisfactorio”. El índice “d” tiene un mínimo de 0.55 en Ingeominas y un máximo de 0.83 en Posgrados, siendo en esta estación donde mejor actúa este método, representando tanto la media como la varianza del método estándar. Los índices RSR y NSE muestran un ajuste “No satisfactorio” en todas las estaciones exceptuando Posgrados. Los resultados indican que Schendel es un método que se ajusta relativamente bien al método estándar respecto de la media, pero de acuerdo con los índices “d”, NSE y RSR, no representa la dispersión de este en cuanto a la desviación estándar. Thornthwaite tiene un PBIAS promedio de 24%, presenta un ajuste “No satisfactorio” en las estaciones Aranjuez, Bosques del Norte, Carmen, Yarumos y Posgrados, y “Satisfactorio” en el resto de estaciones; el signo positivo en este índice indica subestimación en todas las estaciones. Este método es el segundo después de Cenicafé con el índice de concordancia “d” más bajo, con un promedio de este de 0.35 y un máximo y mínimo de 0.26 y 0.60 obtenido en las estaciones de Yarumos y EMAS respectivamente. El NSE menor de 0.5 y el RSR mayor de 0.7 indican un comportamiento “no satisfactorio” de este método en todas las estaciones. En general, no representa bien al método estándar tanto en la media como en la desviación estándar.

Makkink presenta un PBIAS promedio de 13.9%, su ajuste es “muy bueno” en las estaciones de Bosques del Norte y Palma, “bueno” en Carmen, Enea, Hospital e Ingeominas y “satisfactorio” en el resto de estaciones; el valor positivo de este error indica que este método subestima la ETP en todas las estaciones. El promedio del índice

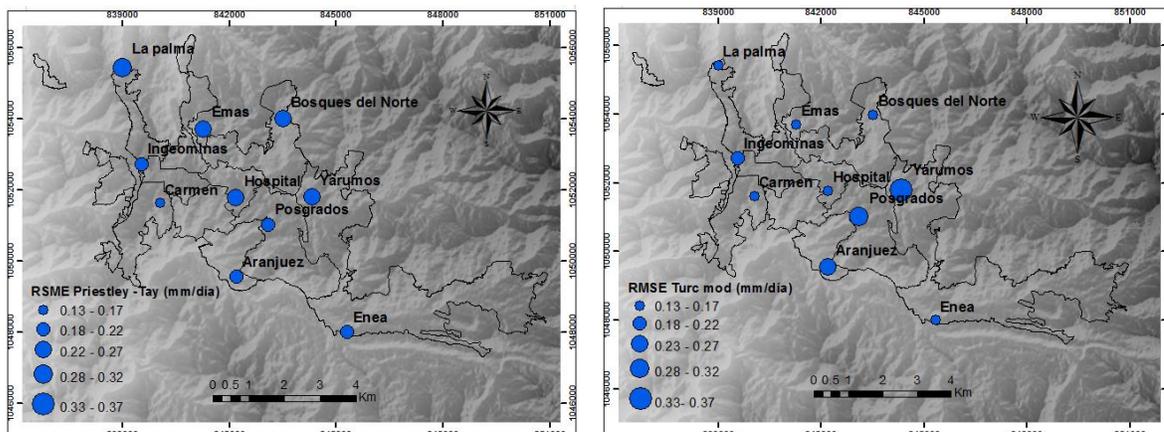
de concordancia para este método es de 0.87, el mínimo es de 0.77 para la estación Yarumos y el máximo de 0.93 para Bosques del Norte. Los resultados del RSR muestran un ajuste “Satisfactorio” en las estaciones de Bosques del Norte, Enea y Palma; estas son las estaciones que presentan un índice “d” mayor de 0.91; el resto de estaciones tienen un ajuste “No satisfactorio” según el RSR. El NSE muestra ajustes muy variables entre las estaciones; Bosques del Norte y Palma, en donde actúa muy bien este método, presentan un comportamiento “Muy bueno”, Enea “Bueno”, Carmen, Ingeominas, EMAS y Hospital “Satisfactorio”; las tres estaciones restantes tienen un comportamiento “No satisfactorio” de acuerdo con este tipo de error. Los resultados de los diferentes tipos de errores indican que Makkink es un método que se ajusta de manera adecuada al método estándar de acuerdo con la media en todas las estaciones y también representa apropiadamente la desviación estándar en la mayoría de ellas, especialmente en las que tienen una radiación solar alta, variable de la cual depende este método.

Priestley y Taylor presenta un ajuste “muy bueno” en todas las estaciones según el PBIAS promedio de 4.68%; este tipo de error tiene un rango de 1.5% a 9.6%, límites obtenidos en las estaciones de Aranjuez y Palma respectivamente; este método subestima los valores en las estaciones de Aranjuez, Yarumos y Posgrados y en las siete estaciones restantes los sobreestima. Priestley y Taylor tiene un RSR que varía entre 0.2 y 0.5, por lo cual presenta un ajuste “bueno” en casi todas las estaciones exceptuando Aranjuez, Carmen, Yarumos y Posgrados, en las cuales este método se comporta mejor que Turc modificado y tiene un ajuste de “muy bueno”. De acuerdo con el NSE, esta metodología tiene un ajuste “muy bueno” en todas las estaciones, ya que estas se encuentran en el rango de 0.75 a 1. En cuanto al índice de concordancia, este método varía de 0.93 a 0.99, límites obtenidos en las estaciones de Palma y Carmen respectivamente, estos valores están cercanos a la unidad que indica el ajuste perfecto del método. Priestley y Taylor es el segundo mejor entre los estudiados, representando eficientemente los valores obtenidos con el método estándar tanto en la media de este como en el comportamiento de estos respecto de la línea 1:1.

Turc modificado es el método que mejor representa el comportamiento de la ETP según el método estándar, presenta un ajuste “muy bueno” en todas las estaciones con un promedio de PBIAS de 3.41%; esta metodología presenta un porcentaje de sesgo mínimo de 0.41 en la estación Enea y un máximo de 8.7 en Yarumos; el signo negativo del PBIAS que indica sobreestimación lo muestran las estaciones de Bosques del Norte

y Palma; en el resto de estaciones, esta metodología subestima los valores del método estándar. Los resultados obtenidos para el índice “d” muestran un promedio de 0.97, un mínimo de 0.91 en la estación de Yarumos y un máximo de 0.99 en EMAS, lo que indica un ajuste casi perfecto y eficaz. El método de Turc modificado presenta un RSR menor de 0.5 en casi todas las estaciones; según este índice ese ajuste es catalogado de “muy bueno”, con excepción de Yarumos, que es donde peor se comporta este método y en donde muestra un ajuste “satisfactorio”. De acuerdo con el NSE, este método muestra un ajuste “Muy bueno” en todas las estaciones al encontrarse en el rango de 0.75 a 1, con excepción de Yarumos que con 0.73 presenta un ajuste “bueno”. Es evidente la superioridad de esta metodología sobre el resto al estimar los valores de ETP en relación con el método estándar, representa los resultados de este con los menores errores de media y desviación estándar entre los métodos estudiados. De acuerdo con los resultados obtenidos a partir de los indicadores estadísticos de desempeño, se determina que los métodos que mejor representan el comportamiento de la evapotranspiración potencial con respecto al método de FAO PM son Turc modificado y Priestley y Taylor, siendo el primero la metodología que presenta los errores más bajos respecto de la media y de la desviación estándar de acuerdo a este, mientras que García y López y Thornthwaite son las metodologías que más se alejan de las estimaciones obtenidas por el método de FAO PM. La distribución espacial de los errores se muestra en la Figura 6-11, solamente para los dos mejores métodos, debido a que son los que representan con menor grado de error el comportamiento de la ETP; ésta se realizó con los resultados del RMSE.

Figura 6-10: Distribución espacial del RMSE para los métodos de Priestley-Taylor y Turc Modificado



El método de Priestley y Taylor presenta errores más constantes que Turc modificado en todas las estaciones, en la estación Carmen se muestra el menor error con un RMSE de 0.14 mm/día, mientras que Palma presenta el mayor error con un RMSE de 0.28 mm/día; las estaciones de Aranjuez, Enea, Ingeominas y Posgrados tienen un RMSE entre los 0.18 mm/día y los 0.22 mm/día, mientras que Bosques del Norte, EMAS, Hospital y Yarumos se encuentran en el rango de RMSE de 0.23 mm/día a 0.27 mm/día.

Turc modificado tiene los menores errores que el resto de metodologías en siete de las diez estaciones, en la estación Bosques del Norte se presenta el menor RMSE con 0.13 mm/día y el mayor en Yarumos con 0.34 mm/día; las estaciones de Bosques del Norte, Carmen, EMAS, Enea, Hospital y Palma se encuentran en el rango de RMSE de 0.13 mm/día a 0.17 mm/día, Ingeominas presenta un error de 0.19 mm/día, Aranjuez de 0.25 mm/día y Posgrados de 0.30 mm/día.

Los mayores errores del método de Turc modificado se muestran en la franja comprendida por las estaciones de Aranjuez, Posgrados y Yarumos, mientras que los de Priestley y Taylor se presentan en la zona Norte comprendida por las estaciones Palma, Bosques y Yarumos.

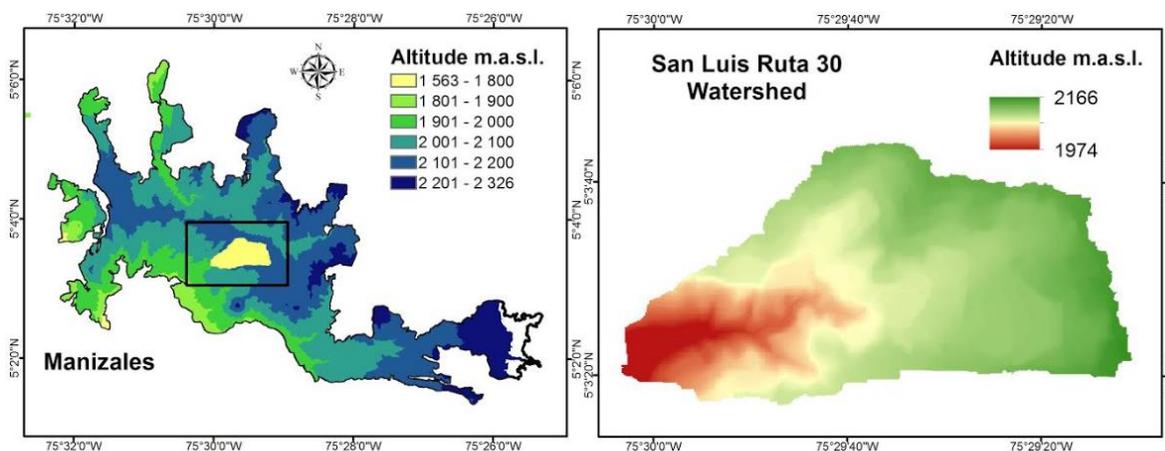
Priestley y Taylor presentó un ajuste levemente mejor que Turc modificado en las estaciones de Aranjuez, Carmen, Posgrados y Yarumos; estas estaciones tienen como particularidad que las tres primeras son las que presentan una radiación solar más alta que el resto, con lo cual se puede inducir que Priestley y Taylor funciona mejor que Turc modificado en zonas con esta característica.

6.2.6. Balance hídrico

El balance hídrico es uno de los métodos indirectos más usados para el cálculo de la evapotranspiración real, por esta razón y aunque no es parte de los objetivos de la tesis, se realizó un balance hídrico para calcular la evapotranspiración real en la cuenca de la estación Ruta 30 para el periodo de 2009 a 2010. Dicha estación, a diferencia de las del resto de estudio, cuenta con registros de caudales, insumo necesario para realizar el balance; además, tiene registros de temperatura y precipitación. Aunque un balance hídrico debe ser a largo plazo para obtener resultados confiables, este se realizó a manera de ejercicio para evaluar el comportamiento del método estándar y los dos métodos considerados como los que mejor lo representan.

El área de la cuenca es de 1 km² y su localización se muestra en la Figura 6-12.

Figura 6-11: Localización cuenca de la estación ruta 30



El balance hídrico se realizó mediante dos metodologías, la primera a partir de la ecuación de balance para una cuenca de drenaje (Poveda et al., 2005):

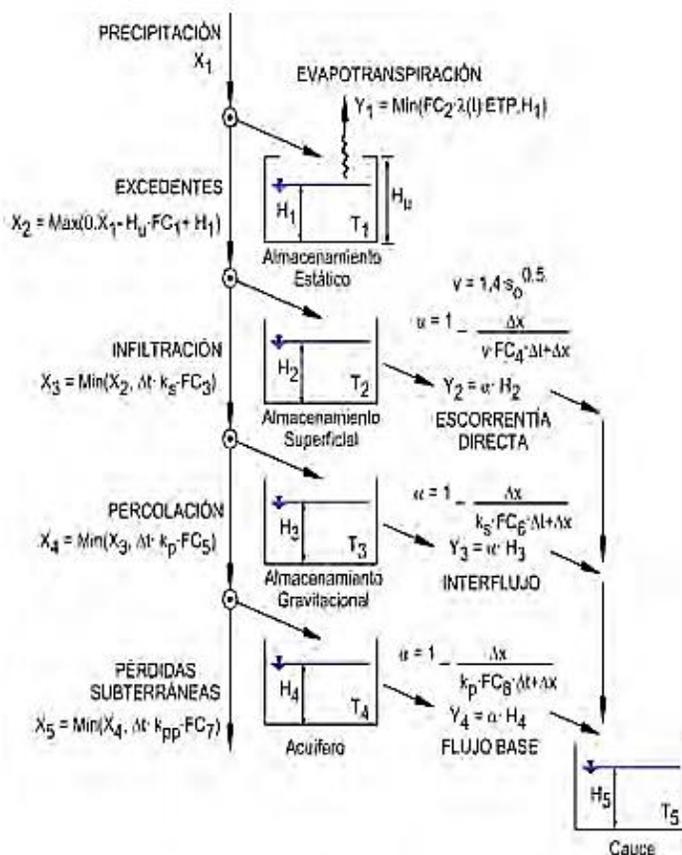
$$\frac{ds(t)}{dt} = P(t) - E(t) - R(t) \quad \text{Ecuación 6-1}$$

Donde S(t) representa el almacenamiento de agua en el suelo como una función del tiempo, P(t) la precipitación en mm por unidad de tiempo, E(t) la evapotranspiración real o efectiva en mm por unidad de tiempo y R(t) la escorrentía incluyendo el flujo base en mm por unidad de tiempo.

La segunda metodología es mediante el modelo TETIS en su versión agregada a escala diaria. Este modelo conceptual físicamente basado de lluvia - escorrentía, fue

desarrollado en la Universidad Politécnica de Valencia, en el Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente. El modelo tiene cinco tanques conectados entre sí como se muestra en la Figura 6-13 (Frances et al., 2007):

Figura 6-12: Esquema de tanques modelo TETIS



Fuente: Frances et al., 2007

- Tanque 1- almacenamiento estático: las salidas son las producidas por la evapotranspiración.
- Tanque 2- almacenamiento superficial: el agua que no es infiltrada está disponible para ser escurrida superficialmente.
- Tanque 3- almacenamiento gravitacional: dentro del cual se percola la cantidad que el subsuelo, en estado de saturación, es capaz de transportar en sentido vertical; el resto queda disponible para conformar el flujo subsuperficial.
- Tanque 4: corresponde al acuífero, el agua que ingresa en profundidad representa las pérdidas del sistema y el flujo horizontal es el flujo base.

- Tanque 5: es el cauce.

“En la conceptualización vertical del modelo, los tanques de almacenamiento están conectados entre sí y el flujo es función del agua almacenada en cada tanque. Con respecto a la conceptualización horizontal, todas las celdas drenan hacia la celda aguas abajo hasta que alcancen una celda con un cauce definido en que se realiza la traslación del flujo utilizando las características geomorfológicas combinadas con la onda cinemática” (Ocampo, 2012).

Los insumos del modelo son la precipitación, el caudal observado y la evapotranspiración potencial, esta última se calculó mediante la fórmula de Turc modificado pues fue la que obtuvo mejor desempeño entre las evaluadas con respecto al método estándar; debido a que esta ecuación necesita radiación solar y la estación de Ruta 30 sólo tiene registros de temperatura, se utilizó la fórmula descrita en el papel N° 56 de riego y drenaje de la FAO para obtener la radiación a partir de la temperatura (Ecuación 6-2).

$$R_s = k_{RS} \sqrt{(T_{max} - T_{min})} R_a \quad \text{Ecuación 6-2}$$

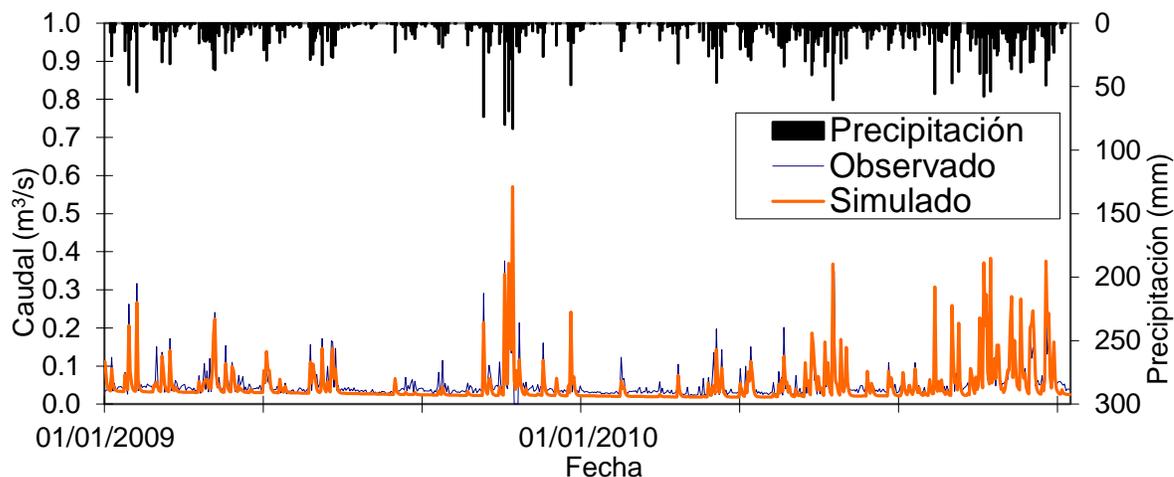
Donde R_s es la radiación solar en MJ/m²día, R_a es la radiación extraterrestre en MJ/m²día, T_{max} es la temperatura máxima del aire en °C, T_{min} es la temperatura mínima del aire en °C y K_{RS} es el coeficiente de ajuste, 0.16 según recomendación en el documento. El modelo TETIS tiene una serie de parámetros que requieren calibración, este proceso se realizó para el año 2009, ajustándolos inicialmente de forma manual y posteriormente usando la herramienta de Solver. En la calibración se tuvo en cuenta el sentido físico y la salida de cada uno de los tanques, asegurándose de representar la respuesta rápida, media y lenta, características del flujo. En la Tabla 6-2 se muestran los parámetros calibrados.

Tabla 6-2: Parámetros de calibración del modelo TETIS.

Parámetros de Calibración	
Almacenamiento Máximo Capilar	524,91
Conductividad Capa Sup (mm/día)	17,15
Conductividad Capa Inf (mm/día)	4,32
Perdidas Subterráneas (mm)	0,00
Tiempo de Residencia Flujo Superficial (días)	0,98
Tiempo de Residencia Flujo Subsuperficial (días)	1,50
Tiempo de Residencia Flujo Base (días)	303,99
Condiciones Iniciales (mm)	
Almacenamiento Capilar	250,00
Almacenamiento Agua Superficial	0,00
Almacenamiento Gravitacional Z Sup	10,00
Almacenamiento Gravitacional Z Inf (acuifero)	900,00

Para evaluar la calibración se emplearon los siguientes indicadores estadísticos de desempeño: el error cuadrático medio (RSME) y el índice de eficiencia de Nash. Los resultados de estos indicadores fueron 0.03 y 93.7 respectivamente, lo cual indica que la calibración fue satisfactoria.

La validación del modelo se realizó para el año 2010 utilizando los parámetros obtenidos en la calibración. En la Figura 6-14 se muestra el hidrograma de calibración y validación para los dos años de modelación.

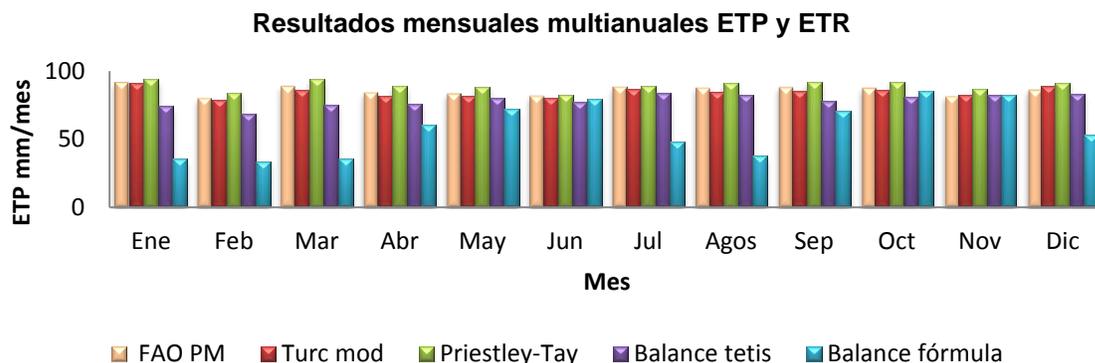
Figura 6-13: Hidrograma de calibración y validación

La evapotranspiración, que es la variable de interés, se encuentra representada por las salidas del tanque 1- Almacenamiento estático.

Los resultados obtenidos mediante los dos tipos de balance fueron comparados con los resultados de FAO Penman Monteith, Priestley Taylor y Turc modificado. Ya que la estación de Ruta 30 no tiene las variables climáticas requeridas para estimar la evapotranspiración potencial por medio de estos dos últimos métodos, esta fue obtenida a partir de los mapas de variabilidad espacial presentados en la siguiente sección, ubicando en ellos la estación de estudio y determinando el valor de la ETP correspondiente.

En la Figura 6-15 se muestran los resultados mensuales multianuales de evapotranspiración potencial (ETP) determinada por los métodos mencionados anteriormente y los de evapotranspiración real (ETR) calculada por medio de los balances; éstos se muestran en esa escala con el fin de que los valores obtenidos por medio de los balances fueran comparables con los resultados de ETP de los demás métodos.

Figura 6-14: Resultados ETP y ETR



En la figura anterior se puede observar que en la estación de Ruta 30 el método de Turc modificado es más cercano al de FAO Penman Monteith. Este comportamiento lo tuvieron la mayoría de estaciones, como se mostró anteriormente.

En cuanto a la comparación de la evapotranspiración real con la potencial, como era de esperarse, la primera es menor que la segunda, evidenciándose que son casi iguales en

los periodos que presentan mayor precipitación según el régimen bimodal propio de la región como Abril-Mayo y Octubre- Noviembre, lo cual es coherente pues en estos periodos se tiene mayor disponibilidad de agua para ser evapotranspirada.

Para determinar el comportamiento del método estándar y los métodos que fueron considerados como los que mejor lo representan, respecto de los resultados de evapotranspiración real obtenidos con los balances, se emplearon algunos de los indicadores estadísticos de desempeño usados anteriormente que muestran cuántos milímetros de desviación mensuales tiene cada método de estimación de ETP respecto de la ETR calculada mediante los dos tipos de balance para todo el periodo de estudio, como se muestra en la Tabla 6-3.

Tabla 6-3: Indicadores estadísticos de desempeño

Indicadores balance tetis			
Indicador	FAO PM	Turc mod	Priestley-Tay
MAE (mm/mes)	7,7	5,9	11,0
RMSE (mm/mes)	9,1	7,4	12,0
Indicadores balance fórmula			
Indicador	FAO PM	Turc mod	Priestley-Tay
MAE (mm/mes)	22,7	23,9	29,1
RMSE (mm/mes)	31,0	31,5	35,9

Los resultados de los indicadores estadísticos de desempeño para el balance TETIS muestran que el método de Turc modificado está más cercano a los valores de ETR del balance, lo cual es lógico pues este fue el método escogido como insumo de ETP en el modelo, al comparar la ETR con FAO PM y Priestley y Taylor se muestra que estos métodos tienen una desviación de 7.7mm/mes y 11.0 mm/mes respectivamente de los resultados del balance, según el indicador MAE.

Los resultados para el otro balance indican que el método de FAO PM es el que más se acerca a los resultados de ETR; la diferencia de 22.7 mm/mes que muestra este método según el MAE puede ser debido a que el análisis se llevó a cabo para un periodo muy corto de tiempo, teniendo en cuenta que el balance hídrico se debe realizar a largo plazo,

en un periodo de más de 10 años, sin embargo, se desarrolló porque es otro método de cálculo de la evapotranspiración muy usado.

6.3. Análisis espacial de la evapotranspiración

Teniendo en cuenta los resultados mensuales multianuales, se procedió a analizar la variabilidad espacial de la evapotranspiración en Manizales, para lo cual se utilizó el software ArcGIS, empleando la herramienta de análisis geoespacial inverso de la distancia al cuadrado IDW y el MED tomado de USGS (United States Geological Survey), con una resolución de tamaño de celda de 25m x 25m. No se realizaron mapas anuales deduciendo que estos seguirían el mismo patrón de la ETP mensual multianual.

En el proceso de interpolación se tiene en cuenta el gradiente altitudinal el cual se obtiene de la correlación entre la ETP y la altura, como se explicó en la metodología; sin embargo, Manizales no tiene la suficiente diferencia altitudinal que evidencie una buena correlación entre la ETP y la altura, sólo trescientos metros de desnivel entre las estaciones de mayor y menor altitud, lo cual constituye sólo una pequeña franja de la correlación existente, la cual se hace más evidente con una diferencia altitudinal mayor; en consecuencia, para obtener la correlación entre estas dos variables, se utilizaron los datos de evapotranspiración diaria de la cuenca hidrográfica del río Caucapara en el periodo de 1975 a 1989, los cuales se muestran en la Tabla 6-4, tomados del artículo de Jaramillo (2006); la evapotranspiración para las estaciones del artículo fue calculada igualmente por el método de Penman-Monteith. La correlación obtenida se muestra en la Figura 6-16.

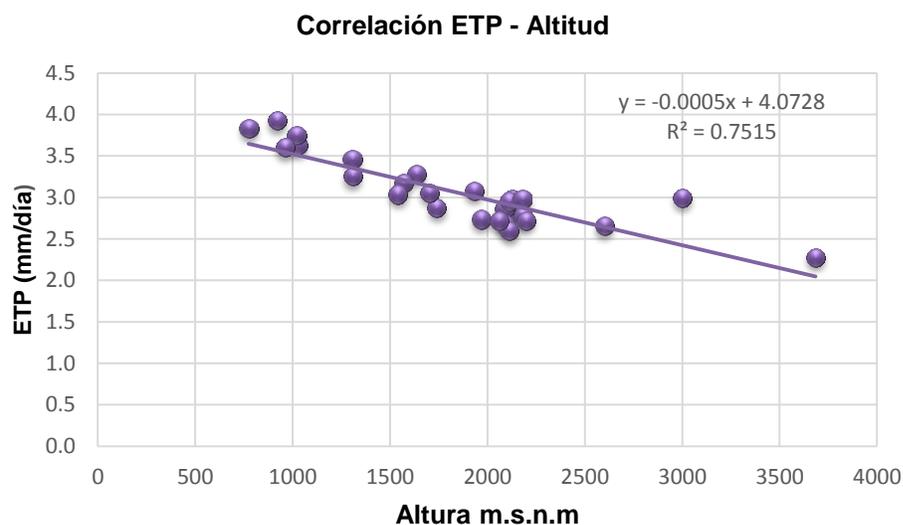
Tabla 6-4: Resultados de ETP diaria del artículo de Jaramillo (2006).

Estación	Altitud (m)	ETP (mm/día)
Aragón	2600	2.7
El Rosario	1635	3.3
La Cristalina	775	3.8
Miguel Valencia	1570	3.2
R. Escobar	1307	3.5
La Camelia	2100	2.8
Santágueda	1026	3.6
Letras	3684	2.3

Cenicafé	1308	3.3
Agronomía	2088	2.9
La Bohemia	1020	3.7
La Unión	920	3.9
H. Uribe	1540	3.0
Cumbarco	1740	2.9
Palmaseca	961	3.6
G. López	3000	3.0
Manuel Mejía	1700	3.1

De la correlación obtenida mediante los datos mostrados anteriormente, se usó la pendiente de la línea de tendencia de esta como gradiente altitudinal para realizar el proceso de interpolación. Cabe aclarar que aunque el periodo de los datos del artículo es diferente al periodo de estudio, la correlación existente entre estas variables no debe cambiar pues la evapotranspiración es una de las variables más constantes en el tiempo.

Figura 6-15: Correlación ETP-Altitud

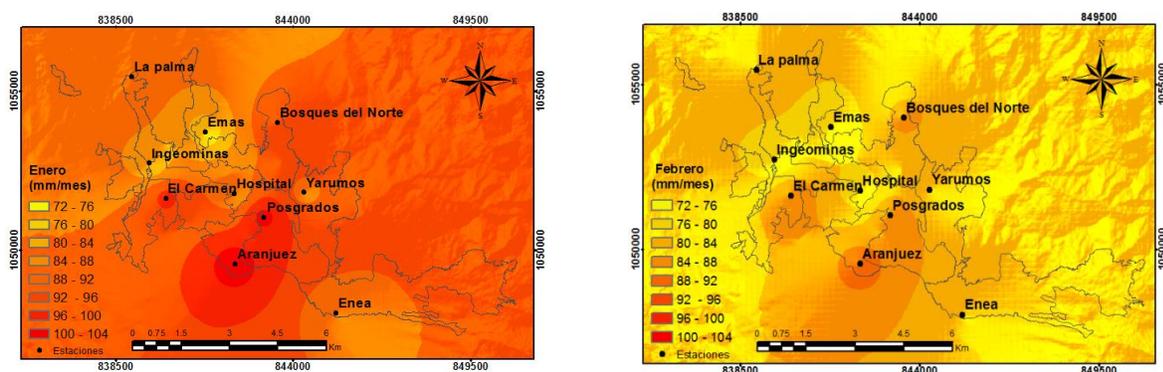


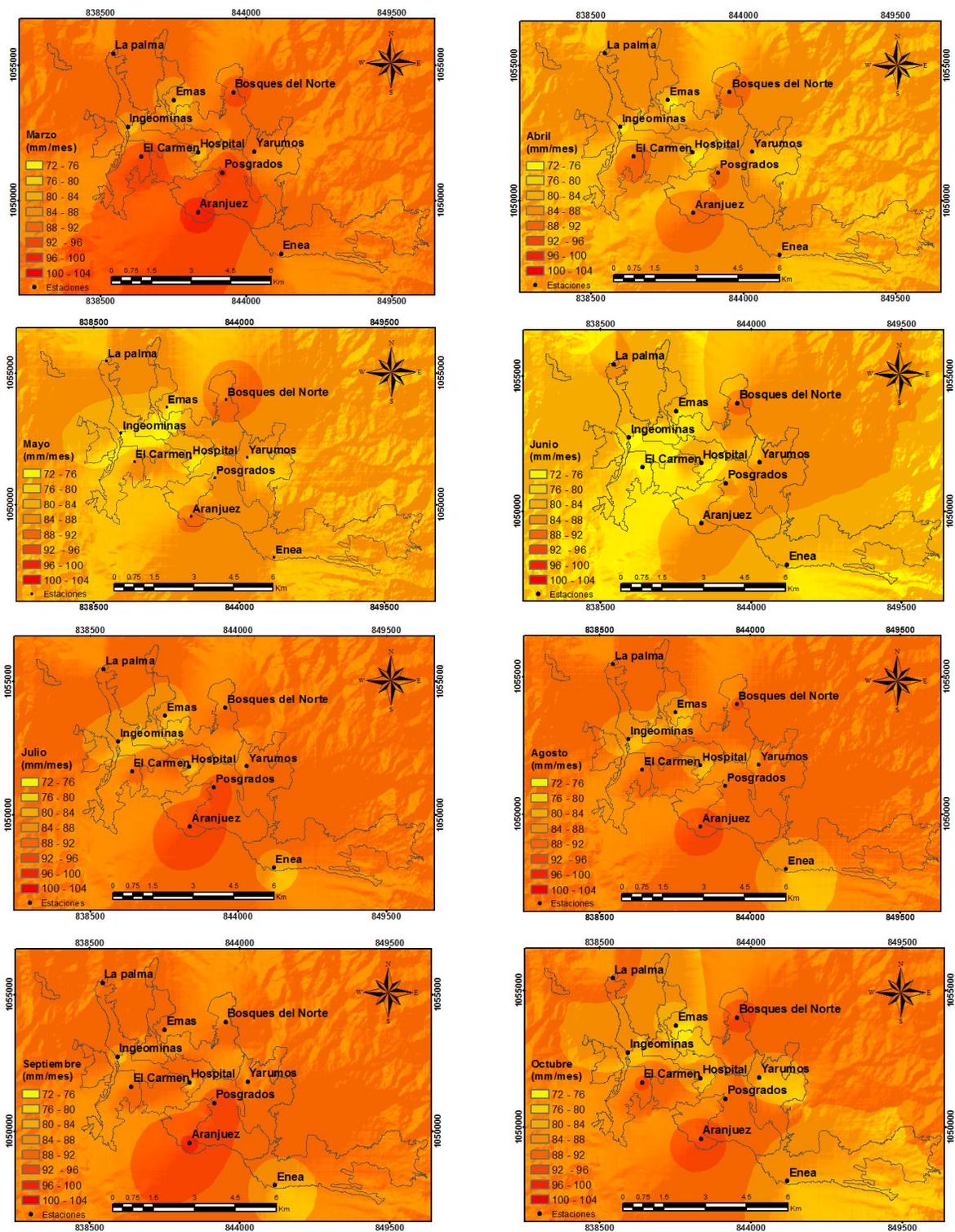
Se realizaron mapas de variabilidad espacial del método estándar y los dos mejores métodos encontrados, pues son los que representan con mayor fiabilidad el comportamiento de aquel.

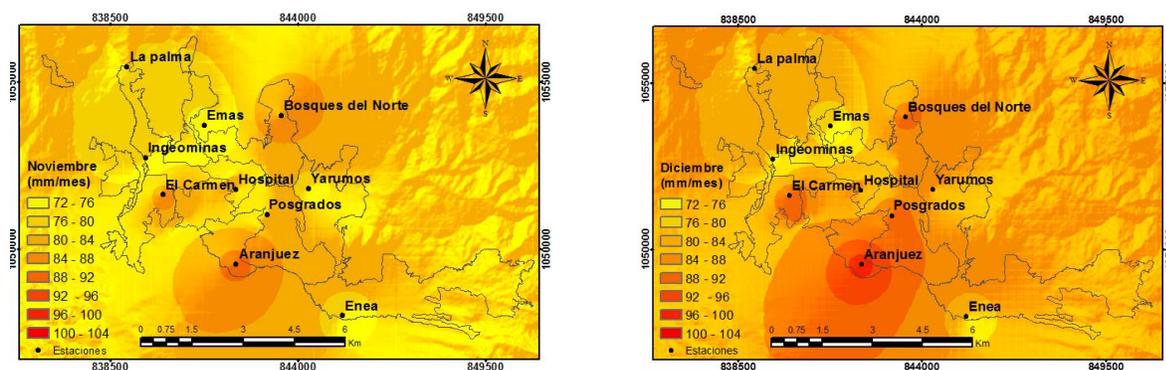
6.3.1. FAO Penman Monteith

La distribución espacial de la ETP en Manizales obtenida a partir del método estándar se muestra en la Figura 6-17; se observa en general que los valores más bajos de esta variable se presentan en la zona Noroeste de la ciudad en las estaciones Ingeominas y EMAS y en la zona Sureste en la estación Enea. En la primera estación se presenta un rango de variación mensual de la ETP de 76 mm a 87 mm, en la segunda de 74 mm a 88 mm y en la Enea de 79 mm a 90 mm; estas estaciones se caracterizan por presentar bajos valores de alguna de las variables más importantes de la ETP como temperatura o radiación. Los valores máximos de ETP se encuentran en la franja de la zona centro de Manizales tanto hacia el norte como hacia el sur en las estaciones de Aranjuez, Bosques del Norte, Posgrados y Carmen; los valores más altos de esta variable para Manizales los muestra la zona de Aranjuez que, además, es la estación con menor altura. Tiene un rango mensual de ETP que varía de 87 mm/mes a 103 mm/mes, seguido de Bosques del Norte, Carmen y Posgrados que son estaciones que tienen una altitud similar y un comportamiento de sus variables climáticas y ETP parecido; el rango mensual de esta variable para dichas estaciones es de 85 mm a 95 mm, 82 a 96 mm y 83 mm a 97 mm respectivamente. Estas cuatro estaciones se caracterizan por tener la radiación solar más alta respecto del resto de estaciones de estudio y además están ubicadas en zonas con grandes franjas de vegetación. El comportamiento de la ETP varía en cada mes de acuerdo con las fluctuaciones propias de las variables asociadas a ella según el régimen climático local; sin embargo, se mantienen las zonas en las cuales la ETP presenta sus máximos y mínimos valores. Los meses de Enero, Marzo y Julio muestran un incremento significativo en la ETP y una reducción en los meses de Febrero y Noviembre en todas las estaciones.

Figura 6-16: Mapas de variabilidad espacial método FAO Penman-Monteith.







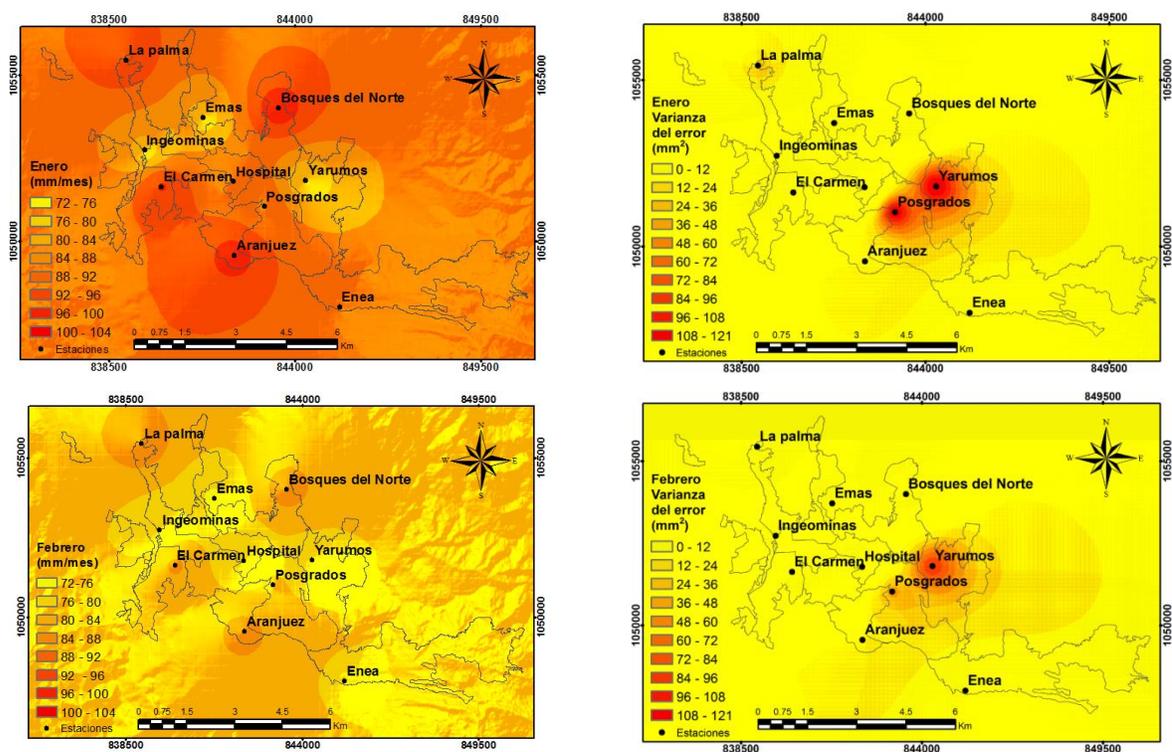
6.3.2. Turc modificado

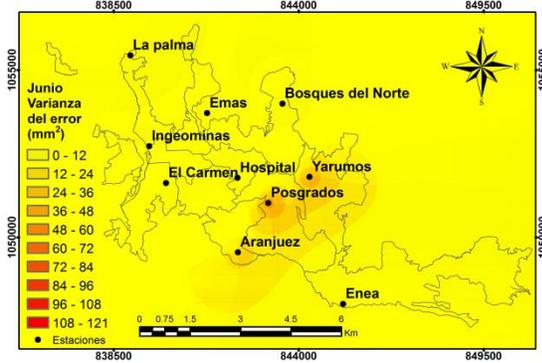
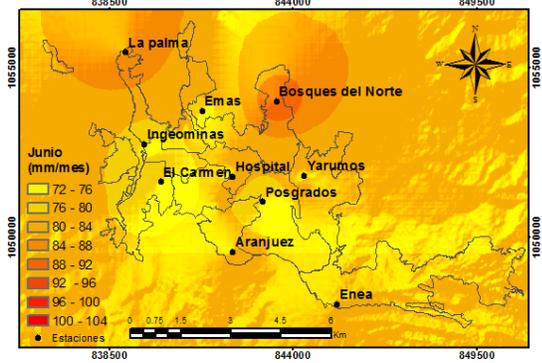
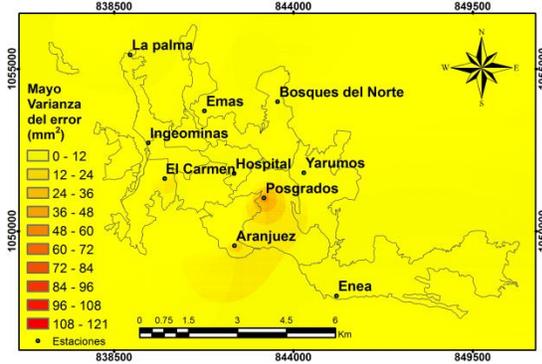
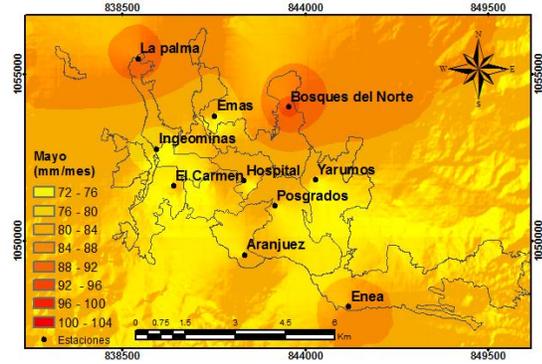
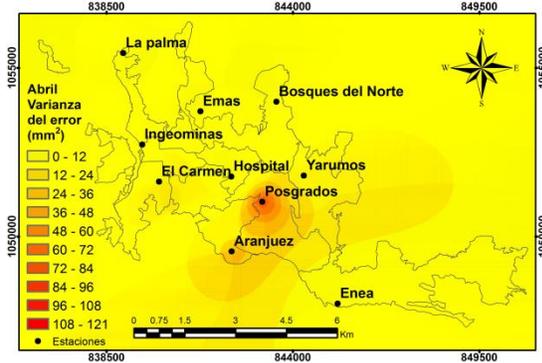
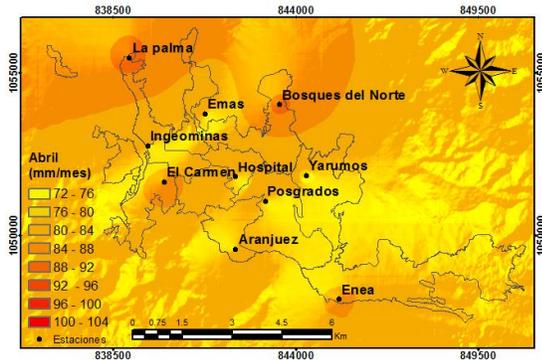
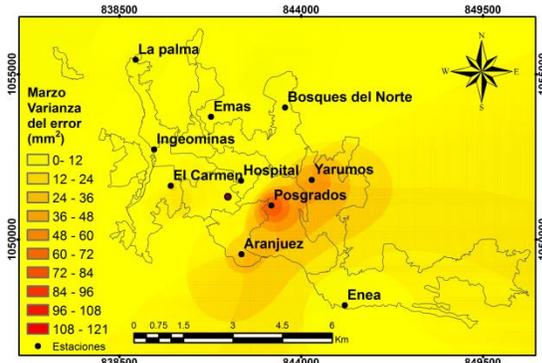
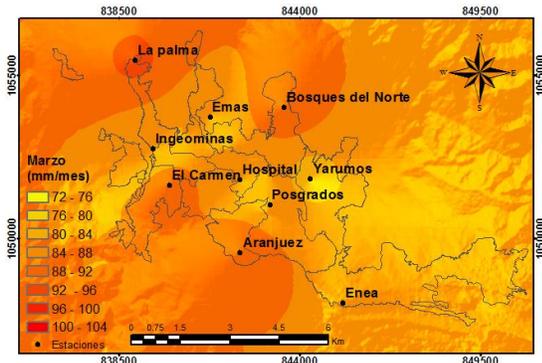
En la Figura 6-18 se muestran los mapas de variabilidad espacial de la ETP en escala mensual multianual; al lado de cada uno de estos mapas se encuentra otro mapa que es un estimativo de la varianza del error del método de Turc modificado respecto del método estándar; este mapa presenta la variación espacial del error. Turc modificado es la metodología que mejor representa la ETP respecto del método de FAO Penman-Monteith en seis de las diez estaciones de estudio; en las estaciones de Aranjuez, Carmen, Posgrados y Yarumos funciona mejor la metodología de Priestley y Taylor debido a que Turc modificado presenta un mayor error de subestimación. Estas estaciones tienen de particular que las tres primeras son las que presentan una mayor radiación solar entre las estaciones de estudio y la última presenta una de las temperaturas medias más bajas y de estas variables depende la metodología en mención. Según los resultados del análisis de indicadores estadísticos de desempeño presentado en el capítulo 6.3.5, esta metodología subestima los valores en todas las estaciones menos en Bosques del Norte y Palma, es por esto que los mapas de variabilidad espacial realizados por este método y mostrados en la Figura 6-18 se observan en general un tono más claro que los del método estándar en las zonas que peor se comporta esta metodología y que coinciden con algunas de las zonas de mayor ETP.

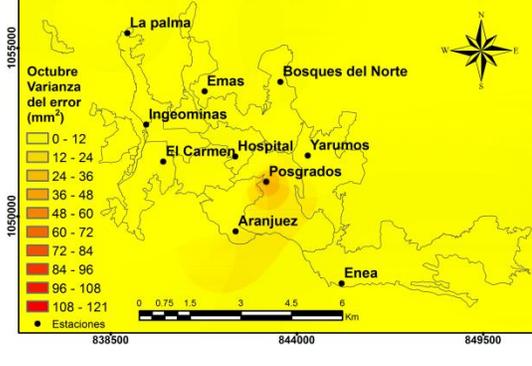
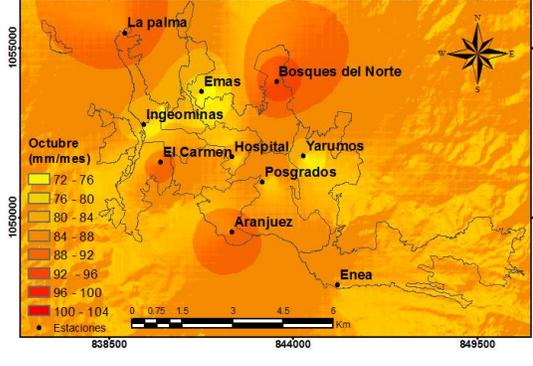
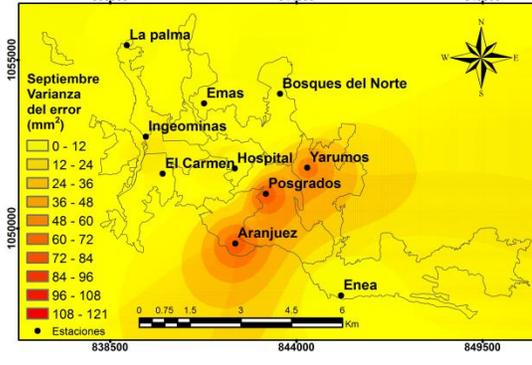
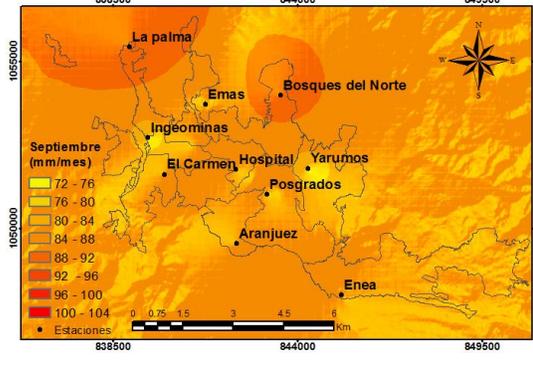
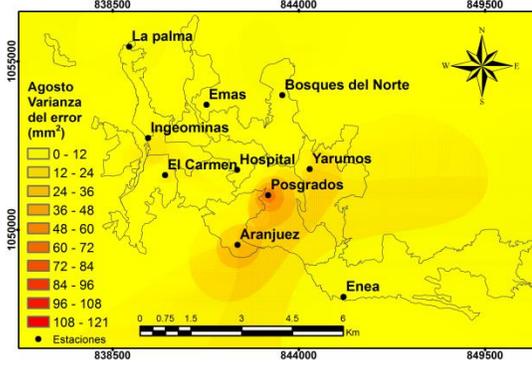
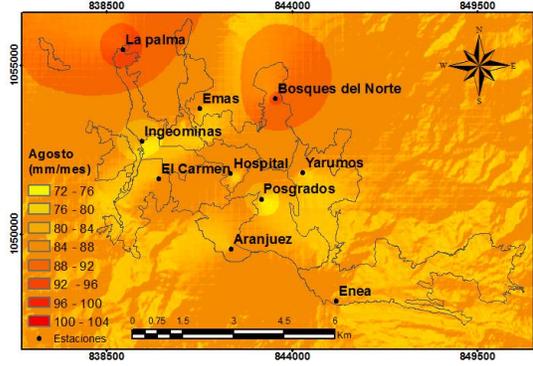
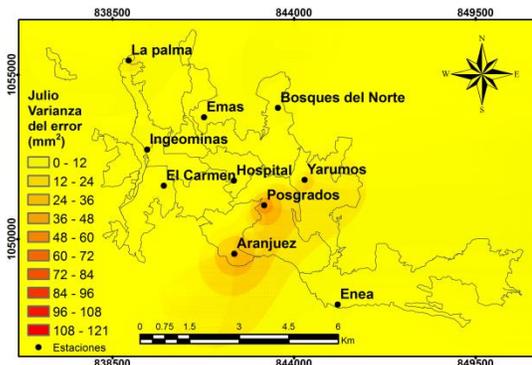
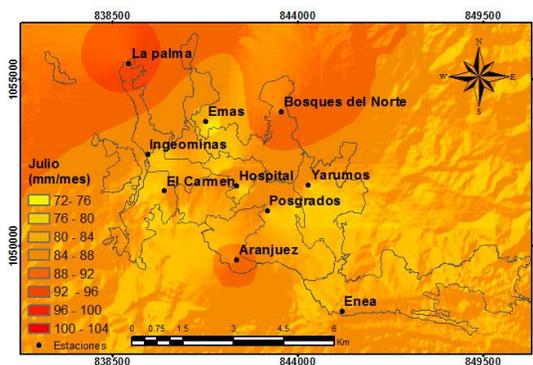
La franja comprendida por Aranjuez, Posgrados y Yarumos son las zonas en las que esta metodología presenta mayor error, lo cual se evidencia en los mapas de varianza del error mostrados en la Figura 6-18, en los cuales estos sectores presentan tonalidades más oscuras. Al comparar los resultados mensuales multianuales de FAO PM y Turc

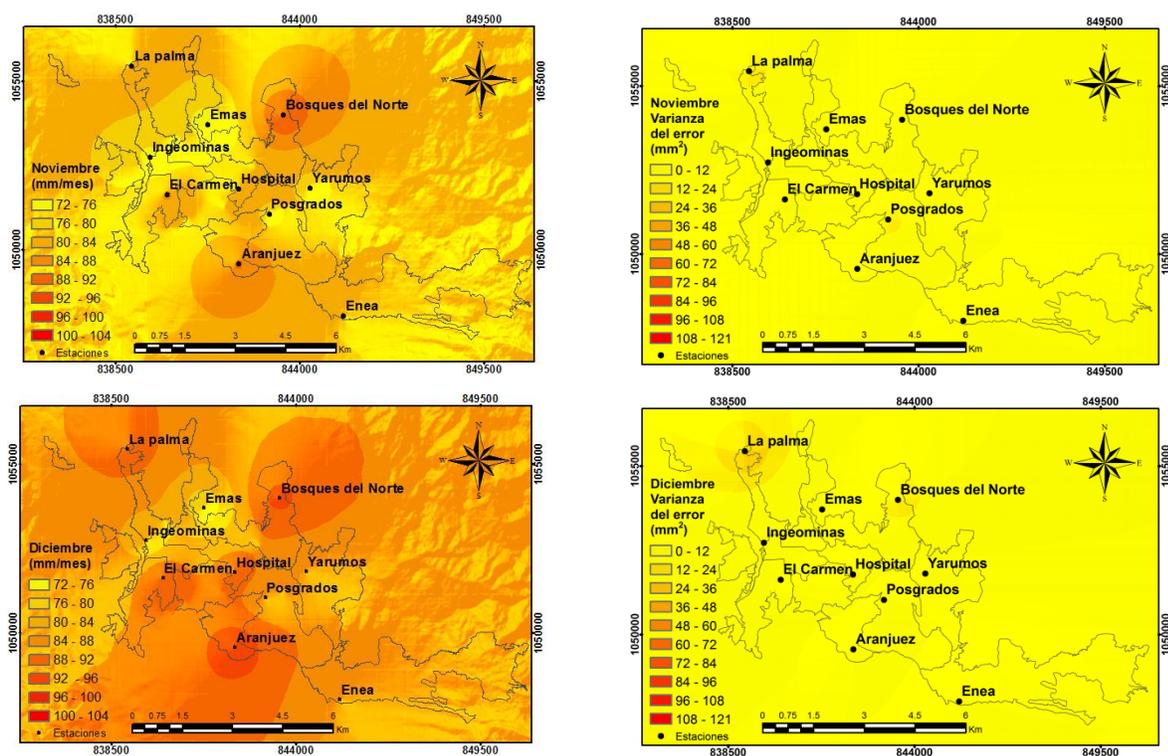
modificado para estas estaciones, se establece que Aranjuez muestra un error máximo de 7 mm mensuales en los meses de Julio y Agosto, Carmen de 5 mm mensuales para Marzo y Abril, Posgrados de 8 mm mensuales para los meses de Agosto y Septiembre y Yarumos de 10 mm mensuales en los meses de Enero y Marzo, siendo esta la estación que más difiere de los resultados mostrados según el método estándar. El resto de estaciones tienen un error menor de 5 mm mensuales y es por esta razón que esas zonas presentan un comportamiento más parecido al mostrado en la figura anterior. Se puede observar además en la Figura 6-18 que el método de Turc modificado representa de una manera más precisa con respecto al estándar las zonas con menor ETP, como Ingeominas, EMAS y Enea, al igual que los meses que tienen esta misma característica como Febrero y Noviembre, lo cual se ve reflejado en los mapas de varianza del error. En general, se aprecia que este método representa adecuadamente la variabilidad del método estándar en la mayoría de estaciones.

Figura 6-17: Mapas de variabilidad espacial y varianza del error método Turc modificado.









6.3.3. Priestley y Taylor

En la Figura 6-19 se pueden observar los mapas de variabilidad espacial realizados mediante el método de Priestley y Taylor; al lado de cada uno de estos mapas mensuales multianuales, se presentan otros mapas que son un estimativo de la varianza del error, es decir, indican las zonas en las que se presentan los mayores y menores errores de esta metodología respecto del método de FAO PM.

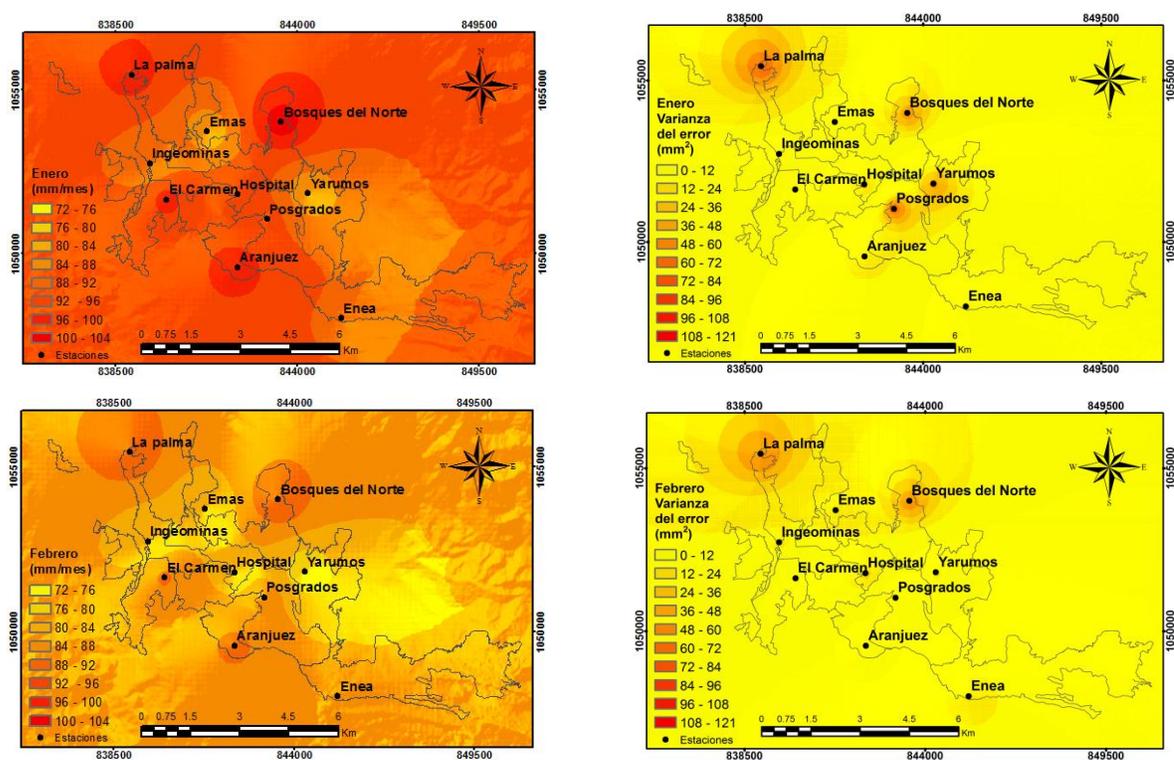
Al comparar los mapas de variabilidad de espacial de este método con los del método estándar, se evidencia que los primeros son en general un tono más oscuro, esto es debido a que, según los resultados mostrados en el capítulo 6.3.5, este método sobreestima los valores de ETP en todas las estaciones menos en Aranjuez, Yarumos y Posgrados, estas constituyen, junto a Carmen, las zonas de mayor similitud entre los mapas realizados mediante estos dos tipos de metodologías; la variación máxima de la ETP de Aranjuez calculada por Priestley y Taylor con respecto al estándar es de 4 mm mensuales, Carmen 2 mm mensuales, Posgrados 3 mm mensuales y Yarumos 5 mm mensuales; por el contrario, las zonas en las que mayor se observa la diferencia entre los dos tipos de mapas son Palma y Bosques del Norte, estaciones que tienen una diferencia

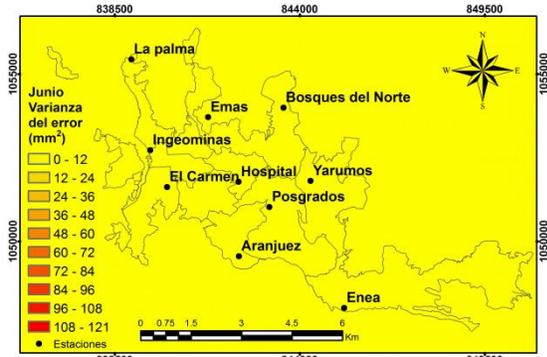
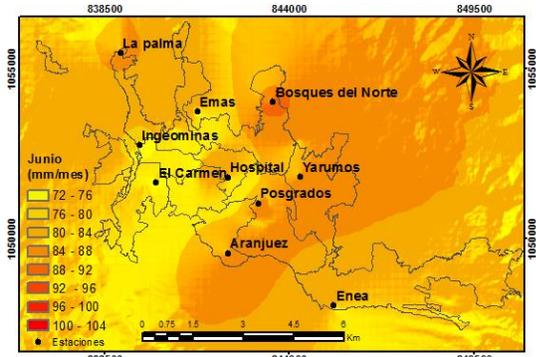
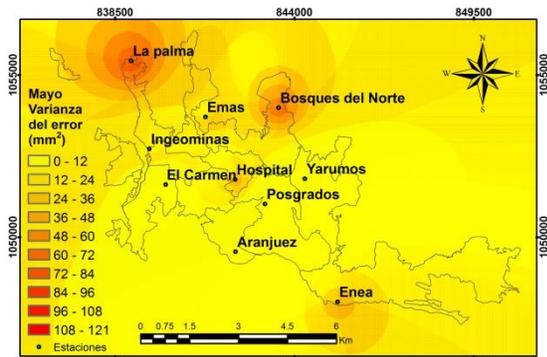
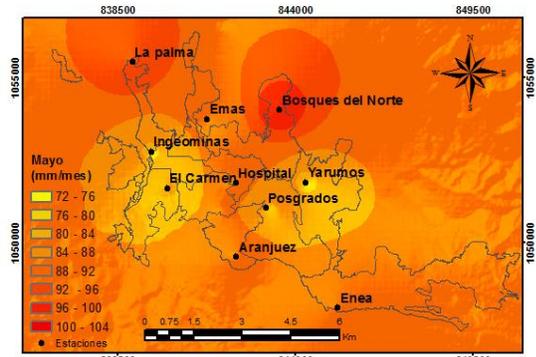
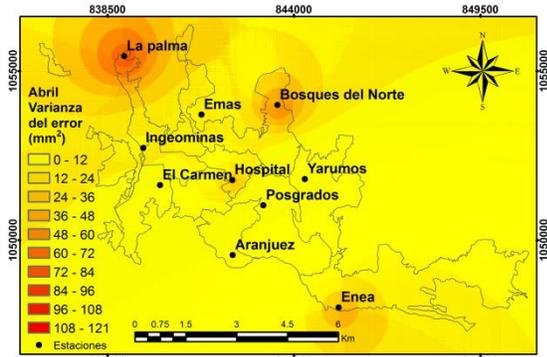
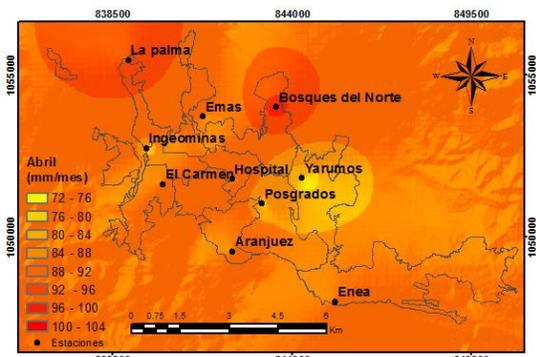
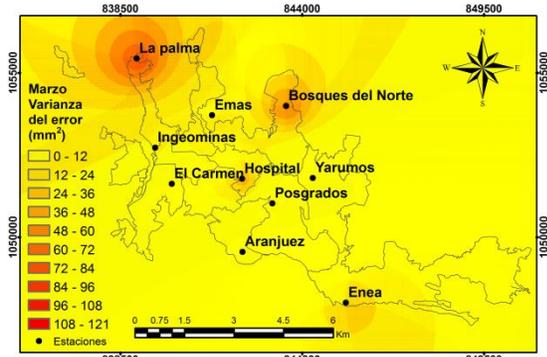
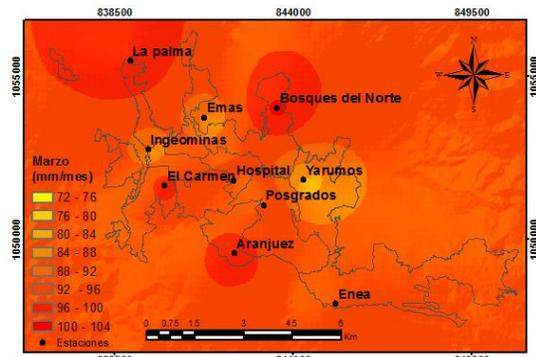
de hasta 8 mm mensuales con respecto al método estándar. Esto último se evidencia en los mapas de varianza del error, en los cuales estas estaciones presentan tonalidades más oscuras que el resto en casi todos los meses.

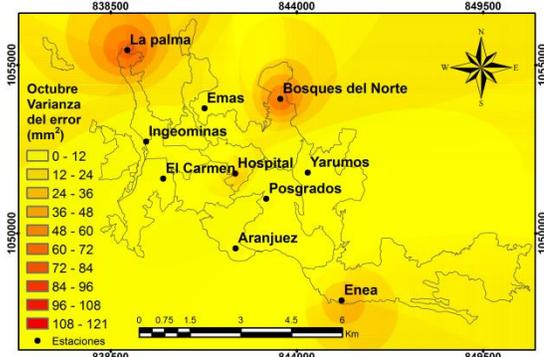
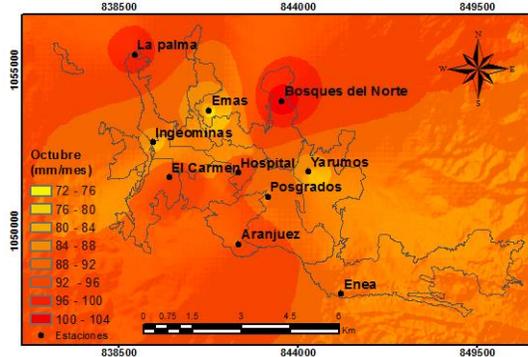
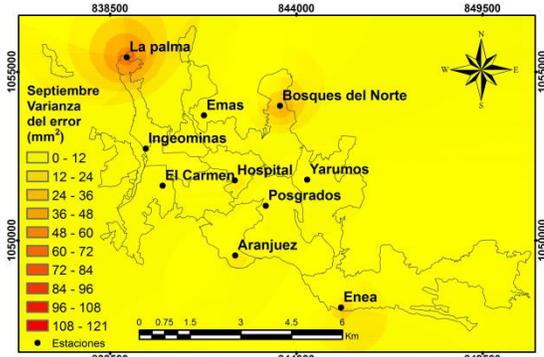
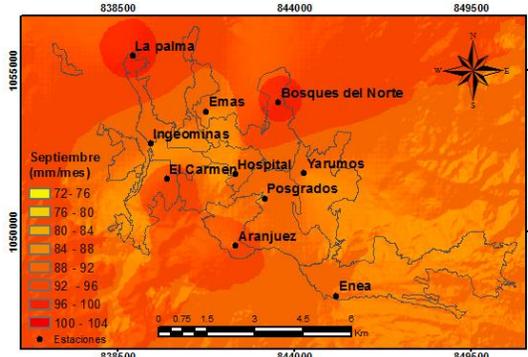
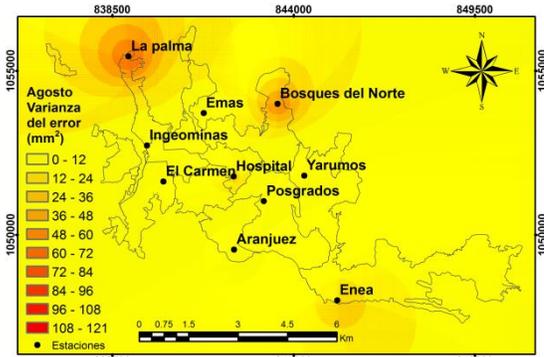
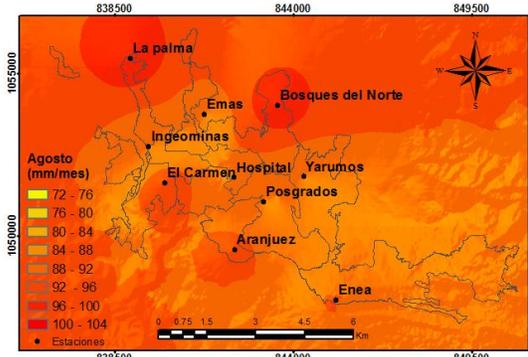
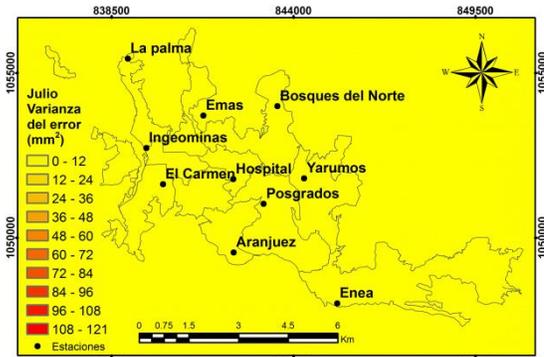
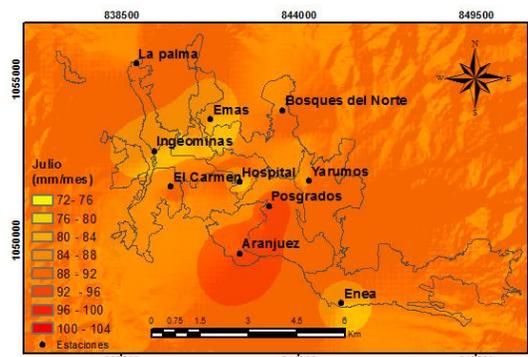
Al contrario del método de Turc modificado, Priestley y Taylor representa de mejor manera las zonas de mayor ETP, es decir, la parte franja central de Manizales tanto al norte como al sur y los meses que tienen esta misma característica como Enero y Julio.

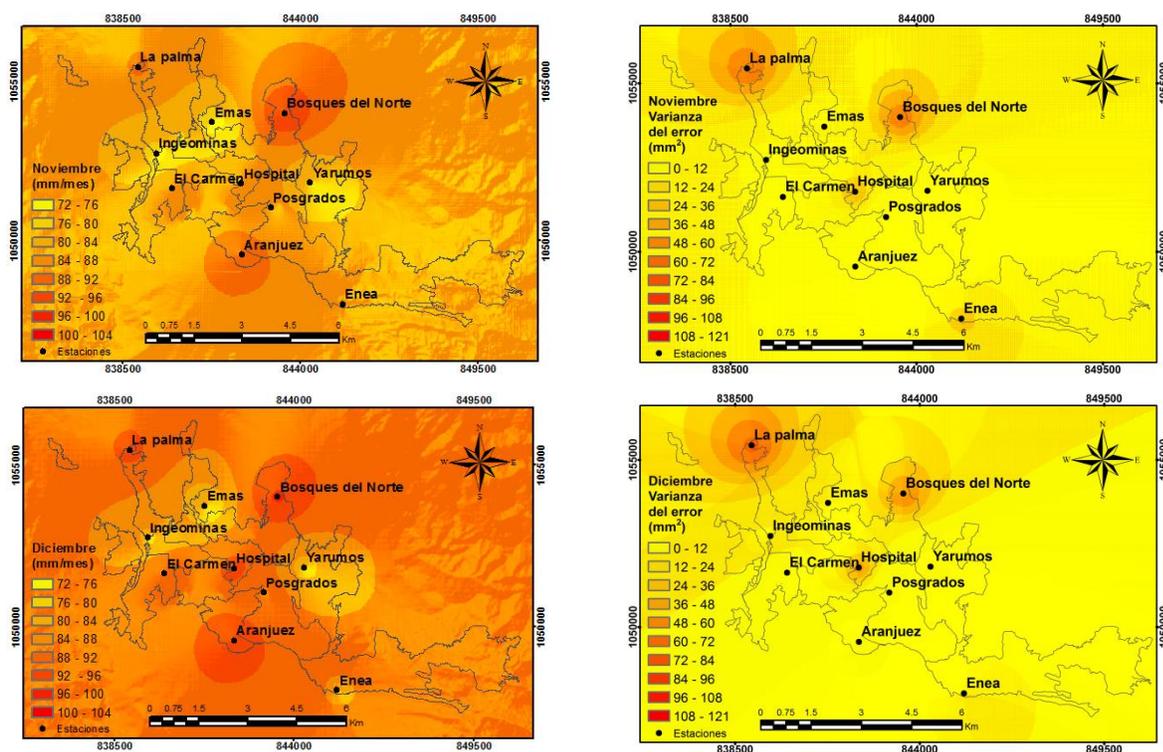
En general, se puede evidenciar que los errores de esta metodología con respecto al método estándar, varían de forma muy similar en todos los meses y que la mayoría de estaciones tienen desviaciones pequeñas respecto a este.

Figura 6-18: Mapas de variabilidad espacial método Priestley y Taylor.







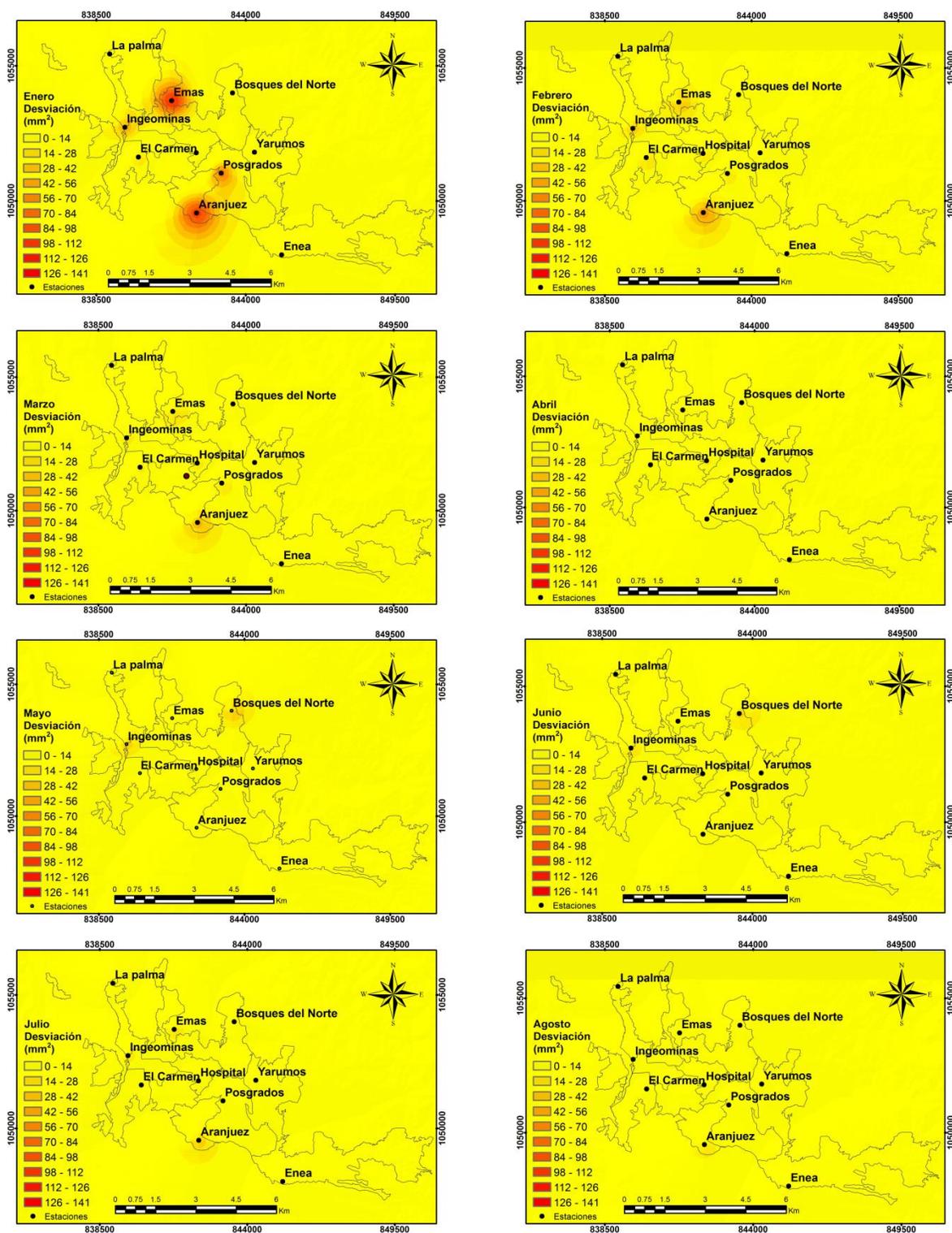


6.3.4. Desviación de los métodos respecto de su media

En la Figura 6-20 se muestra la desviación de los datos obtenidos con el método estándar FAO Penman Monteith, respecto de su media espacial. También se presentan en la Figura 6-21 y Figura 6-22 los mapas de desviación de Turc modificado y Priestley y Taylor respectivamente. Este análisis se realizó para determinar cuál de los dos mejores métodos representa más adecuadamente la distribución espacial obtenida por el método estándar.

Los mapas de Turc modificado son más similares a los del método estándar, reproduciendo de una mejor forma que Priestley y Taylor las desviaciones de los datos de FAO PM respecto de su media espacial.

Figura 6-19: Desviación de FAO PM respecto a su media.



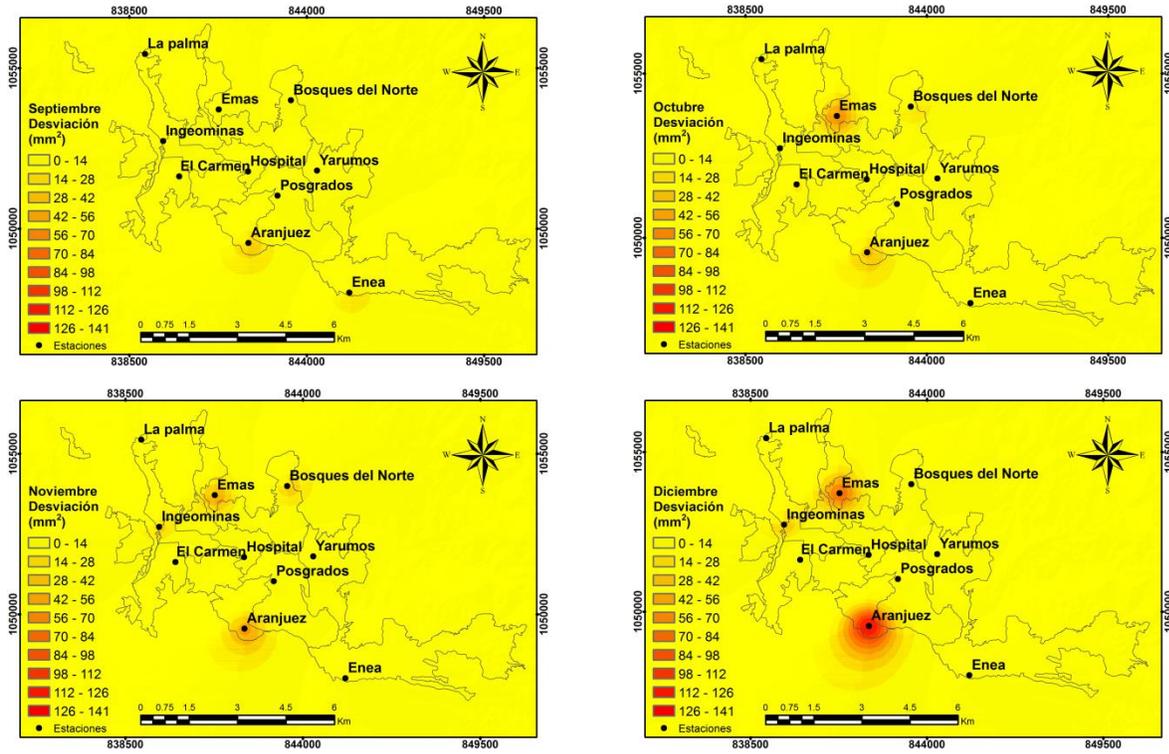
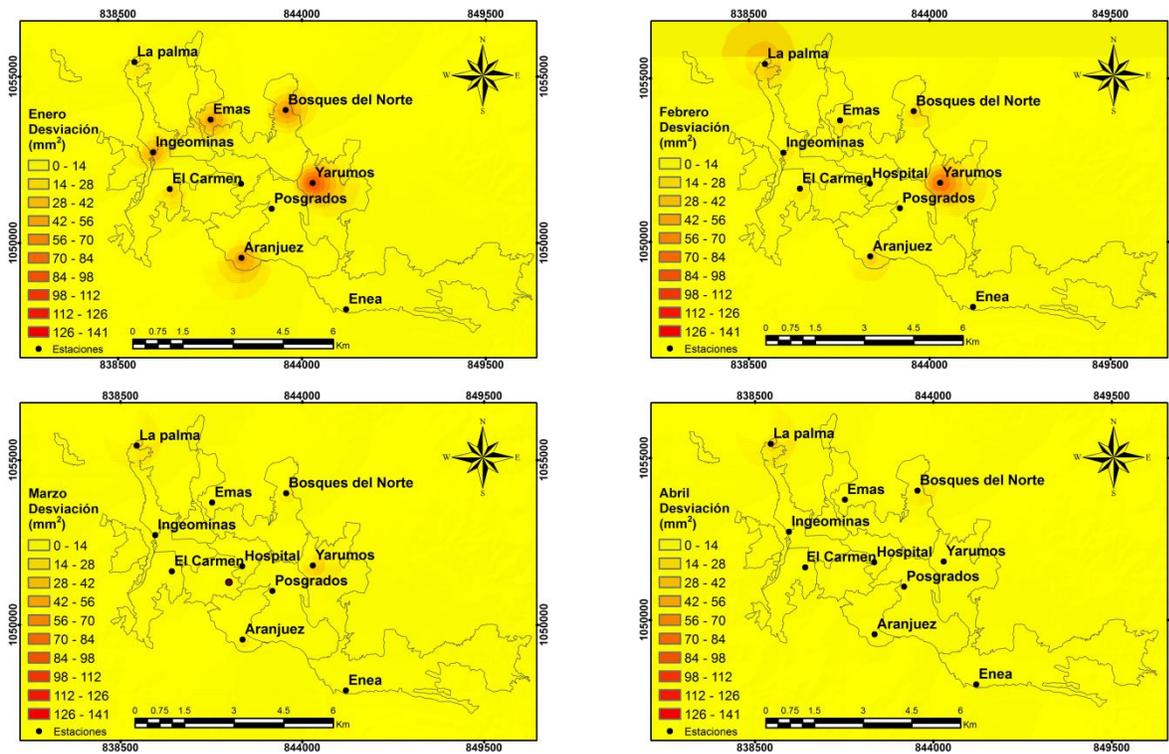


Figura 6-20: Desviación de Turc modificado respecto a su media espacial



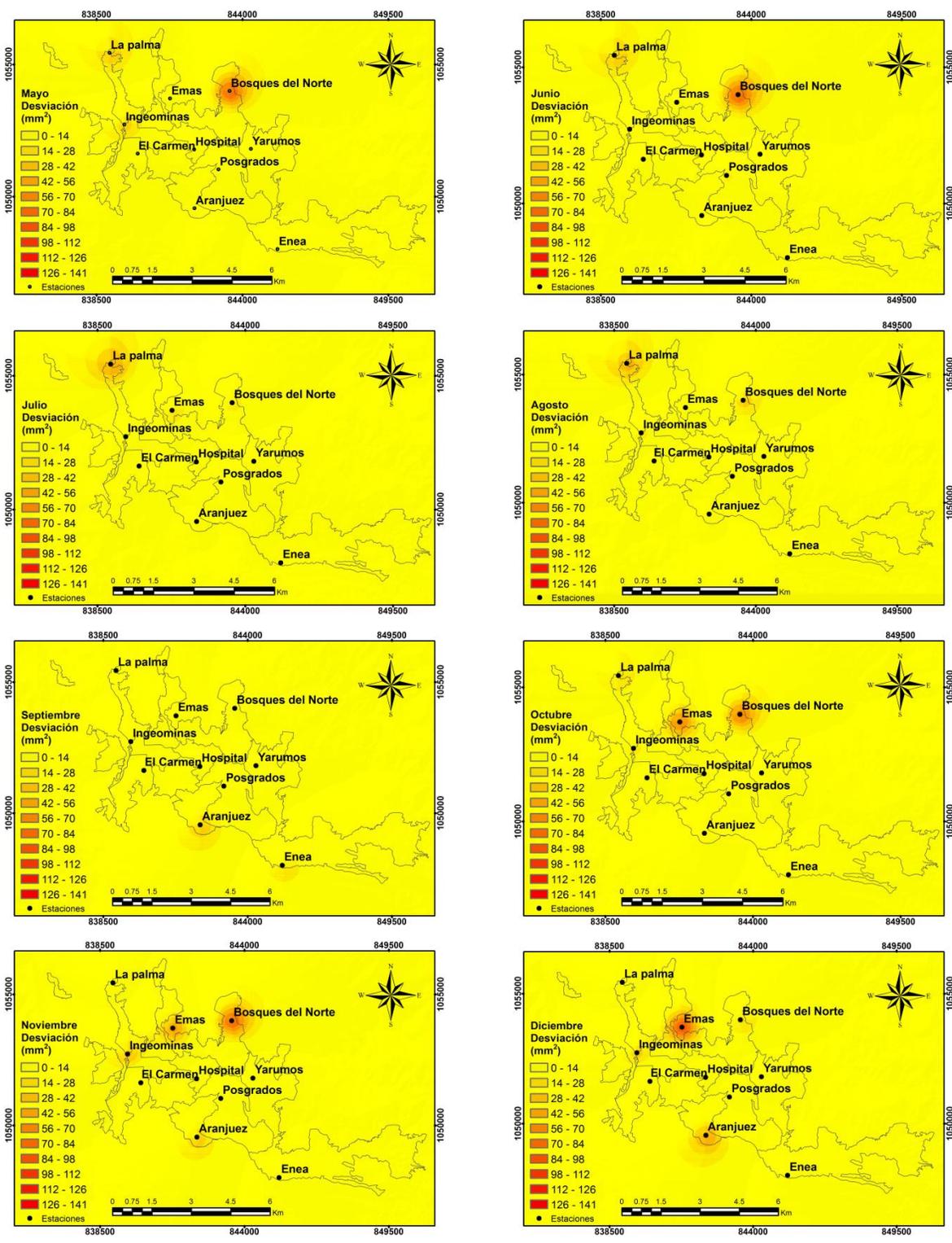
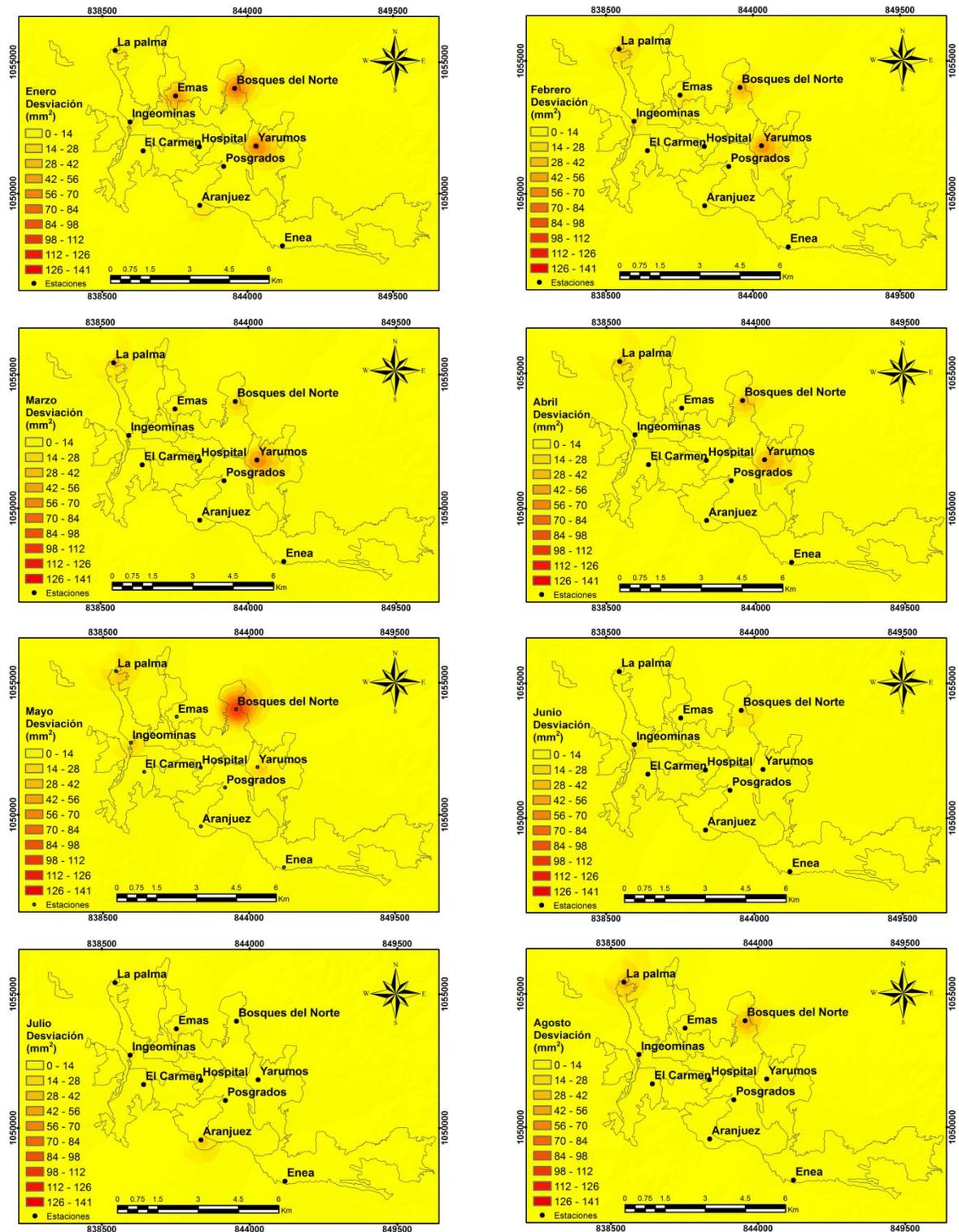
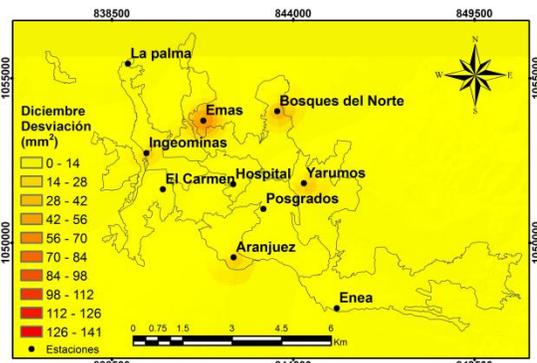
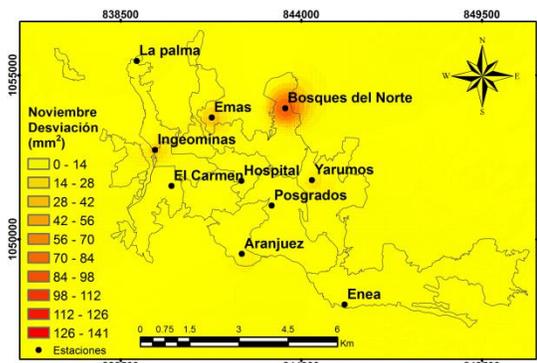
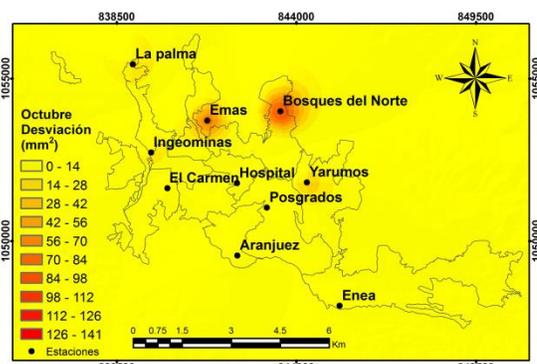
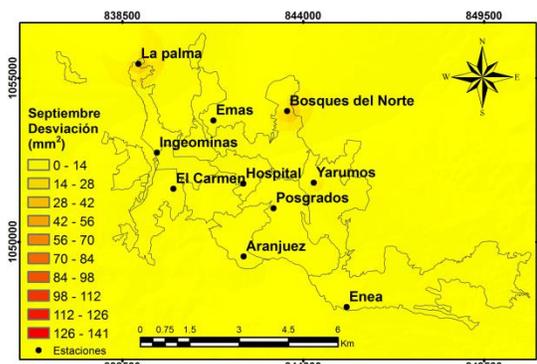


Figura 6-21: Desviación de Priestley y Taylor respecto a su media espacial.





7. Conclusiones y recomendaciones

7.1. Conclusiones

Los métodos de estimación estudiados tienen un comportamiento muy variable en la zona de estudio. García y López, García y López modificado, Thornthwaite y Makkink subestiman sistemáticamente la evapotranspiración potencial, mientras que las metodologías de Schendel y Hargreaves Samani la sobrestiman. El resto de métodos evaluados tienen una actuación que depende de la estación en la cual se calculen.

Las ecuaciones de Turc modificado y Priestley y Taylor fueron las que mejor representaron el comportamiento de la evapotranspiración potencial con respecto al método estándar FAO Penman-Monteith, García y López, García y López modificado y Thornthwaite fueron los métodos con mayores errores.

Las metodologías que involucran la radiación solar son las que menos errores presentan respecto del método estándar, esto en concordancia con Priestley & Taylor (1972), quienes argumentan que el componente de radiación es responsable de aproximadamente 2/3 de la evapotranspiración potencial. Los métodos basados sólo en la temperatura fueron los que peor representaron el comportamiento del método estándar, lo cual indica que las ecuaciones con esta característica no son adecuadas para ser aplicadas en la zona de estudio.

Los valores máximos de evapotranspiración potencial se encuentran en la franja de la zona centro de Manizales tanto hacia el norte como hacia el sur en las estaciones de Aranjuez, Bosques del Norte, Posgrados y Carmen; por el contrario, la menor evapotranspiración potencial se presenta en la zona noroeste de la ciudad en las estaciones Ingeominas y EMAS y en la zona sureste en la estación Enea.

Priestley y Taylor presentó un ajuste levemente mejor que Turc modificado en las estaciones de Aranjuez, Carmen, Posgrados y Yarumos. Estas estaciones tienen como particularidad que las tres primeras son las que presentan una radiación solar más alta que el resto, con lo cual se puede determinar que Priestley y Taylor funciona mejor que Turc modificado en zonas con esta característica.

Los mayores errores del método de Turc modificado respecto del método estándar se muestran en la franja que corresponde a las zonas de mayor ETP, mientras que los de Priestley y Taylor se presentan en zona norte comprendida por las estaciones Palma, Bosques y Yarumos.

Existe una relación directa entre la ETP y el ENSO y el comportamiento de esta variable coincide con las fluctuaciones del ONI, cuando se registran los periodos Niño y Niña, manifestándose directamente con un rezago entre ambos valores en estos periodos.

La ecuación de Cenicafé que es muy usada en esta zona (pues su formulación se realizó para las cuencas de los ríos Cauca y Magdalena) fue el cuarto mejor método después de Turc modificado, Priestley y Taylor y Makkink en estimar valores cercanos a la media de FAO Penman Monteith, teniendo en cuenta que esta metodología sólo requiere la altura de la estación. Su uso puede brindar un buen estimativo de la ETP cuando no se tengan datos climáticos para utilizar los otros métodos.

7.2. Recomendaciones

Se recomienda el uso del método de Turc modificado como una alternativa al método estándar cuando no se cuente con los datos climatológicos necesarios para estimar la evapotranspiración potencial a partir de este, tanto en la zona de estudio como en el resto del departamento, haciendo la salvedad de que su aplicación debe efectuarse en zonas que tengan condiciones climáticas similares a esta.

Es importante destacar que el método del balance energético no pudo ser aplicado en este estudio porque requiere datos que no son medidos en la red de monitoreo para la ciudad de Manizales, como es el caso de la temperatura a 10 m y la radiación incidente y reflejada. Por lo tanto se recomienda instrumentar algunas estaciones con estas variables para proceder a calcular la evapotranspiración por el método del Balance energético y compararlo con los resultados de este estudio.

La red de monitoreo año tras año mejora en su cobertura, por lo que se espera que en unos cuantos años se disponga de una distribución espacial mayor, que incluso puede llegar a cubrir a todo el departamento de Caldas; por este motivo es interesante, que en

un futuro sea posible re-evaluar esta metodología comparativa de métodos de estimación de la evapotranspiración a la luz de más datos.

8. Bibliografía

- Abtew, W. (1996). Evapotranspiration measurements and modeling for three wetland systems in south florida. *WATER RESOURCES BULLETIN*, 32(3), 465–473.
- Albrecht, F. (1950). Die Methoden zur Bestimmung der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. *Archiv Für Meteorologie, Geophysik Und Bioklimatologie, Serie B*, 2(1), 1–38.
- Alexandris, S., Stricevic, R., & Petkovic, S. (2008). Comparative analysis of reference evapotranspiration from the surface of rainfed grass in central Serbia , calculated by six empirical methods against the Penman-Monteith formula, 17–28.
- Ali, H., & Shui, L. T. (2009). Potential Evapotranspiration Model for Muda Irrigation Project , Malaysia, 57–69. <http://doi.org/10.1007/s11269-008-9264-6>
- Aliyu, M. M., Umaru, A. B., Abdullahi, A. S., Engineering, E. R., State, B., Maiduguri, R. P., & Programme, B. E. (2012). Comparison of Four Empirical Models for Estimating Crop Evapotranspiration in Agricultural and Bioresource Engineering Programme , Abubakar Tafawa Balewa University , Bauchi , 6(7), 26–32.
- Allen, R. G. (1986). A Penman for All Seasons, 9437(May). [http://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1986\)112](http://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1986)112)
- Allen, R. G. (2000). Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study, 229, 27–41.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (2006). *Evapotranspiración del cultivo Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Estudio FAO Riego y Drenaje*. <http://doi.org/M-56>
- Allen, R. G., Pruitt, W. O., Wright, J. L., Howell, T. A., Ventura, F., Snyder, R., ... Elliott, R. (2006). A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ETo by the FAO56 Penman-Monteith method. *Agricultural Water Management*, 81(1-2), 1–22. <http://doi.org/10.1016/j.agwat.2005.03.007>
- Alvaro Jaramillo. (1977). comparación evaporación tanque y ecuaciones empíricas.pdf.
- Amatya et al. (1995). comp metodos carolina del norte.pdf.
- Arango, C., Dorado, J., Guzmán, D., & Ruíz, J, F. (n.d.). VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LA PRECIPITACIÓN EN COLOMBIA ASOCIADA AL CICLO EL NIÑO, LA NIÑA – OSCILACION DEL SUR (ENSO).

- Aschonitis, V. G., Antonopoulos, V. Z., & Papamichail, D. M. (2012). Evaluation of pan coefficient equations in a semi-arid Mediterranean environment using the ASCE-standardized Penman-Monteith method, *3*(1), 58–65.
- Barco et al. (2000). EVAPOTRANSPIRACIÓN EN COLOMBIA.pdf.
- Bash, E. (2015). *No Title No Title. PhD Proposal* (Vol. 1).
<http://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Berti, A., Tardivo, G., Chiaudani, A., Rech, F., & Borin, M. (2014). Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in. *Agricultural Water Management*, *140*, 20–25. <http://doi.org/10.1016/j.agwat.2014.03.015>
- Blaney, H., & Criddle, W. (1950). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. Soil conservation service technical paper 96, Soil conservation service. US Department of Agriculture, Washington.
- Bochetti, M. J. (2010). *Análisis comparativo de la evapotranspiración Obtenida mediante distintas ecuaciones empíricas Aplicadas a la zona agrícola de Chillan*.
- Brixner. (2010). Diferentes Métodos E Sua Aplicação No Índice Determination of the Evapotranspiration By Different, 780–793.
- Budyko, M. . (1974). Climate and life. *Academic Press, N.Y., 508 Pp.,.*
- Campos Aranda, D. . (1998). Procesos del ciclo hidrológico.
- Chai, T., & Draxler, R. R. (2014). Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? – Arguments against avoiding RMSE in the literature, (2005), 1247–1250.
<http://doi.org/10.5194/gmd-7-1247-2014>
- Chen, D., Gao, G., Xu, C. Y., Guo, J., & Ren, G. (2005). Comparison of the Thornthwaite method and pan data with the standard Penman-Monteith estimates of reference evapotranspiration in China. *Climate Research*, *28*(2), 123–132.
<http://doi.org/10.3354/cr028123>
- Chiew, F. H. S., Kamaladasa, N. N., Malano, H. M., & McMahon, T. A. (1995). Penman-Monteih, FAO-24 refernce crop evapotranspiration and clas-A pan data in Australia. *Agricultural Water Management*, *28*(95), 9–21.
- Chow, V. (1988). *Applied hydrology*.
- Christiansen, J. . (1968). Pan evaporation and evapotranspiration from climatic data. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, *94*(2), 243–266.
- Colunge, J., & Legarda, L. (1986). Evaluación de varios métodos para calcular la evaporación en algunas regiones de Colombia. *Ciencias Agrícolas*, *9*, 92–115.
- Cortés, A. C. (2010). *Análisis de la variabilidad espacial y temporal de la precipitación en*

- una ciudad de media montaña andina. Caso de estudio: Manizales.*
- Cuenca, R. H., & Weiss, A. (1983). *TECHNIQUES FOR ESTIMATING IRRIGATION WATER REQUIREMENTS. Advances in Irrigation* (Vol. 2). ACADEMIC PRESS, INC.
<http://doi.org/10.1016/B978-0-12-024302-0.50016-3>
- Djaman, K., Balde, A. B., Sow, A., Muller, B., Irmak, S., N'Diaye, M. K., ... Saito, K. (2015). Evaluation of sixteen reference evapotranspiration methods under sahelian conditions in the Senegal River Valley. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 3, 139–159. <http://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.02.002>
- Donohue, R. J., McVicar, T. R., & Roderick, M. L. (2010). Assessing the ability of potential evaporation formulations to capture the dynamics in evaporative demand within a changing climate. *Journal of Hydrology*, 386(1-4), 186–197.
<http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.020>
- Doorenbos, J., & Pruitt, W. O. (1977). Guidelines for predicting crop water requirements. *Food and Agriculture Organization of the United Nations*, 154.
- Escobar, S. T. (2006). Aplicación de técnicas estadísticas en las series climatológicas mensuales totales de precipitación, evaporación y brillo solar, con el fin de corregir, complementar y verificar la calidad de la información. *Corporación Autónoma Regional Del Valle Del Cauca Cvc Dirección Técnica Ambiental*.
- Et., B. (2000). Estimación de la evaporación en Colombia . *Avances en Recursos Hidráulicos*, (August 2015).
- Faci Gonzalez, J. M., & Martinez Cob, A. (1991). Calculo Evapotranspiración de Referencia en Aragón. *Servicio de Investigación Agraria, Diputación General de Aragón*.
- Fernandes, D. M. (2012). Evaluation of empirical methods to estimate reference evapotranspiration in uberaba, state of minas gerais, brazil giovani I. de melo 1 , andré I. t. fernandes 2, 875–888.
- Fisher, D. K., & Iij, H. C. P. (2013). Evaluation of alternative methods for estimating reference evapotranspiration, 4(8), 51–60.
- Frances et al. (2007). Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models, 226–240.
<http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.06.032>
- Fries, A., Rollenbeck, R., Nauß, T., Peters, T., & Bendix, J. (2012). Agricultural and Forest Meteorology Near surface air humidity in a megadiverse Andean mountain ecosystem of southern Ecuador and its regionalization. *Agricultural and Forest Meteorology*, 152, 17–30. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2011.08.004>

- Gallardo, M. &. (1993). AeGCA A ~ RONOMleA, 51–60.
- Gao, X., Peng, S., Xu, J., Yang, S., & Wang, W. (2015). Proper methods and its calibration for estimating reference evapotranspiration using limited climatic data in Southwestern China. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 61(3).
- García, J., & López, J. (1970). Fórmula para el cálculo de la evapotranspiración potencial adaptada al trópico. *Agronomía Tropical (Venezuela)* 20(5):335-345.
- Gavilán, P., & Castillo, F. (2009). Estimating reference evapotranspiration with atmometers in a semiarid environment, 96, 465–472.
<http://doi.org/10.1016/j.agwat.2008.09.011>
- Giridhar, M. V. S. ., & Viswanadh, G. . (2007). Comparison of Radiation Based Reference Evapotranspiration Equations with FAO-56 Penman Monteith Method. *International Journal of Computer Science and System Analysis*, 19–158.
- GIRS Center. (2010). Preparation of DEM raster data sets for use in the CAPRA model-Theory. Florida: Florida International University.
- Gong, L., Xu, C. yu, Chen, D., Halldin, S., & Chen, Y. D. (2006). Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *Journal of Hydrology*, 329(3-4), 620–629.
<http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.027>
- González, Á., Villazón, M., & Willems, P. (2009). Reference evapotranspiration with limited climatic data in the bolivian amazon.
- González, F. A. (2014). *hidroclimatología del departamento de Caldas*.
- González-cervantes, E. C. G., & Chávez-simental, J. A. (2013). Uso de estaciones climatológicas automáticas y modelos matemáticos para determinar la evapotranspiración, IV, 115–126.
- Goyal, M. R., & Ramirez, V. H. (2005). Elementos de Agroclimatología, 308.
- Guevara, J. (2006). La fórmula de Penman-Monteith FAO 1998 para determinar la evapotranspiración de referencia, ETo.
- Guijarro, J. (1980). mis- ma por correlaciones con parhetros termométricos, con 10 que se puede aplicar a gran número de estaciones climatológicas. Las fórmulas a que llega son, para la evaporación desde una superficie libre de agua:, 0–7.
- Gupta, H. ., Sorooshian, S., & Yapo, P. (1999). Status of Automatic Calibration for Hydrologic Models: Comparison with Multilevel Expert Calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2), 135–143. [http://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1999\)4:2\(135\)](http://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1999)4:2(135))

- Guzmán, O., & Baldión, J. V. (2003). El clima en la sede principal del centro nacional de investigaciones de café, chinchiná, caldas, *54*(2), 110–133.
- Hamon, W. R. (1961). Estimating potential evaporation, in: Division, J.o.H. (Ed.), *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 107–120.
- Hargreaves and Samani. (1985). Reference Crop Evapotranspiration From Temperature, (March). <http://doi.org/10.13031/2013.26773>
- Holdridge, L. . (1978). Life Zone Ecology. *Tropical Science Center, San José de Costa Rica*.
- Howell, T. A., Bucks, D. A., Goldhamer, D. A., & Lima, J. M. (1983). *IRRIGATION SCHEDULING. Trickle Irrigation for Crop Production: Design, Operation and Management* (Vol. 9). Elsevier Science Publishers B.V. <http://doi.org/10.1016/B978-0-444-42615-4.50015-1>
- IDEAM. (2005a). Atlas Climatológico de Colombia. *Bogotá: Ministerio de Ambiente, Vivienda Y Desarrollo Territorial. Instituto de Hidrología, Meteorología Y de Estudios Ambientales- IDEAM*.
- IDEAM. (2005b). *Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. Atlas de radiación solar en Colombia*. Bogotá.
- Jaramillo, A. (2006). Evapotranspiración de referencia en la región andina de Colombia, *57*(4), 288–298.
- Jaramillo, Á. (2005a). *Clima andino y café en Colombia*.
- Jaramillo, Á. (2005b). *Clima andino y café en Colombia*.
- Jensen, M. E., & Haise, H. R. (1963). Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Irrigation and Drainage Division. ASCE, 89:15-41*.
- Kaboosi, K. (2012). The Investigation of Error of Pan Evaporation Data , Estimation of Pan Evaporation Coefficient by Pan Data and Its Comparison with Empirical Equations, (1992).
- Kashyap, P. S., & Panda, R. K. (2001). Evaluation of evapotranspiration estimation methods and development of crop-coefficients for potato crop in a sub-humid region. *Agricultural Water Management, 50*(1), 9–25. [http://doi.org/10.1016/S0378-3774\(01\)00102-0](http://doi.org/10.1016/S0378-3774(01)00102-0)
- Kite, G. W., & Droogers, P. (2000). Comparing evapotranspiration estimates from satellites , hydrological models and field data, *229*, 3–18.
- Kustas, W. P., & Norman, J. M. (1996). Use of remote sensing for evapotranspiration

- monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 41(4), 495–516. <http://doi.org/10.1080/02626669609491522>
- Ladlani, I., Houichi, L., & Djemili, L. (2012). Modeling daily reference evapotranspiration (ET₀) in the north of Algeria using generalized regression neural networks (GRNN) and radial basis function neural networks (RBFNN): a comparative study, 163–178. <http://doi.org/10.1007/s00703-012-0205-9>
- Lage, M., Bamouh, A., Karrou, M., Mourid, M. El, Lage, M., Bamouh, A., ... Mourid, M. El. (2003). Estimation of rice evapotranspiration using a microlysimeter technique and comparison with FAO Penman-Monteith and Pan evaporation methods under Moroccan conditions.
- Landeras, G., Ortiz-barredo, A., & Lo, J. J. (2008). Comparison of artificial neural network models and empirical and semi-empirical equations for daily reference evapotranspiration estimation in the Basque Country (Northern Spain), 95, 553–565. <http://doi.org/10.1016/j.agwat.2007.12.011>
- Linacre, E. T. (1977). A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, 18, 409–424.
- Lovelli, S., Pizza, S., Caponio, T., Rivelli, A. R., & Perniola, M. (2005). Lysimetric determination of muskmelon crop coefficients cultivated under plastic mulches, 72, 147–159. <http://doi.org/10.1016/j.agwat.2004.09.009>
- Lu, J., Sun, G., McNulty, S., & Amatya, D. (2005). A comparison of six potential evapotranspiration methods for regional use in the southeastern United States. *Journal of the American Water Resources Association*.
- Luque, J. (1981). *hidrología agrícola aplicada*.
- Marín, V. (2010). *Evaluación de la relación entre la evapotranspiración potencial teórica y la evaporación registrada en los departamentos de Cundinamarca y Valle del cauca*. PONTIFICIA UNIVERSIDAD JAVERIANA.
- Martinez, C., & Thepadia, M. (2010). Estimating Reference Evapotranspiration with Minimum Data in Florida. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 136(7), 494–5011. [http://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0000214](http://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000214)
- Martínez, M. S., & Bart, L. C. (2011). Comparación de ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración de referencia en la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins, Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 186(50), 171–186.
- Matin, M. A., & Bourque, C. P. (2013). Assessing spatiotemporal variation in actual evapotranspiration for semi-arid watersheds in northwest China: Evaluation of two complementary-based methods. *Journal of Hydrology*, 486, 455–465. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.02.014>

- McGuinness, J. L., & Bordne, E. F. (1972). A comparison of lysimeter-derived potential evapotranspiration with computed values. Technical Bulletin 1452. *Agricultural Research Service, US Department of Agriculture, Washington, DC.*
- Medina, R. D. (2008). *Estimación estadística de datos valores faltantes en series históricas de lluvia.*
- Mejía, F., Londoño, J. P., & Pachón, J. A. (2006). RED DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS PARA PREVENCIÓN DE DESASTRES EN MANIZALES – CALDAS (COLOMBIA). *Taller Internacional Sobre Gestión Del Riesgo a Nivel Local El Caso de Manizales, Colombia a La Administración Pública Y El Rol de La Universidad Manizales: Una Ciudad Laboratorio.*
- Michel, C., Perrin, C., Oudin, L., & Andre, V. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall – runoff model ? Part 2 — Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall – runoff modelling, *303*, 290–306. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026>
- Milly, P. C. . (1994). Climate, soil water storage, and the average annual water balance. *Water Resources Research*, *30*(7), 2143–2156.
- Monsalve, G. (1999). *Hidrología en la ingeniería.*
- Montealegre, J. E. (2009). ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LA PRECIPITACIÓN EN COLOMBIA ASOCIADA A PROCESOS OCEANICOS Y ATMOSFÉRICOS DE MESO Y GRAN ESCALA.
- Monteith, J. L. (1965). Evaporation and environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology.*
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Liew, M. W. Van, Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations, *50*(3), 885–900.
- Nash, J. ., & Sutcliffe, J. . (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, *10*(3), 282–290.
- Nolz, R., Cepuder, P., & Eitzinger, J. (2016). Comparison of lysimeter based and calculated ASCE reference evapotranspiration in a subhumid climate, 315–324. <http://doi.org/10.1007/s00704-015-1417-y>
- NOOA. (2016). El Niño & La Niña (El Niño-Southern Oscillation) <https://www.climate.gov/enso>.
- Obando, D., Miguel, N., & Herrera, R. (2014). SueMulador : Herramienta para la Simulación de Datos Faltantes en Series Climáticas Diarias de Zonas Ecuatoriales,

67(2), 7365–7373.

- Ocampo, O. (2012). *Análisis de Vulnerabilidad de la cuenca del río Chinchiná para condiciones estacionarias y de cambio climático*.
- Ocampo, O., Vélez, J., & Londoño, A. (2014). *Análisis de vulnerabilidad hídrica de la cuenca del río Chinchiná*.
- Pandey, P. K., Dabral, P. P., & Pandey, V. (2016). International Soil and Water Conservation Research Evaluation of reference evapotranspiration methods for the northeastern region of India. *International Soil and Water Conservation Research*, 4(1), 56–67. <http://doi.org/10.1016/j.iswcr.2016.02.003>
- Penman, H. L. (1948). Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical*, 193, 120–145. <http://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Peña, R. V., Chávez, L. T., Nolasco, A. Q., & Pichardo, C. (2001). Comparison of Some Micrometeorological Methods to Estimate Evapotranspiration. *Terra*, 19, 281–291.
- Pereira, A. R. (2004). The Priestley – Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference evapotranspiration, 125, 305–313. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.04.002>
- Peterson, T. C. (2003). Assessment of Urban Versus Rural In Situ Surface Temperatures in the Contiguous United States : No Difference Found, 2941–2959.
- Poveda et al. (2005). Linking Long-term Water Balances and Statistical Scaling to Estimate River Flows along the Drainage Network of Colombia.
- Poveda, G., & Mesa, O. J. (1993). Las fases extremas del fenómeno ENSO (El Niño y La Niña) y su influencia sobre la hidrología de Colombia.
- Priestley, C. . H. B., & Taylor, R. . . (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters, (February), 81–92.
- Raes, D., & Jacobsen, S. (2003). Evapotranspiration analysis and irrigation requirements of quinoa (*Chenopodium quinoa*) in the Bolivian highlands, 60, 119–134.
- Ramírez, V. H., Mejía, A., Marín, E. V., & Arango, R. (2011). Evaluation of models for estimating the reference evapotranspiration in Colombian Coffee Zone Evaluación de modelos para calcular la evapotranspiración de referencia en la zona cafetera de Colombia, 29(1), 107–114.
- Ravazzani, G., Corbari, C., Morella, S., Gianoli, P., & Mancini, M. (2012). Modified Hargreaves-Samani Equation for the Assessment of Reference Evapotranspiration in Alpine River Basins, 138(July), 592–599. [http://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0000453](http://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000453).

- Raziei, T., & Pereira, L. S. (2013). Spatial variability analysis of reference evapotranspiration in Iran utilizing fine resolution gridded datasets. *Agricultural Water Management*, 126, 104–118. <http://doi.org/10.1016/j.agwat.2013.05.003>
- Remenieras. (1974). *tratado de hidrología aplicada*. Barcelona.
- Ritchie, J. (1972). Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resour Res*, 1204–1213.
- Rodriguez, S., Arteaga, R., Sangerman, D., Cervantes, R., & Navarro, A. (2012). Evapotranspiración de referencia estimada con Fao-Penman-Monteith , Priestley-Taylor , Hargreaves y RNA, 3, 1535–1549.
- Romanenko, V. A. (1961). Computation of the autumn soil moisture using a universal relationship for a large area. Kiev: Proceedings Ukrainian Hydrometeorological Research Institute.
- Samani, Z. (2000). Estimating Solar Radiation and Evapotranspiration Using Minimum Climatological Data (Hargreaves-Samani equation) Abstract :, 1–13.
- Samaras, D. A., Reif, A., & Theodoropoulos, K. (2014). Evaluation of Radiation-Based Reference Evapotranspiration Models Under Different Mediterranean Climates in Central Greece. *Water Resources Management*, 28(1), 207–225. <http://doi.org/10.1007/s11269-013-0480-3>
- Sánchez Toribio, M. I. (1992). Métodos para el estudio de la evaporación y evapotranspiración. Retrieved from <http://www.geomorfologia.es/sites/default/files/Cuadernos técnicos de la SEG nº 3.pdf>
- Sánchez, M. I. (2001). Métodos de estimación de evapotranspiración utilizados en Chile.
- Schendel, U. (1967). Vegetations Wasserverbrauch und Wasserbedarf. Habilitation, Kiel, 137.
- Sentelhas, P. C., Gillespie, T. J., & Santos, E. A. (2010). Evaluation of FAO Penman – Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario , Canada. *Agricultural Water Management*, 97(5), 635–644. <http://doi.org/10.1016/j.agwat.2009.12.001>
- Sharma, M. L. (1985). *ESTIMATING EVAPOTRANSPIRATION. ADVANCES IN IRRIGATION* (Vol. 3). Academic Press, Inc. <http://doi.org/10.1016/B978-0-12-024303-7.50010-8>
- Sheikh, V., & Mohammadi, M. (2013). Evaluation of Reference Evapotranspiration Equations in Semi-arid Regions of Northeast of Iran. *International Journal of Agriculture and Crop Sciences*.

- Shrivastava, S. C. R. K. (2009). Performance Evaluation of Reference Evapotranspiration Estimation Using Climate Based Methods and Artificial Neural Networks, 825–837. <http://doi.org/10.1007/s11269-008-9301-5>
- Singh, J., Knapp, H. V., & Demissie, M. (2004). Hydrologic Modeling of the Iroquois River Watershed Using HSPF and SWAT.
- Smith, M., Allen, R., & Pereira, L. (1996). Revised FAO methodology for crop water requirements. *Evapotranspiration and Irrigation Scheduling*, 116–123.
- Stephen, J. C., & Stewart, E. H. (1963). A COMPARISON OF PROCEDURES FOR COMPUTING EVAPORATION AND EVAPOTRANSPIRATION. *Publication 62, International Association of Scientific Hydrology, International Union of Geodynamics and Geophysics, Berkeley, CA*, 123–133.
- Tabari, A. S. H., & Ghafouri, A. A. M. (2010). Evaluation of Class A Pan Coefficient Models for Estimation of Reference Crop Evapotranspiration in Cold Semi-Arid and Warm Arid Climates, 909–920. <http://doi.org/10.1007/s11269-009-9478-2>
- Tabari, H., & Grismer, M. E. (2011). conditions, (March). <http://doi.org/10.1007/s00271-011-0295-z>
- Taylor, P. and. (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters, (February), 81–92.
- Teixeira, J., Shahidian, S., & Rolim, J. (2008). Regional analysis and calibration for the South of Portugal of a simple evapotranspiration model for use in an autonomous landscape irrigation controller, 4(8), 676–686.
- Temesgen et al. (2005). Comparison of Some Reference Evapotranspiration Equations for California, (February), 73–85.
- Thom, A. S., & Oliver, H. R. (1977). On Penman's equation for estimating regional evaporation. *J. R. Met. SO*, 345–357.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An Approach Toward a Rational Classification of Climate. *Soil Science*, 66(1), 77. <http://doi.org/10.1097/00010694-194807000-00007>
- Trabert, W. (1896). Neue Beobachtungen über Verdampfungsgeschwindigkeiten. *Meteorol. Z.* 13, 261–263.
- Trajkovic, S. (2007). Hargreaves versus Penman-Monteith, (February), 38–43.
- Trajkovic, S. (2009). Comparison of radial basis function networks and empirical equations for converting from pan evaporation to reference evapotranspiration, 880(January), 874–880. <http://doi.org/10.1002/hyp>
- Trajkovic, S., & Kolakovic, S. (2009). Evaluation of Reference Evapotranspiration

- Equations Under Humid Conditions. *Water Resources Management*, 23, 3057–3067.
- Trezza, R. (2008). Estimación de evapotranspiración de referencia nivel mensual en Venezuela. ¿Cuál método utilizar?, 20(2), 89–95.
- Turc, L. (1961). "Estimation of Irrigation Water Requirements, Potential Evapotranspiration: A Simple. Climatic Formula Evolved Up to Date." *Ann. Agronomy* 12, 13–49.
- Valiantzas, J. D. (2015). Simplified limited data Penman ' s ET 0 formulas adapted for humid locations. *JOURNAL OF HYDROLOGY*, 524, 701–707.
<http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.021>
- Vargas, A. (1995). *Estadística descriptiva e inferencial*.
- Vélez et al. (2000a). *Balances hidrológicos en Colombia*.
- Vélez, J. I., Germán, P., & Mesa, O. J. (2000b). *Balances hidrológicos de Colombia*.
- Velez, P. y. (2008). Incertidumbre en la estimación de campos de evapotranspiración para Colombia, (February).
- Ventura, F. (1999). An Evaluation of Common Evapotranspiration Equations, (April).
<http://doi.org/10.1007/s002710050058>
- Vicente-serrano, S. M., Azorin-molina, C., Sanchez-lorenzo, A., Revuelto, J., López-moreno, J. I., González-hidalgo, J. C., ... Espejo, F. (2014). Reference evapotranspiration variability and trends in Spain , 1961 – 2011. *Global and Planetary Change*, 121, 26–40. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.06.005>
- Vilar, J. F. (2005). *Control estadístico de los procesos (SPC)*. (F. Editorial, Ed.).
- Wang, Y. L., Wang, X., Zheng, Q. Y., Li, C. H., & Guo, X. J. (2012). A Comparative Study on Hourly Real Evapotranspiration and Potential Evapotranspiration during Different Vegetation Growth Stages in the Zoige Wetland, 8(2011).
<http://doi.org/10.1016/j.proenv.2012.01.150>
- Webster, A. L. (2000). *Estadística aplicada a los negocios y la economía*. (McGraw-Hill, Ed.).
- Westerhoff, R. S. (2015). Remote Sensing of Environment Using uncertainty of Penman and Penman – Monteith methods in combined satellite and ground-based evapotranspiration estimates. *Remote Sensing of Environment*, 169, 102–112.
<http://doi.org/10.1016/j.rse.2015.07.021>
- Willmott, C. ., Ackleson, S. ., & Davis, R. E. (1985). Statistics for the Evaluation and

- Comparison of Models, *90*(5), 8995–9005.
- WMO. (1966). Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration. Technical Note No. 83, Geneva (W.M.O.).
- Xu, C. Y., & Singh, V. P. (1998). Dependence of Evaporation on Meteorological Variables at Tifferent Time-Scales and Intercomparison of Estimation Methods. *Hydrological Processes*, *12*(3), 429–442. [http://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19980315\)12:3<429::AID-HYP581>3.0.CO;2-A](http://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19980315)12:3<429::AID-HYP581>3.0.CO;2-A)
- Xu, C. Y., & Singh, V. P. (2002). Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. *Water Resources Management*, *16*(3), 197–219. <http://doi.org/10.1023/A:1020282515975>
- Yang, F., & Zhou, G. (2011). Characteristics and modeling of evapotranspiration over a temperate desert steppe in Inner Mongolia , China. *Journal of Hydrology*, *396*(1-2), 139–147. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.11.001>
- Yang, Y. (2015). *Evapotranspiration Over Heterogeneous Vegetated Surfaces*. <http://doi.org/10.1007/978-3-662-46173-0>
- Yoder, R. E., Odhiambo, L. O., & Wright, W. C. (2005). EVALUATION OF METHODS FOR ESTIMATING DAILY REFERENCE CROP EVAPOTRANSPIRATION AT A SITE IN THE HUMID SOUTHEAST UNITED STATES, *21*(1994), 197–202.
- Zambrano, E. (1986). El fenómeno de El Niño y la oscilación sur (ENSO).pdf.
- Zhao, J., Xu, Z., Zuo, D., & Wang, X. (2015). Temporal variations of reference evapotranspiration and its sensitivity to meteorological factors in Heihe River Basin, China. *Water Science and Engineering*, *8*(1), 1–8. <http://doi.org/10.1016/j.wse.2015.01.004>