UNIVERSIDAD REGIONAL AMAZÓNICA IKIAM

FACULTAD DE TIERRA Y AGUA

CARRERA HIDROLOGÍA

ESTIMACIÓN DE LA VARIABILIDAD EN LA TASA DE EVAPORACIÓN EN DISTINTAS DENSIDADES DE DOSEL EN EL BOSQUE PIEMONTANO DE LA AMAZONÍA ECUATORIANA

Proyecto de investigación previo a la obtención del Título de:

INGENIERO EN CIENCIAS DEL AGUA

AUTOR: JOSELINE MARIELA LANDY HURTADO

TUTOR: GABRIEL VICENTE GAONA GAONA

COTUTOR: Ing. WILSON DANIEL BASTIDAS, MSc.

Tena – Ecuador

2026

Carrera de Hidrología

Declaración de derecho de autor, autenticidad y responsabilidad

Tena, 1 de septiembre de 2026

De mi consideración:

Yo, Joseline Mariela Landy Hurtado con documento de identidad 0106304751, declaro que los resultados obtenidos en la investigación que presento en este documento final, previo a la obtención del título Ingeniero/a en Ciencias del Agua son absolutamente inéditos, originales, auténticos y personales.

En virtud de lo cual, el contenido, criterios, opiniones, resultados, análisis, interpretaciones, conclusiones, recomendaciones y todos los demás aspectos vertidos en el presente documento, son de mi autoría y de mi absoluta responsabilidad.

Por la favorable atención a la presente, suscribo de usted,

Atentamente,

Validar únicamente en FirmaEC.
Firmado electrónicamente por:
JOSELINE MARIELA
LANDY HURTADO

Joseline Mariela Landy Hurtado

CI: 0106304751

Carrera de Hidrología

Autorización de publicación en el repositorio institucional

Tena, 1 de septiembre de 2026

Yo, Joseline Mariela Landy Hurtado con documento de identidad 0106304751en calidad de autor/a y titular de los derechos morales y patrimoniales del trabajo de ““Estimación de la Variabilidad en la Tasa de Evaporación en Distintas Densidades de Dosel en el Bosque Piemontano de la Amazonía Ecuatoriana””, de conformidad con el Art. 114 del CÓDIGO ORGÁNICO DE LA ECONOMÍA SOCIAL DE LOS CONOCIMIENTOS, CREATIVIDAD E INNOVACIÓN, reconozco a favor de la Universidad Regional Amazónica Ikiam una licencia gratuita, intransferible y no exclusiva para el uso no comercial de la obra, con fines estrictamente académicos.

Así mismo autorizo a la Universidad Regional Amazónica Ikiam para que realice la publicación de este trabajo de titulación en el Repositorio Institucional de conformidad a lo dispuesto en el Art. 144 de la Ley Orgánica de Educación Superior.

Atentamente,

Validar únicamente en FirmaEC.
Firmado electrónicamente por:
JOSELINE MARIELA
LANDY HURTADO

Joseline Mariela Landy Hurtado

CI: 0106304751

Carrera de Hidrología

Certificado de dirección de trabajo de titulación

Tena, 1 de septiembre de 2026

Certifico que el trabajo de titulación: *"Estimación de la Variabilidad en la Tasa de Evaporación en Distintas Densidades de Dosel en el Bosque Piemontano de la Amazonía Ecuatoriana"*, aprobado bajo el mecanismo de titulación de: Tesis, fue realizado por Joseline Mariela Landy Hurtado bajo nuestra codirección.

El mismo ha sido revisado en su totalidad y analizado por la herramienta de verificación de similitud de contenido; por lo tanto, cumple con los requisitos teóricos, científicos, técnicos, metodológicos y legales establecidos por la Universidad Regional Amazónica Ikiam, para su entrega y defensa.

Tutor Validar únicamente en FirmaEC. Firmado electrónicamente por: GABRIEL VICENTE GAONA GAONA

Gabriel Vicente Gaona Gaona

Cotutor Validar únicamente en FirmaEC. Firmado electrónicamente por: WILSON DANIEL BASTIDAS BARRAGAN

Ing. Wilson Daniel Basantes MSc.

AGRADECIMIENTO

Con profunda gratitud quiero dar las gracias a mis padres, mis hermanos y a mi hija, quienes, con su amor incondicional, confianza y sacrificio me enseñaron con su ejemplo el valor del esfuerzo, la responsabilidad y la perseverancia.

Extiendo mi estima y gratitud a mi tutor Gabriel Gaona, quien me supo guiar durante este proceso.

Reconozco con aprecio al Laboratorio de Servicios Hidrometeorológicos por abrir sus puertas y permitirme realizar el prototipo de medición para mi trabajo de tesis.

A quienes conforman el Proyecto Integrador de Gestión Integrada de Recursos Hídricos y Acuáticos, gracias por permitirme aportar a la ciencia.

A cada uno de ustedes, gracias por su invaluable contribución en este viaje académico.

DEDICATORIA

Dedico este logro a mis padres quienes con esfuerzo y amor me apoyan en cada paso que doy.

A mis hermanos, quienes con su ejemplo de superación me enseñaron a no rendirme ante las adversidades

A mi hija, la motivación más grande para seguir adelante. Gracias por darle sentido a mi vida, por ser mi fuerza en todo momento y por recordarme que cada esfuerzo vale la pena cuando se lucha por un futuro mejor.

A mi amiga, quien a pesar de estar lejos siempre estuvo presente con sus mensajes de aliento y amor.

Cada página de este trabajo refleja la fuerza que descubrí en mí para seguir adelante, por ello este trabajo también va dedicado a mí misma.

¡Con todo mi amor y gratitud, este trabajo es para ustedes!

TABLA DE CONTENIDO

Portada

DECLARACIÓN DE DERECHO DE AUTOR, AUTENTICIDAD Y RESPONSABILIDAD…… i

AUTORIZACIÓN DE PUBLICACIÓN EN EL REPOSITORIO INSTITUCIONAL…… ii

CERTIFICADO DE DIRECCIÓN DE TRABAJO DE TITULACIÓN…….. iii

AGRADECIMIENTO…….. iv

DEDICATORIA…… v

TABLA DE CONTENIDO…… vi

RESUMEN…….. xi

ABSTRACT…….. xii

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN…….. 1

1.1. Antecedentes…….. 1

1.2. Planteamiento del problema a Investigar…… 3

1.3. Justificación de la Investigación…….. 5

1.4. Preguntas de Investigación…… 6

1.4 Objetivos de la investigación…… 6

1.5. Hipótesis…….. 7

CAPÍTULO II: METODOLOGÍA…… 8

2.1. Definición del área de estudio…… 8

2.2. Caracterización de la densidad de dosel…….. 9

2.2.1. Preprocesamiento y normalización de la nube de Puntos…….. 10

2.2.2. Índice de Complejidad Estructural…….. 11

2.2.3. Componentes del índice de Complejidad Estructural…….. 11

2.2.4. Métricas estructurales LiDAR…….. 12

2.2.5. Análisis de los gradientes de la vegetación…….. 13

2.2.6. Gradiente de volumen y cierre del dosel (PC1)…….. 13

2.3. Levantamiento de información de campo para evaporación y evapotranspiración

…… 14
2.3.1. Implementación del sistema de registro para evaporación…… 15
2.3.2. Procedimiento de recolección de Datos…… 17
2.3.3. Tratamiento de datos y cálculo de la evaporación…… 18
2.3.4. Cálculo de la evapotranspiración de referencia…… 19
2.3.5. Determinación del coeficiente del tanque…… 20
2.3.6. Control de calidad de los registros de radiación…… 21
2.3.7. Tratamiento de datos y análisis estadístico…… 23
2.4. Análisis del efecto de variables microclimáticas en la evaporación…… 25
CAPÍTULO III: RESULTADOS…… 27
3.2. Tratamiento de análisis de datos…… 30
3.2.3. Gradiente de densidad en el levantamiento de datos…… 31
3.2.3.1. Estadísticos Básicos…… 31
3.2.3.2 Gradientes horarios de temperatura y radiación solar…… 33
3.2.3.3 Distribución de la densidad de Temperatura…… 34
3.2.3.4 Déficit de presión de vapor VPD…… 35
3.2.3.5 Cálculo de la Evaporación…… 35
3.2.3.6 Relación entre la Evapotranspiración y la evaporación…… 39
3.2.3.7. Prueba de Wilcoxon…… 41
3.2.3.8 Kruskal-Wallis…… 41
3.3. Análisis de Componentes Principales (ACP) para variables climáticas…… 42
CAPÍTULO IV: DISCUSIÓN…… 44
4.1. Caracterización de la densidad de dosel…… 44
4.2 Comportamiento de las condiciones ambientales…… 44
4.2.2 Gradientes de temperatura y radiación…… 46
4.2.3. Distribución estadística de las temperaturas…… 46
4.2.4 Déficit de vapor de presión y el dosel…… 47
4.2.5 Tasa de evaporación…… 48
4.2.6 Relación entre (ETo) (Eo)…… 50
4.2.7 Diferencias en la evaporación entre coberturas…… 50

4.3. Aporte de las condiciones ambientales a la evaporación (ACP)…… 51

CAPÍTULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES……. 53

Índice de Tablas

Tabla 1-2 Resumen de métricas estructurales de la vegetación para estimar a partir de nube de puntos LiDAR…… 12

Tabla 2-3 Importancia de componentes…… 28

Tabla.3-3 Estructura de las variables recolectadas por los sensores…… 30

Tabla 4-3 Resultados mínimos, máximos y promedios de los datos por cobertura…….. 32

Tabla 5-3 Valores medios de evaporación por cobertura…… 36

Tabla 6-3 Resumen comparativo del comportamiento de la evaporación según la cobertura forestal…….. 39

Tabla 7-3 Prueba de Wilcoxon…… 41

Tabla 8-4 Interpretación de los resultados de la Evaporación…….. 49

Índice de Figuras

Figura 1-2 Localización de los tres sitios de monitoreo en las tres distintas densidades de dosel…… 9

Figura 2-2 Representación gráfica de la red de hexágonos como unidades espaciales…… 10

Figura 3-2 Esquema de conexiones del sistema de monitoreo de parámetros ambientales para el cálculo de la evaporación y evapotranspiración…… 15

Figura 4-2 Adaptación de los sensores en los tanques…… 16

Figura 5-2 Sitios de ubicación de los sensores. Sitio 1: Bosque cubierto, alta densidad. Sitio 2:Bosque claro, densidad mediaSitio3Despejado…… 17

Figura 6-3 Resultados del cargue de registros para cada carpeta o sitio…….. 23

Figura 7-3 Registros limpios para cada sitio…….. 24

Figura 8-3 Registros depurados para cada sitio…….. 25

Figura 9-3 Métricas de estructura de la vegetación en el área de estudio…….. 27

Figura 10-3 Cargas de cada variable en el primer y segundo componente del análisis de componentes principales…….. 29

Figura 11-3 Mapas de los índices de cierre de dosel y complejidad vertical del dosel. En la parte inferior se muestran las clases de cada índice…….. 30

Figura 12-3 Efecto estadístico de la limpieza de los datos de Temperatura…….. 31

Figura 13-3 Gradientes de temperatura y radiación promedio por tipo de cobertura……. 33

Figura 14-3 Distribución de la densidad de Temperatura por sitio de estudio…….. 35

Figura 15-3 Déficit de presión de vapor por cobertura (horario) en los sitios de estudio.. 35

Figura.16-3 Evapotranspiración de referencia en el sitio despejado…….. 37

Figura 17-3 Evaporación diaria por Cobertura…….. 38

Figura 18-3 Correlación entre la Evapotranspiración y la evaporación real del Tanque….. 40

Figura.19-3 Resultado del Análisis de Componentes Principales (ACP)…… 42

Resumen

La presente investigación estimó la variabilidad de la tasa de evaporación en tres densidades de dosel (Bosque Cubierto, Bosque Claro y Área Despejada) en el bosque piemontano de la Amazonía ecuatoriana, Tena. El objetivo de esta investigación fue determinar cuantitativamente cómo la estructura del bosque regula el balance hídrico a escala local ante un cambio de uso de la tierra. Para ello se utilizó un sistema de monitoreo de bajo costo, compuesto por sensores de distancia ultrasónicos y estaciones meteorológicas para la medición de la radiación, de la temperatura y de la humedad relativa, y por tanques evaporímetros de cuerpo libre. Los resultados indican que el Bosque Despejado presenta unas tasas de evaporación promedio de 3.3 mm/día, mayor que la del Bosque Cubierto (2,2 mm/día). Según se deriva de los resultados del análisis multivariado, el dosel reduce en un 76.4 % la radiación incidente en el interior del bosque y, además, mantiene el VPD cercano a cero, actuando como un sello microclimático que controla la pérdida de agua. Así, se concluye que conservar la estructura del dosel independientemente de la densidad, es esencial para reducir la desecación del suelo y los servicios ecosistémicos hidrológicos en la región.

Palabras clave: Evaporación, radiación, temperatura, cobertura forestal, dosel, Amazonía, microclima, balance hídrico, sensores de bajo costo.

Abstract

This study estimated evaporation rate variability across three canopy densities (Closed Forest, Open Forest, and Cleared Area) in the foothill forest of the Ecuadorian Amazon (Tena). The objective was to quantitatively determine how forest structure regulates local water balance in the context of land-use change. A low-cost monitoring system was employed, comprising ultrasonic distance sensors, weather stations (to measure radiation, temperature, and relative humidity), and open-water evaporation pans. Results indicate that the Cleared Area exhibits an average evaporation rate of 3.3 mm/day higher than that of the Closed Forest (2.2 mm/day). Multivariate analysis reveals that the canopy reduces incident radiation within the forest by 76.4% and maintains the vapor pressure deficit (VPD) near zero, acting as a microclimatic seal that controls water loss. Thus, the study concludes that preserving canopy structure—regardless of density—is essential for mitigating soil desiccation and maintaining hydrological ecosystem services in the region.

Keywords**:** Evaporation, radiation, temperature, forest canopy, Amazon, microclimate, water balance, low-cost sensors.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

El ciclo hidrológico es uno de los modelos conceptuales que contribuye a la comprensión del almacenamiento y movimiento de agua entre las distintas capas de la tierra (Ordoñez, 2011). Dentro de esta transformación continua de agua se encuentra la transición de fase de agua líquida a vapor, conocida como evaporación (Huenante y Vega, 2018). En este proceso físico, la energía del calor de vaporización permite que la energía cinética de las moléculas sea mayor a la fuerza atractiva del agua líquida (Manzur y Cardoso, 2015), lo cual da paso a la liberación de moléculas del cuerpo de agua hacia la atmósfera.

Se ha estimado que la energía requerida para evaporar un gramo de agua líquida a 15°C es de 2,5 MJ kg −1 (Kool et al., 2014). Una vez ocurrido el cambio de fase, el cuerpo de agua sufre un descenso de temperatura que se conoce como enfriamiento. En condiciones naturales, la principal fuente de energía para que se lleve a cabo la evaporación proviene de la radiación solar (Food and Agriculture Organization, 2006). Junto a esta, otros factores meteorológicos como humedad, temperatura, precipitación, presión atmosférica y velocidad del viento influyen en las características específicas de este cambio de fase.

La estimación de la demanda evaporativa de la atmósfera se realiza mediante el método de Penman-Monteith, estandarizado por Allen et al. (1998) en el boletín 56 de la FAO. Este método se considera el modelo físico-climático más preciso para la estimación del potencial de evapotranspiración, ya que integra tanto los términos de balance de energía como los de transferencia de masa.

Uno de los ecosistemas que juegan un rol importante en la activación y regulación del ciclo hidrológico (específicamente en la evapotranspiración) son los bosques tropicales amazónicos (Hamilton, 2009). Dichos ecosistemas cargan humedad en sus vientos tropicales provenientes del océano Atlántico, lo cual constituye una fuente importante en la precipitación aportada por su densa cubierta forestal (Borja et al., 2010). El bosque piemontano forma parte del bioma amazónico y es un área de transición entre las planicies amazónicas y las zonas montañosas del norte-centro de la cordillera oriental de los Andes. Este ecosistema se caracteriza por tener alta densidad vegetal con varios estratos y un dosel que varía entre 15 y 35 m de altura (Sabando, 2021). Estos bosques se encuentran en las provincias de Sucumbíos, Napo, Morona Santiago,

Pastaza y Zamora Chinchipe.

Los bosques piemontanos de la amazonía influyen fuertemente en la dinámica hidrológica del ecosistema amazónico; principalmente por su aporte mediante la evapotranspiración (ET). La ET es una estimación matemática que incluye la evaporación (E) que se produce en las superficies expuestas al aire, y la transpiración (T) (Lion et al., 2017), que ocurre en las estomas de las plantas y está asociada a la productividad de biomasa. De estos dos componentes, la evaporación constituye un proceso determinante en el balance hídrico dado que impacta de una manera directa sobre la disponibilidad de agua para las plantas, la generación de escorrentías y la variabilidad climática de la zona. Asimismo, es importante considerar que la evaporación está condicionada por la textura del suelo (Marín, 2010).

La textura y la composición del suelo, la radiación solar, la humedad relativa, la composición y cobertura del suelo, además de la presencia de materia orgánica, son factores que influyen en la tasa de evaporación del agua en el suelo. Sin embargo, la alta cobertura del dosel arbóreo forestal actúa de una manera que disminuye la incidencia de la radiación solar en el suelo y, lógicamente, la evaporación también disminuye (Ponce, 2021).

Las zonas tropicales como la Amazonía, que se caracterizan por presentar altas temperaturas y una intensa radiación solar, consiguen que ambos factores contribuyen a una evaporación del suelo muy superior a otras zonas (Huenante y Vega, 2018). La Amazonía tiene también un alto grado de humedad del aire y una alta precipitación, junto con suelos muy favorables para un desarrollo herbáceo denso. Dentro de los atributos más significativos del comportamiento del agua en el suelo se encuentra la textura del suelo, que también determina el comportamiento de los procesos evaporativos, marcando una vinculación de condicionantes que establece el aporte de agua a la superficie (Ponce, 2021). Cabe destacar que la evaporación se manifiesta principalmente en suelos desprovistos de vegetación o cuya cobertura vegetal es escasa.

La dinámica de la evaporación en ecosistemas tropicales está intrínsecamente ligada al balance de radiación y a la estructura aerodinámica del dosel. Estudios pioneros en la cuenca amazónica, como los de Shuttleworth (1988), han demostrado que la cobertura forestal actúa como un filtro selectivo de energía, donde solo una fracción mínima, cercana al 10-20% en bosques densos, de la radiación solar incidente, alcanza el sotobosque. Esta disminución de la radiación y de la velocidad del viento debido a la rugosidad de la vegetación hace que haya gradientes de presión de vapor distintos a los que se pueden observar en zonas abiertas donde sea la radiación solar

la que esté sosteniendo la evaporación.

En esta línea, la densidad de dosel (DD) y el índice de área foliar (IAF), el dosel no solo controla la interceptación de la lluvia, sino que también regula la evaporación desde el suelo o los cuerpos de agua superficial, a través de la alteración del microclima térmico. Existen pruebas recientes en los bosques andino-amazónicos que evidencian que pequeñas modificaciones en la apertura del dosel pueden hacer aumentar por dos la demanda evaporativa local, lo cual pone de manifiesto la necesidad de un monitoreo con alta resolución espacial (Arias Ordóñez, 2020). Para ello, la estimación de la varianza de la evaporación no requeriría solo datos climáticos macros, sino que deberían ser englobados en la microclimatología generada por las diferentes densidades de las coberturas vegetales.

La medición de la evaporación se puede realizar mediante diversos métodos directos como tanques de evaporación clase A, enterrados, flotantes, evaporímetro de balanza; e indirectos como balance energético, de transferencia de masa, de balance hídrico y por fórmulas empíricas (Ortiz et al., 2018). Sin embargo, también se han desarrollado métodos rápidos similares a los atmómetros, que son un método directo para medir la evaporación.

Estudios como el de Ortiz y Chile (2020) ponen de manifiesto una marcada y notable deficiencia de conocimientos respecto a la tasa de evaporación en el bosque piemontano de la Amazonía ecuatoriana, un ecosistema que, a pesar de su relevancia ecológica y de sus funciones, ha sido escasamente estudiado en las investigaciones realizadas en temas de hidrología.

A nivel nacional, se han realizado esfuerzos para validar la precisión de las ecuaciones de referencia en diferentes pisos altitudinales; es por esto que, Ortiz y Chile (2020) evaluaron la aplicabilidad de diversos métodos de cálculo de la evapotranspiración en la región interandina, destacando la importancia de ajustar los modelos teóricos a las condiciones climáticas locales de Ecuador.

1.2. Planteamiento del problema a Investigar

En las últimas décadas se ha registrado un incremento de 1.1 °C en la temperatura global de la Tierra como resultado de las distintas actividades antrópicas (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2023), como la expansión de la frontera agrícola, la expansión urbana o actividades extractivas (Mosohv et al., 2024). Dichos factores producen cada vez más efectos negativos sobre los ecosistemas tropicales, lo que acelera la pérdida de cobertura vegetal

natural. En Ecuador, se perdieron 19000 km² de cobertura vegetal natural entre los años de 1990 y 2008 (Sierra, 2013). Los factores antes mencionados desencadenan anomalías hidrológicas como inundaciones o sequías (Yan et al., 2016).

La deforestación afecta la estructura vertical de la humedad en la Amazonía (Hierro, 2026), ya que las condiciones de humedad determinan la velocidad a la que se evapora el agua. Como resultado, la pérdida de cobertura vegetal por mayor desecación, principalmente en la troposfera inferior, que es donde se encuentra la mayor parte de vapor de agua (Hierro, 2026). Además, esto promueve un reforzamiento del problema, donde la pérdida de humedad es una consecuencia física de la pérdida de vegetación.

Los procesos de evaporación y transpiración en los distintos ecosistemas tropicales se ven afectados por transformaciones en la cobertura vegetal (D'Acunha et al. 2024). La modificación de la cobertura y la porción de hojas de la vegetación tiene un efecto evidente sobre la evaporación y la evapotranspiración; los ecosistemas que poseen mayor cubierta y área foliar están conectados con patrones de hidrología distintos a los observados en las áreas de vegetación con escasa cobertura (D'Acunha et al. 2024); que demuestra que los flujos de agua hacia la atmósfera tienen una relación con la estructura del dosel. Estos resultados constituyen un apoyo a la hipótesis de que la densidad de dosel constituye un determinante de la variabilidad de la evaporación para los ecosistemas tropicales.

Los procesos de evaporación en el sustrato y bajo la cubierta forestal de los bosques tropicales presentan una dinámica compleja, determinada por la heterogeneidad de la estructura del dosel y las condiciones microclimáticas, a diferencia de los sistemas homogéneos como los cultivos agrícolas. Para los estudios agrarios, en donde son relativamente similares la cobertura vegetal y la textura del sustrato, ya se conocen métodos consolidados para estimar la evaporación del sustrato y la evapotranspiración en función de variables previamente conocidas (Wang y Liu, 2007). Sin embargo, no se han registrado estudios comparables extensivos en bosques tropicales, a escala nacional, que incorporen metodologías estandarizadas, como por ejemplo tanques evaporímetros, sensores de temperatura, humedad, radiación solar y seguimiento del nivel de agua, en escenarios con variaciones de densidad de dosel alta, media y baja.

En síntesis, el problema central radica en que la desaparición y el cambio de la cubierta vegetal a causa de la deforestación han alterado la evaporación y la evapotranspiración entre los bosques piemontanos de la Amazonía ecuatoriana; no obstante, no está del todo claro de qué

forma la densidad del dosel modifica el microclima y controla estos procesos en función de la escasa información existente y de la poca capacidad de los modelos para adaptarse a la complejidad estructural de estos ecosistemas.

1.3. Justificación de la Investigación

La importancia de esta investigación reside en la vulnerabilidad del bosque piemontano ecuatoriano, una zona de transición crítica entre los Andes y la Amazonía. El Ministerio del Ambiente del Ecuador (MAE, 2013) clasifica a estos bosques como ecosistemas de alta biodiversidad, pero con una presión antrópica creciente que altera la continuidad del dosel. La falta de datos locales impide que los modelos hidrológicos actuales, como el de FAO-56 Penman-Monteith, reflejen con precisión lo que sucede bajo diferentes niveles de intervención forestal.

El bosque piemontano de la Amazonía es un ecosistema de transición que, según el Sistema de Clasificación de Ecosistemas del Ecuador (MAE, 2013), presenta condiciones de nubosidad persistente y alta humedad que lo diferencian de la llanura amazónica.

En las épocas del año en las que se producen sequías o en las fracciones horarias donde la temperatura es elevada y la humedad relativa baja, los índices de evaporación del suelo son preferentes, especialmente en lugares donde existe poca o nula vegetación o incluso donde la vegetación está alterada por la intervención del ser humano. De este modo, los patrones descritos enfatizan la importancia de las cubiertas vegetales como microreguladoras climáticas del suelo y, por consiguiente, dan cuenta de la importancia de considerar estas variables en los estudios de flujos de agua en climas tropicales húmedos (Torres et al., 2020).

Considerando que la precisión de los métodos indirectos de estimación hídrica puede variar según la región geográfica, estudios como el de Ortiz y Chile (2020) subrayan la necesidad de generar datos empíricos que permitan calibrar las herramientas de gestión del agua en ecosistemas específicos, como es el caso del piedemonte amazónico.

Desde una perspectiva académica, esta investigación constituye un valioso aporte a la escasa literatura científica en relación con procesos hidrológicos en bosques piemontanos tropicales. Además, aporta una base para futuras investigaciones que deseen adentrarse en la interacción de factores climáticos, edáficos y biológicos en lugares geográficos similares. Por tanto, este trabajo no sólo busca cubrir vacíos de conocimiento, sino que también pretende impactar positivamente una gestión sostenible de los recursos naturales.

Una correcta estimación de la tasa de evaporación puede ser una buena entrada para modelizar adecuadamente la simulación de los procesos hidrológicos con vistas a predecir los escenarios hídricos futuros y mejorar estrictamente la planificación de los recursos naturales. Simultáneamente, la información resultante podría servir para la formulación de políticas públicas que fomenten la conservación del recurso hídrico, la correcta utilización de los suelos o la consideración integrada del territorio en las frágiles zonas como la Amazonía (Ortega et al., 2023). Por lo tanto, la obtención de datos empíricos sobre la evaporación en este tipo de vegetación permite subsanar una brecha en la literatura científica nacional. Este aporte afianza la base técnica y teórica necesaria para hacer frente a los nuevos retos ambientales contemporáneos. De este modo, facilita el cumplimiento de los objetivos de sostenibilidad y resiliencia ecosistémicos.

1.4. Preguntas de Investigación

Principal

¿En qué magnitud varía la tasa de evaporación superficial entre diferentes densidades de dosel y cuáles son las condiciones microclimáticas asociadas a dicha variación ?

Secundarias

1) ¿Cuáles son las características de las distintas densidades de dosel presentes en las áreas seleccionadas para el estudio en el bosque piemontano de la Amazonía ecuatoriana?
2) ¿Existen diferencias significativas en las tasas de evaporación superficial entre áreas con distintas densidades de dosel?
3) ¿Qué relación existe entre las variables microclimáticas (temperatura del aire, humedad relativa, radiación solar y velocidad del viento) y la tasa de evaporación superficial observada en las diferentes densidades de dosel?

1.4 Objetivos de la investigación

1.4.1 General

Evaluar el efecto de la densidad del dosel en la tasa de evaporación superficial utilizando tanques evaporímetros y sensores de medición de variables microclimáticas en un bosque piemontano de la Amazonía ecuatoriana durante el segundo semestre del 2025.

1.4.2 Específicos

1. Caracterizar las densidades de dosel presentes en las áreas de estudio mediante indicadores de cobertura vegetal.
2. Comparar estadísticamente las tasas de evaporación entre las diferentes densidades de dosel para determinar la magnitud de su efecto.
3. Analizar la relación entre las variables microclimáticas (temperatura, humedad relativa, radiación solar y velocidad del viento) y la tasa de evaporación observada.

1.5. Hipótesis

Hipótesis general

Las áreas con menor densidad de dosel en el bosque piemontano de la Amazonía ecuatoriana registran tasas de evaporación superficial significativamente más altas que las áreas de dosel denso, como consecuencia directa de un microclima con mayor radiación solar, temperatura y velocidad del viento, y una menor humedad relativa.

Hipótesis específicas

a) Existen diferencias estadísticamente significativas en las tasas de evaporación superficial entre áreas con distintas densidades de dosel, siendo mayores en las zonas con menor densidad de cobertura
b) Las variables microclimáticas modificadas por la densidad del dosel (temperatura del aire, humedad relativa, radiación solar y velocidad del viento) presentan una relación significativa con la tasa de evaporación

CAPÍTULO II: METODOLOGÍA

2.1. Definición del área de estudio

El área de estudio comprende una parcela del bosque piemontano, el mismo que forma parte del Bosque de la Ciencia, y que por su cercanía ha sido elegido para este y otros experimentos ecohidrológicos de la Universidad Regional Amazónica Ikiam en el cantón Tena, provincia de Napo (Figura 1).

Este ecosistema cuenta con un rango altitudinal que va desde los 400 a los 1200 msnm; a esta altitud se le atribuye un clima cálido y húmedo. La temperatura en estos ecosistemas oscila de los 20 °C hasta los 32 °C en días cálidos. En cuanto a la humedad relativa promedio, se mantiene en rangos de entre el 80 y el 90 %. Habitualmente, en la noche se presentan frecuentemente las condiciones de saturación del aire (HR: 100 %), permitiendo la formación de nieblas nocturnas o al amanecer (Portilla, 2018).

Las condiciones persistentes de elevada humedad relativa y condensación propias del bosque piemontano constituyen un reto para el funcionamiento de los sensores electrónicos instalados en campo, especialmente aquellos destinados a la medición de radiación solar, por lo que durante el monitoreo se implementaron procedimientos de revisión, mantenimiento y control de calidad de los registros obtenidos.

La alta humedad presente en este tipo de ecosistemas, y en general en la Amazonía, es producto de la evapotranspiración de su densa cobertura forestal y de las intensas lluvias. La región oriental suele presentar precipitaciones que fluctúan entre los 3000 y 4000 mm, ya que son zonas densamente pobladas, como efecto de su condensación de grandes masas de vapor proveniente del Atlántico y de la selva amazónica.

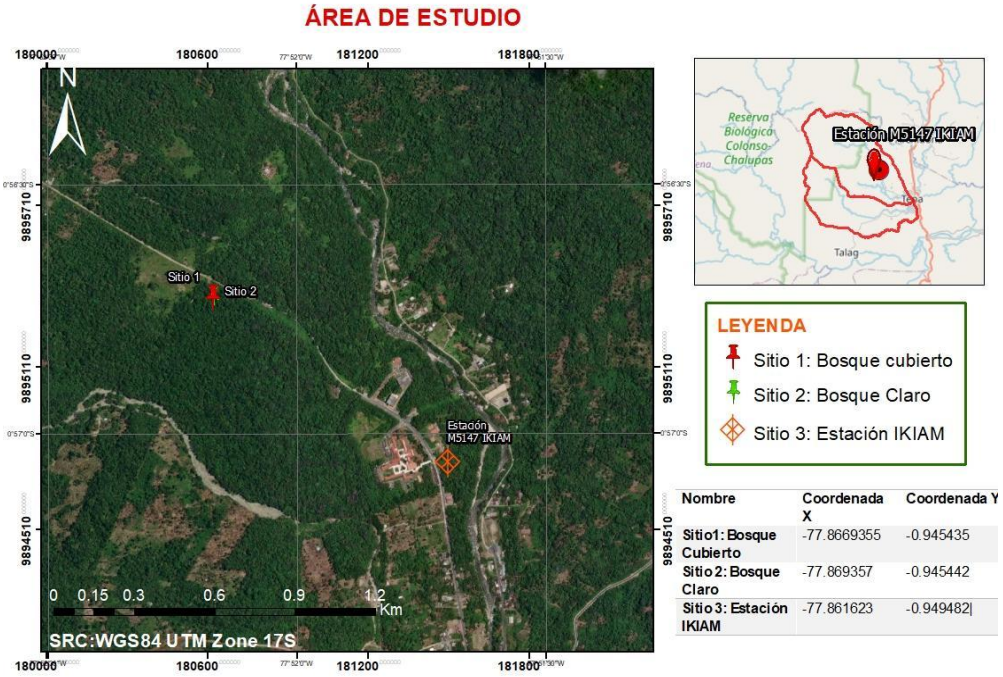
En lo que refiere al viento, está altamente influenciado por las Masas de Aire Templado Continental (MATC) provenientes de la Amazonía central y que suelen presentarse en forma de perturbaciones tropicales (Portilla, 2018). Cabe recalcar que, según INAMHI (2006, como se citó en Portilla, 2018), la velocidad del viento depende de la altura; a mayor altura, mayor velocidad del viento, especialmente entre la superficie del suelo y el nivel de 850 hPa (aproximadamente 1500 m).

La Amazonía presenta insolaciones de entre 1000 y 1400 horas anuales (Portilla, 2018). En la línea ecuatorial, la cantidad total de radiación solar alcanza el máximo en los equinoccios; esto es solo un 13 % más alto que la cantidad mínima de radiación interceptada en los solsticios (Portilla, 2018). Una consecuencia de esta relativa constancia anual de radiación solar es la variación estacional baja en la temperatura promedio del aire en las latitudes ecuatoriales (Neill y Jorgensen, 2009).

Como puede observarse en la figura 1, se seleccionarán tres puntos de monitoreo representativos; cada uno de ellos está organizado estratégicamente en función de la densidad de dosel: Alta, media y baja.

Figura 1

Localización de los tres sitios de monitoreo en las tres distintas densidades de dosel.



2.2. Caracterización de la densidad de dosel

La caracterización de la densidad de dosel en el área de estudio se realizó a partir de una nube de puntos LiDAR. Se utilizaron distintas métricas tridimensionales para construir un Índice de Complejidad Estructural de la vegetación. Las métricas derivadas de la nube de puntos fueron: porcentaje de cobertura, percentiles 95 y 50 de altura de la vegetación, índice de área foliar (LAI) y entropía (Stark et al. 2012; Ehbrecht et al. 2017) a partir del paquete lidR (Roussel et al. 2020). Dichas métricas fueron reducidas a un índice de Complejidad Estructural a través de un Análisis

de Componentes Principales (PCA), lo que ha permitido establecer relaciones entre la estructura de la vegetación y los gradientes del microclima dentro del bosque (Kane et al. 2010; Zellweger et al. 2020).

Los paquetes de R utilizados fueron:

- **lidR** para el manejo de la nube de puntos
- **terra** para manejo de datos espaciales en formato
- **raster** y **sf** para el manejo de los datos espaciales en formato de vector.

2.2.1. Preprocesamiento y normalización de la nube de Puntos

La nube de puntos LiDAR empleada para llevar a cabo este trabajo de investigación fue proporcionada por el Proyecto Integrador del Grupo de Investigación de Gestión Integrada de Recursos Hídricos y Acuáticos (GIR-2025-001), la cual fue obtenida a través del análisis del área de almacenamiento realizado en el mismo. La primera fase del preprocesamiento supone la clasificación de la nube de puntos, en la que los puntos se clasifican para obtener aquellos que corresponden a la superficie del suelo, todo ello definido en función del algoritmo "Cloth Simulation Filter" empleado en el paquete lidR. Una vez obtenidos los puntos del suelo, se calculó la altura del dosel. Esta resulta de la sustracción de la nube de puntos del modelo de terreno calculado con los puntos identificados como suelo. El modelo de terreno se calculó usando una triangulación de Delaunay (función tin()).

El cálculo de las métricas de la vegetación fue realizado en dos niveles de agregación espacial. Por un lado, para el primer nivel se utilizó una malla rectangular de 2 m de resolución. Esta malla sirvió para calcular las métricas básicas de la estructura vegetal. Por otro lado, el segundo nivel permite resumir estadísticamente las métricas en los dos índices principales del análisis de la vegetación. Para esto generó una malla hexagonal donde cada tesela será la unidad espacial de 5 m^2, usando la herramienta "Creación de malla" de QGIS 3.44. Estas celdas hexagonales fueron las unidades espaciales definitivas del análisis de densidad de dosel y estructura de la vegetación.

Figura 2

Representación gráfica de la red de hexágonos como unidades espaciales



2.2.2. Índice de Complejidad Estructural

Esta métrica cuantitativa y multidimensional describe la disposición física, tridimensional y espacial de la biomasa vegetal dentro de un ecosistema forestal (McElhinny et al. 2005); y también permite condensar diversos atributos arquitectónicos en un solo valor continuo. Eso hace posible que se clasifique el bosque en función de un determinado gradiente que va desde estructuras suficientemente simples (una plantación uniforme o una zona intervenida) hasta estructuras muy heterogéneas, características de un bosque de madurez o primario. (Ehbrecht et al. 2017; Kane et al. 2010).

A partir de la ecología y la microclimática, el Índice de Complejidad Estructural es indispensable porque actúa como un proxy robusto del aislamiento aerodinámico y lumínico. Un bosque con un ICE alto posee una superficie sumamente rugosa y estratificada que disipa la energía cinética del viento, al tiempo que sus múltiples capas de hojas absorben y dispersan la radiación solar antes de que alcance el suelo.

En consecuencia, este índice funciona como el mejor predictor de la capacidad que tiene el bosque para crear su propio microclima o “microrefugio”; es decir, aísla la temperatura, mantiene la humedad relativa alta y frena drásticamente las tasas de evaporación superficial (Ehbrecht et al. 2017; Zellweger et al. 2020).

2.2.3. Componentes del índice de Complejidad Estructural

- **Estratificación vertical:** Mide cuántas capas o “pisos” de vegetación existen desde el suelo hasta la copa más alta (por ejemplo, el desarrollo del sotobosque, subdosel y dosel superior). Esto suele medirse mediante la métrica de Entropía.
- **Heterogeneidad horizontal:** Evalúa la distribución espacial de los árboles en el terreno, identificando la alternancia entre parches de vegetación muy densa y claros por caída de árboles (Gap Fraction).
- **Variabilidad de biomasa:** Cuantifica la abundancia total de hojas y ramas y su distribución en el espacio, capturada mediante métricas como el Índice de Área Foliar (LAI) y percentiles de altura (P50, P95).

Cada uno de estos componentes permiten comprender y caracterizar la arquitectura de las distintas densidades de dosel en los tres sitios. En conjunto, estas variables condicionan la cantidad de radiación solar que alcanza el sotobosque, influyendo en las variables microclimáticas, y por ende proporcionando una base para interpretar la variación de la evaporación en las distintas DD.

2.2.4 Métricas estructurales LiDAR

Las métricas estructurales obtenidas a partir de la nube de puntos LiDAR contribuyen a la caracterización tanto de la estructura como la complejidad de la cobertura forestal. En la Tabla 1 se muestran las métricas que se usaron en este estudio para caracterizar la densidad de dosel.

Tabla 1

Resumen de métricas estructurales de la vegetación para estimar a partir de nube de puntos LiDAR.

Métrica	Significado ecohidrológico	Expresión matemática	Referencia
Cobertura de Dosel (Canopy Cover)	Proporción de la superficie obstruida por vegetación leñosa por encima del umbral (ej. h = 2 metros).	$C = \left(\frac{N_{>h}}{N_{total}}\right) \times 100$	Kane et al. (2010); Rouss
Fracción de Huecos (Gap Fraction, P)	Proporción de luz (pulsos láser) que atraviesa la vegetación hasta llegar al	$P = \frac{N_{\leq h}}{N_{total}}$	Stark et al. (2012)

	nivel del suelo.		
Índice de Área Foliar (LAI)	Cantidad de capas foliares por unidad de superficie. Modela el aislamiento lumínico del suelo.	$LAI = \frac{-\ln(P)}{k}$	Stark et al. (2012)
Altura Dominante (P95)	Límite superior de la barrera aerodinámica del bosque, descartando valores atípicos.	Z_{95} (Valor Z donde $P(x \leq Z) = 0.95$)	Kane et al. (2010)
Centro de Biomasa (P50)	Mediana de las alturas. Indica el estrato donde se concentra el mayor volumen tridimensional del bosque.	Z_{50} (Valor Z donde $P(x \leq Z) = 0.50$)	Kane et al. (2010)
Entropía Vertical (Shannon Index)	Grado de estratificación. Un valor alto indica múltiples capas; un valor bajo indica un dosel simple.	$H = -\sum_{i=1}^{S} p_i \ln(p_i)$	McElhinny et al. (2005); Roussel et al. (2020)

$N{>}h$: Número de retornos LiDAR con una altura mayor a 2 metros.

$Ntotal$: Número total de retornos LiDAR en el píxel o parcela analizada.

P: Gap Fraction o probabilidad de penetración del láser.

k: Coeficiente de extinción de la luz (asumido usualmente en 0.5 para bosques).

Z: Altura normalizada de un punto LiDAR individual.

H: Índice de entropía o diversidad vertical.

pi: Proporción de retornos LiDAR que caen dentro de un estrato de altura específico i (generalmente se divide el bosque en "rebanadas" de 1 metro).

S: Número total de estratos de altura evaluados.

2.2.5. Análisis de los gradientes de la vegetación

El componente 1 (PC1) siempre explica la mayor cantidad de variación posible en las teselas, y el componente 2 (PC2) explica la segunda mayor cantidad de variación de forma independiente al primero.

2.2.6 Gradiente de volumen y cierre del dosel (PC1)

En ecología forestal, el PC1 casi siempre representa el gradiente absoluto de desarrollo de la biomasa. Es el Índice de Complejidad Estructural principal Fareed et al. (2026). Lo más probable es que la Cobertura, el Índice de Área Foliar (LAI), el P95, el P50 y la Entropía tengan cargas fuertes con el mismo signo (por ejemplo, todas positivas o todas negativas), mientras que la Fracción de Huecos (Gap Fraction) tendrá el signo opuesto.

2.1.2.6 El Gradiente de arquitectura vertical" (PC2)

Este eje agrupa las teselas que podrían tener la misma cantidad de hojas (mismo PC1), pero distribuidas de forma totalmente diferente. Aquí la cobertura y el LAI suelen tener cargas cercanas a cero (porque ya fueron explicadas por el PC1) Shaw (2004). En cambio, se mostrará un contraste (signos opuestos) entre métricas de altura dominante (P95) frente a métricas de distribución vertical (P50 o Entropía).

- **Extremo de dosel superior dominante:** teselas con valores altos impulsados por el P95 y bajos en P50. Esto describe un bosque con árboles grandes y emergentes, pero con un sotobosque relativamente "limpio" o vacío. El centro de biomasa está muy alto.
- **Extremo de sotobosque denso (regeneración):** teselas impulsadas por un P50 bajo o una entropía muy específica, donde la biomasa está concentrada cerca del suelo. Esto describe un área en regeneración secundaria densa o bordes de bosque donde la luz ha permitido una explosión de matorrales y árboles jóvenes.
-

2.3 Levantamiento de información de campo para evaporación y evapotranspiración.

La evaporación y la evapotranspiración son dos métricas relacionadas con principios físicos y biológicos que pueden ser cuantificados en campo a través de varios procesos ambientales. Para la medición y el registro de las variables ambientales asociadas con la evaporación, se implementaron tres sistemas de monitoreo de bajo costo, diseñados y construidos a medida, uno en cada condición de cobertura. Los sistemas permitieron registrar radiación solar incidente, velocidad y dirección del viento, temperatura, humedad relativa y variaciones del nivel del agua de los tanques.

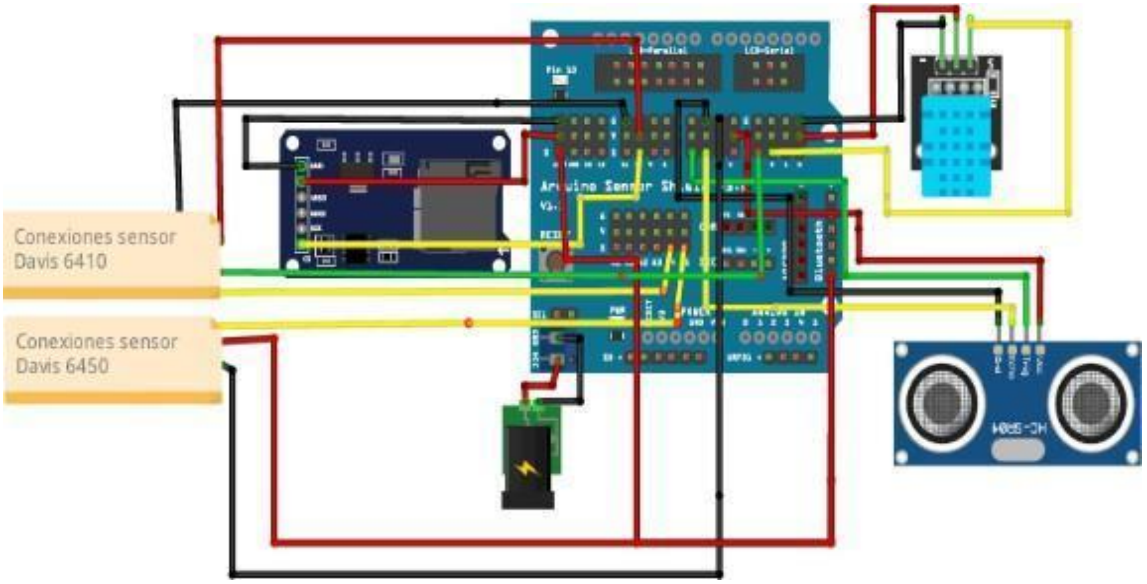
La evapotranspiración de referencia (ETo) mediante FAO-56 Penman-Monteith se estimó exclusivamente para el sitio Bosque Despejado, mientras que en los sitios se determinó directamente la evaporación del tanque (Eo) mediante las variaciones registradas por el sensor ultrasónico (un esquema de las conexiones del sistema se muestra en la Figura 3):

- Placa de desarrollo Arduino Uno
- Módulo de expansión Arduino Shield v.5

- Sensores Davis 6450, piranómetro, para la medición de la radiación solar
- Sensor Davis 7911, anemómetro, para la medición de la velocidad del viento, con veleta para la medición de la dirección del viento
- Sensor DHT11, para medir la temperatura y humedad relativa
- Módulo ultrasónico SRF04, para las mediciones complementarias de distancia.
- Módulo microSD para almacenamiento de registros en archivo ".txt"

Figura 3

Esquema de conexiones del sistema de monitoreo de parámetros ambientales para el cálculo de la evaporación y evapotranspiración.



El uso de hardware de código abierto como Arduino y de bajo costo permite la densificación de la red de observación con pocos recursos. Tal como afirman Scagliotti et al. (2020), los actuales sensores de estado sólido, como por ejemplo el DHT22 o sensores ultrasónicos, presentan una linealidad y precisión equiparables a estaciones industriales si se utilizan protocolos de calibración adecuados, ya que permiten captar microvariaciones que las estaciones convencionales no recogen debido a su escala macroclimática. Además, la versatilidad de las placas Arduino permite reutilizar sensores profesionales como los Davis 6450 que estaban sin operatividad por falta de un registrador de datos.

2.3.1 Implementación del sistema de registro para evaporación

Los tanques evaporímetros que se establecen según la ficha técnica de la FAO son de hierro galvanizado, con un diámetro de 120 cm y una altura de 25 cm. Sin embargo, en este estudio se hicieron modificaciones en el diámetro a 62 cm, considerando la necesidad de transporte en

zonas de difícil acceso.

La modificación del diámetro altera los resultados si se compara con los tanques de clase A, Ekwue y Stone (2004) midieron el efecto del tamaño del tanque sobre la tasa de evaporación y evapotranspiración de referencia, en este estudio comparan la evaporación en tanques con 3 diámetros distintos, uno con el diámetro estándar del tanque clase A, otro con la mitad del diámetro y el tercero con un cuarto de diámetro del tanque de clase A. Como resultado obtuvieron que el tanque con un cuarto de diámetro evaporó más que los otros tanques, aunque el calor total absorbido por el agua en los tanques aumentó, el calor absorbido por unidad de superficie disminuyó a medida que aumentaba el diámetro del tanque, lo que explica la tendencia observada en las tasas de evaporación medidas. Sin embargo, en este estudio se analiza la tasa de evaporación con tanques cuyo diámetro es de 62 cm para los tres sitios, lo que permite comparar y tener resultados válidos.

Se colocaron tres tanques en los tres sitios de estudio; uno con densidad de dosel alta, otro en densidad de dosel baja y un tercero en un sitio completamente despejado como la estación meteorológica M5147. Los tanques se colocaron sobre una base de madera o plataforma nivelada a 15 cm de altura para permitir la circulación de aire, minimizando el efecto de la temperatura del suelo sobre el agua. Se utilizó una malla de protección a su alrededor para evitar que animales interfieran en la medición de los parámetros ambientales. Junto a cada tanque se instaló el sistema de monitoreo automático junto con los sensores; en el caso del sensor ultrasónico, se coloca en el pozo estabilizador que va dentro del tanque (Figura 4). Una fotografía de la instalación real en cada sitio de estudio se muestra en la Figura 5.

Figura 4

Adaptación de los sensores en los tanques

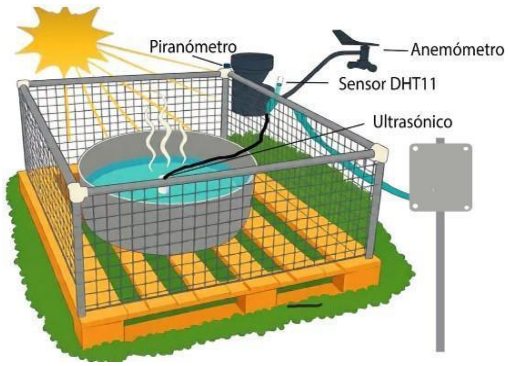


Figura 5

Sitios de ubicación de los sensores. Sitio 1: Bosque cubierto, alta densidad. Sitio 2: Bosque claro, densidad media. Sitio 3: Despejado



2.3.2 Procedimiento de recolección de Datos

Los datos meteorológicos recolectados por el sistema Arduino fueron procesados siguiendo las directrices de Allen et al. (1998) para el cálculo de la evapotranspiración de referencia (ETo) a escala horaria y diaria. Las variables ambientales registradas en los tres sitios se utilizaron para la caracterización microclimática, mientras que la metodología FAO-56 Penman-Monteith se aplicó únicamente a los registros del sitio Bosque Despejado, por ser el único que representa una superficie abierta compatible con las condiciones de referencia requeridas para la estimación de la evapotranspiración de referencia (ETo).

La toma de datos se realizó por un periodo de 80 días, tratando de capturar la variabilidad estacional. A fin de mantener la funcionalidad y consistencia de los datos, se hicieron visitas semanales de mantenimiento y descarga de datos. El mantenimiento principal consistió en: 1) control del nivel de agua; 2) reemplazo de baterías; 3) verificación de la integridad del sistema electrónico; y 4) eliminación de impurezas en el agua (residuos orgánicos como hojas e insectos y otros).

Durante el monitoreo se presentaron fallas recurrentes en el piranómetro instalado en el sitio Bosque Cubierto, asociadas con la elevada humedad y la condensación de agua sobre el cajetín del sensor. Esta condición obligó a realizar seis reemplazos del cajetín durante el periodo de observación. Las anomalías se evidenciaron mediante lecturas positivas de radiación durante horas nocturnas, incompatibles con la radiación solar incidente. Por esta razón, los registros de radiación fueron sometidos a un procedimiento específico de corrección y se utilizaron

exclusivamente las observaciones diurnas válidas comprendidas entre las 06:00 y las 18:59 horas.

El sistema de monitoreo fue programado para registrar las variables ambientales a intervalos regulares. Posteriormente, los registros fueron organizados temporalmente para obtener valores horarios. Para temperatura, humedad relativa y radiación se calcularon estadísticos horarios, mientras que para la distancia entre el sensor ultrasónico y la superficie del agua se utilizó la mediana horaria, con el propósito de reducir la influencia de fluctuaciones instantáneas.

2.3.3 Tratamiento de datos y cálculo de la evaporación.

Los registros obtenidos mediante los sistemas automáticos fueron revisados y depurados antes de efectuar los cálculos y análisis estadísticos. Se eliminaron registros sin marca temporal válida, valores fuera de los intervalos físicamente plausibles y observaciones incompletas para las variables necesarias en cada análisis. El procesamiento se realizó mediante el software R y paquetes pertenecientes al entorno tidyverse.

Antes de proceder con el cálculo de la evaporación utilizando las ecuaciones descritas en la metodología, es importante recordar que la evapotranspiración (ET) representa la pérdida conjunta de agua hacia la atmósfera mediante dos procesos simultáneos: la evaporación, correspondiente al cambio de estado del agua presente en el suelo y otras superficies húmedas, y la transpiración, asociada al agua liberada por las plantas a través de las estomas. En este contexto, la evapotranspiración de referencia (ETo) constituye un indicador de la demanda evaporativa de la atmósfera bajo condiciones estandarizadas y sirve como base para estimar la evaporación potencial en las diferentes coberturas evaluadas.

La evaporación del tanque (Eo) fue determinada directamente en los tres sitios mediante las variaciones de la distancia entre el sensor ultrasónico y la superficie del agua. A medida que disminuyó el nivel del agua por evaporación, aumentó la distancia registrada por el sensor. La diferencia positiva de distancia fue convertida de centímetros a milímetros de lámina de agua.

Para evitar que el rellenado del tanque, las interrupciones de registro o los cambios abruptos del nivel fueran interpretados como evaporación, la serie fue dividida en segmentos continuos. Se consideró como inicio de un nuevo segmento la existencia de una interrupción temporal superior a dos horas, un intervalo temporal no válido o una disminución abrupta de la distancia

compatible con una reposición de agua.

En cada segmento se acumuló únicamente el incremento positivo de la distancia. Los cambios horarios fueron limitados a un máximo físicamente admisible de 0,15 cm por hora, con la finalidad de reducir la influencia de saltos instrumentales. Se conservaron los segmentos con una duración mínima de tres horas y una tasa equivalente comprendida entre 0 y 20 mm día^{-1}.

La pérdida acumulada de cada segmento se distribuyó entre las fechas involucradas de acuerdo con la duración real de los intervalos registrados. Posteriormente, se obtuvo la evaporación diaria mediante la suma de los aportes de los segmentos correspondientes a cada fecha. Para el análisis principal se conservaron los días con al menos 12 horas de registros válidos. Adicionalmente, se efectuó un análisis de sensibilidad empleando umbrales de 10 y 8 horas.

La comparación directa entre coberturas se realizó únicamente para las fechas en las que existieron observaciones válidas simultáneas en Bosque Despejado, Bosque Claro y Bosque Cubierto. Este procedimiento evitó comparar valores registrados en días diferentes y permitió controlar la variabilidad meteorológica temporal.

2.3.4 Cálculo de la evapotranspiración de referencia

La evapotranspiración de referencia (ETo) se estimó exclusivamente para el sitio Bosque Despejado mediante la ecuación horaria FAO-56 Penman-Monteith. Esta restricción se estableció debido a que el método representa la demanda evaporativa de una superficie estandarizada de referencia y no resulta directamente aplicable bajo condiciones de dosel forestal.

Para su cálculo se utilizaron los registros de temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar incidente correspondientes al sitio Bosque Despejado. La radiación fue expresada en MJ m^{-2} h^{-1} y se consideró igual a cero fuera del periodo diurno comprendido entre las 06:00 y las 18:59 horas.

La velocidad del viento registrada a 0,80 m de altura fue ajustada a una altura equivalente de 2 m mediante la relación recomendada por FAO-56:

$$u_2 = u_z \frac{4{,}87}{ln\,(67{,}8\,z - 5{,}42)} \quad \text{(E1)}$$

donde u_2 es la velocidad del viento ajustada a 2 m, u_z es la velocidad medida, y z corresponde a la altura de instalación del anemómetro.

La ETo horaria se calculó mediante:

$$ET_o = \frac{0{,}408\Delta(R_n - G) + \gamma\left(\frac{37}{\gamma+273}\right)u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0{,}34u_2)} \text{ (E2)}$$

Donde: ET es la evapotranspiración de referencia; Rn es la radiación neta (MJ/m²día); G es el flujo de calor en el suelo (MJ/m²día); T es la temperatura media del aire (°C); U2 es la velocidad del viento (m/s); VPD es el déficit de presión de vapor (es - ea); Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor (Kpa/°C), y γ es la constante psicrométrica (Kpa/°C).

Los valores horarios fueron integrados considerando la duración real entre registros. Para obtener la ETo diaria, se sumaron los aportes de los intervalos válidos y se conservaron los días con al menos 10 horas de información disponible.

La pendiente de la curva de presión del vapor se calcula mediante la siguiente ecuación (E2) y la constante psicrométrica mediante la ecuación (E3):

$$\Delta = \frac{4098\left[0.6108\exp\left(\frac{17.27T}{T+237.3}\right)\right]}{(T+237.3)^2}$$

(E3)

$$\gamma = 0.655 \times 10^{-3} P$$

(E4)

Donde: P es la presión atmosférica a la altura del tanque.

2.3.5. Determinación del coeficiente del tanque

El coeficiente del tanque (Kp) se determinó únicamente para el sitio Bosque Despejado, por ser el único sitio en el que se calculó la ETo mediante FAO-56 Penman-Monteith.

Para el cálculo se seleccionaron las fechas que contaron simultáneamente con valores diarios

válidos de ETo y de evaporación medida en el tanque (Eo). El coeficiente representativo del periodo se obtuvo mediante la razón entre las sumas acumuladas:

$$k_p = \frac{\sum ETo}{\sum Eo} \quad (5)$$

donde: k_p es el coeficiente del tanque; Eto es la evapotranspiración de referencia calculada para el sitio Despejado, en mm día^{-1}; y, Eo es la evaporación medida directamente en el tanque, en mm día^{-1}.

Se utilizó la razón entre las sumas acumuladas y no el promedio de los cocientes diarios, debido a que este último puede resultar inestable cuando existen valores diarios bajos de Eo.

No se calculó Kp para los sitios Bosque Claro y Bosque Cubierto, debido a que en dichas condiciones no se aplicó la ecuación FAO-56 Penman-Monteith. En estos sitios se reportó directamente la evaporación medida mediante el sensor ultrasónico.

2.3.6. Control de calidad de los registros de radiación

Durante la revisión de la información se identificó un desplazamiento positivo u *offset* en el sensor de radiación del sitio Bosque Cubierto. La anomalía fue atribuida a la elevada humedad y condensación observadas durante el monitoreo, condiciones que requirieron el reemplazo del cajetín del sensor en seis ocasiones.

El nivel basal instrumental se estimó mediante la mediana de las lecturas nocturnas comprendidas entre las 00:00 y las 05:59 horas y las registradas a partir de las 23:00 horas. El valor obtenido fue restado de los registros originales del Bosque Cubierto y los resultados negativos fueron reemplazados por cero:

$$R_{s,corr} = max\ (R_{s,original} - R_{offset,}0) \quad (6)$$

La corrección se aplicó exclusivamente a la radiación del Bosque Cubierto. Para la caracterización estadística, las figuras y el análisis de componentes principales, se utilizaron únicamente registros diurnos válidos entre las 06:00 y las 18:59 horas. Los registros originales fueron conservados para mantener la trazabilidad del procesamiento.

Cálculo de la radiación neta (Rn)

Los registros de radiación del sensor corresponden a la radiación incidente o irradiancia (Rs), de onda corta, la cual mide la potencia de la energía solar que llega a una superficie por unidad de área en watts por metro cuadrado (W/m^2).

Por esta razón, se aplicará el siguiente procedimiento para calcular la Radiación Neta (Rn) requerida por la fórmula de ETo (E1), la cual es la que realmente hace el trabajo de evaporar agua.

La Rn es el balance final de energía, lo que llega menos lo que se refleja y lo que la tierra devuelve al espacio como calor (onda larga). Siguiendo el estándar de la FAO-56, la fórmula general para obtener la radiación reta es:

$$Rn = R(ns) – R(nl) \quad (E7)$$

Donde: R(ns) es la radiación neta de onda corta que alcanza la superficie de referencia y no es reflejada; R(nl) es la radiación neta de onda larga (la energía que el bosque pierde hacia la atmósfera en forma de calor).

Cálculo de la radiación neta de onda corta - R(ns):

Allen et al. (1998) definen las ecuaciones de balance de radiación de onda corta y onda larga, y el uso del albedo para superficies vegetales. El albedo (α), que es la capacidad de reflexión de la superficie.

$$R(ns) = (1 - alpha) \times Rs \quad (E8)$$

Para la superficie de referencia se utilizó un albedo de 0.23, correspondiente al valor establecido por FAO-56 para la superficie hipotética de referencia.

Cálculo de la Radiación de Onda Larga – R(nl):

Esta parte depende de la temperatura y de la nubosidad. La FAO-56 propone una fórmula que utiliza:

- La ley de Stefan-Boltzmann: La energía emitida depende de la cuarta potencia de la temperatura absoluta: T^4.

- La humedad del aire: Porque el vapor de agua absorbe parte de esa radiación.
- El factor de nubosidad: Ya que las nubes actúan como una cobija que impide que el calor escape.

$$R_{nl} = \sigma \cdot T_K^4 \cdot (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \cdot f_{nubosidad} \quad \text{(E9)}$$

Donde: σ es la constante de Stefan-Boltzmann; *T* es la temperatura (K); *ea* es la presión real de vapor; y *nubosidad* es un factor relacionado con la nubosidad, y se expresa así:

f_nubosidad = (1.35 × R_s/R_{so} - 0.35), donde R_{so} es la radiación solar en cielo despejado

2.3.7. Tratamiento de datos y análisis estadístico

Luego de ejecutar satisfactoriamente el script de carga, se importaron inicialmente registros brutos desde las tres carpetas de monitoreo: 486.849 registros para Bosque Claro, 206.959 registros para Bosque Cubierto y 634.297 registros para Bosque Despejado. Posteriormente, al validar y convertir la variable temporal timestamp, la base consolidada df_final quedó conformada por 1.328.105 registros válidos y 15 variables, incluyendo las variables registradas por los sensores, la etiqueta de cobertura y las variables temporales generadas para el análisis, tal como se evidencia en el panel de variables de *R Studio* (Figura 6).

Figura 6

Resultados del cargue de registros para cada carpeta o sitio

data_claro	486849 obs. of 15 variables
data_cubierto	206959 obs. of 15 variables
data_despejado	634297 obs. of 15 variables
df_final	1328105 obs. of 15 variables

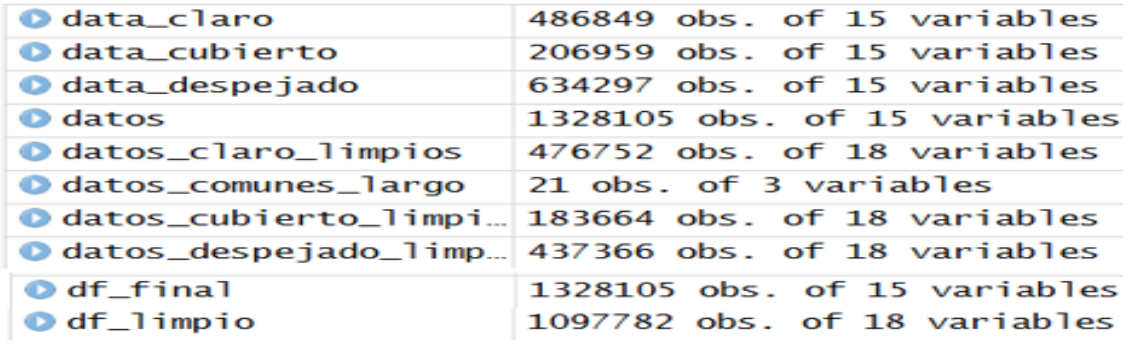
A continuación, se realizó el proceso de limpieza de la base de datos con el propósito de eliminar registros con información incompleta o valores fuera de los rangos físicamente posibles para los sensores utilizados durante el monitoreo. Esta etapa contribuyó a asegurar la calidad de la información que serviría para los posteriores análisis de y con motivo del paso anterior.

Dentro de la ejecución de este Script se obtuvo un conjunto de 1.097.782 registros limpios (que se presenta en la figura 7). Las distribuciones han sido las siguientes: 476.752 registros para el Bosque Claro, 183.664 registros para el Bosque Cubierto y 437.366 registros para el Bosque Despejado. Por depuración se entiende la posibilidad de eliminar registros con información

incompleta, valores nulos y mediciones correspondientes a valores que, en la mayor parte de las veces, se sitúan fuera de los rangos físicamente aceptables para las variables analizadas.

Figura 7

Registros limpios para cada sitio



Posteriormente, se aplicó una segunda etapa de depuración con el propósito de garantizar la consistencia física de las variables utilizadas en los análisis. Los criterios de control se establecieron con base en los rangos de funcionamiento de los sensores y en las condiciones ambientales esperadas para el área de estudio.

Los registros fueron conservados cuando cumplieron los siguientes criterios:

- **Temperatura del aire:** valores comprendidos entre 5 y 45 °C.
- **Humedad relativa:** valores entre 10 y 100 %.
- **Radiación solar incidente:** valores iguales o superiores a 0 y hasta 1300 W/m².
- **Distancia registrada por el sensor ultrasónico:** valores mayores a 0 y menores a 150 cm.
- **Velocidad del viento:** valores entre 0 y 20 m/s; los registros sin información de viento se mantuvieron cuando las demás variables requeridas fueron válidas.

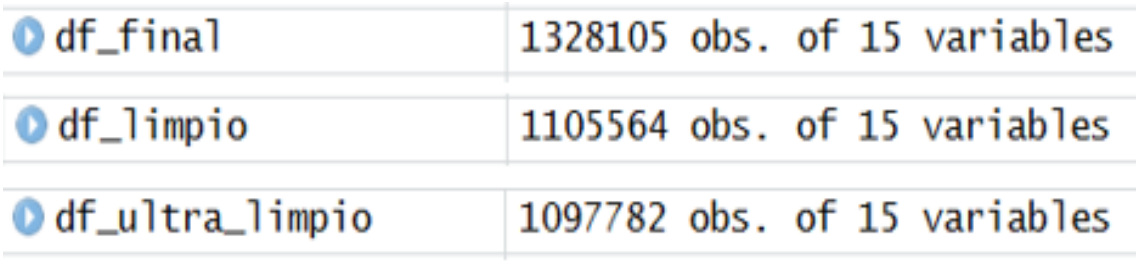
Adicionalmente, para la variable radiación se identificó un desplazamiento instrumental en el sensor instalado en el Bosque Cubierto. Este comportamiento fue corregido mediante la estimación del nivel basal nocturno y la aplicación de un ajuste por *offset*. Para los análisis descriptivos, gráficos y el Análisis de Componentes Principales se utilizaron únicamente los registros diurnos válidos comprendidos entre las 06:00 y las 18:59 horas.

Como resultado del proceso de depuración, se obtuvo la base definitiva de registros válidos para el análisis. Esta base fue utilizada para la caracterización microclimática de los tres sitios, el cálculo de la evaporación medida en los tanques y la elaboración de las tablas y figuras. La evapotranspiración de referencia mediante FAO-56 Penman-Monteith se calculó

exclusivamente para el sitio Bosque Despejado.

Figura 8

Registros depurados para cada sitio



Los datos obtenidos fueron sometidos a procesos de revisión, depuración y control de calidad antes de realizar los análisis estadísticos. Se eliminaron registros incompletos, valores fuera de rangos físicamente plausibles y observaciones con inconsistencias instrumentales. El procesamiento de la información, la elaboración de gráficos, los análisis descriptivos y las pruebas estadísticas se realizaron en el software R, utilizando principalmente los paquetes del entorno tidyverse.

Debido a que la comparación entre coberturas debía realizarse bajo las mismas condiciones meteorológicas, únicamente se utilizaron las fechas en las que existieron registros válidos simultáneamente para Bosque Despejado, Bosque Claro y Bosque Cubierto. Sobre este conjunto de fechas comunes se aplicó inicialmente la prueba no paramétrica de Friedman para determinar si existían diferencias globales entre las tres coberturas.

Cuando la prueba de Friedman mostró diferencias significativas ($p < 0,05$), se realizaron comparaciones pareadas mediante la prueba de rangos con signo de Wilcoxon para muestras relacionadas entre Bosque Despejado–Bosque Claro, Bosque Despejado–Bosque Cubierto y Bosque Claro–Bosque Cubierto. Para controlar el error por comparaciones múltiples se aplicó la corrección de Bonferroni.

De manera complementaria se aplicó la prueba de Kruskal–Wallis utilizando todos los días válidos disponibles para cada cobertura, con el propósito de explorar si las diferencias observadas se mantenían cuando no se restringía el análisis únicamente a las fechas comunes. Este análisis tuvo carácter exploratorio y no constituyó la prueba principal de comparación.

2.4. Análisis del efecto de variables microclimáticas en la evaporación

Para esta investigación, el Análisis de Componentes Principales (ACP) fue fundamental para

poder identificar la estructura de covarianza entre los factores climáticos.

Con el propósito de evaluar la relación entre las variables microclimáticas y la evaporación medida, se aplicó un Análisis de Componentes Principales (ACP). Este método multivariado permitió reducir la dimensionalidad del conjunto de variables y sintetizar la información contenida en temperatura, humedad relativa, radiación solar, déficit de presión de vapor (VPD) y evaporación.

Previamente, todas las variables fueron estandarizadas para eliminar el efecto de sus diferentes unidades de medida. El ACP se ejecutó sobre la matriz de correlaciones mediante la función PCA() del paquete FactoMineR, utilizando únicamente los registros diarios completos obtenidos durante el monitoreo.

La interpretación del ACP se realizó a partir de las cargas de las variables sobre los componentes principales y del porcentaje de varianza explicado por cada componente, permitiendo identificar cuáles variables ejercieron mayor influencia sobre la evaporación observada.

CAPÍTULO III: RESULTADOS

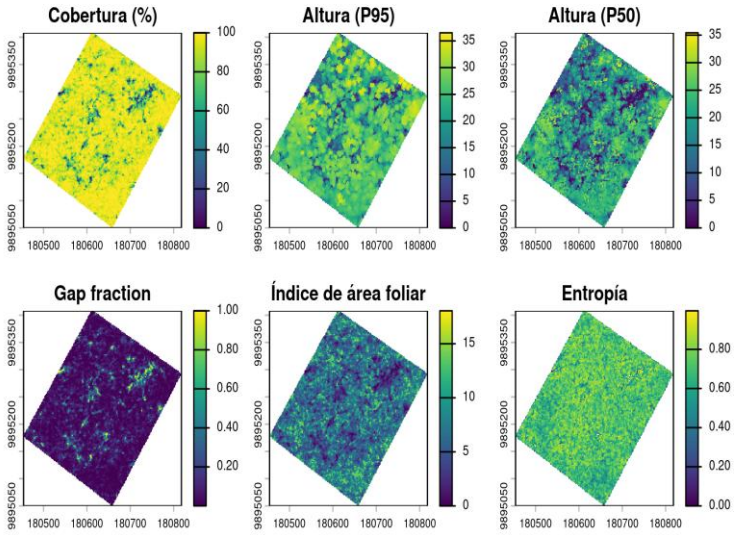
3.1 Caracterización de la densidad de Dosel

3.1.1 Métricas estructurales de la vegetación

Las métricas estructurales que se presentan a continuación, fueron calculadas a partir de nubes de puntos. A partir de ellos se puede observar la estructura tanto vertical, como horizontal de la vegetación. Además, se puede determinar el nivel de densidad de dosel en los tres sitios de investigación.

Figura 9

Métricas de estructura de la vegetación en el área de estudio.



- **Extremo de alta complejidad (alto desarrollo):** Las teselas que muestran puntuaciones extremas en la dirección de la Cobertura y el LAI representan áreas de bosque denso y cerrado. Aquí casi no llega luz al suelo (*gap fraction* baja), hay múltiples estratos (entropía alta) y los árboles son altos (P95 alto).
- **Extremo de baja complejidad (áreas** abiertas): Las teselas en el extremo opuesto del PC1 representan claros, áreas taladas o de muy alta intervención. Hay mucha penetración de luz, baja área foliar y poca altura.

3.1.2 Análisis de Componentes Principales para la Caracterización de la densidad de dosel

A continuación, se representa la interpretación estadística con respecto a la estructura vertical de la vegetación en el área de estudio. Además, se observa que los componentes 1 y 2 representan la mayor importancia dentro del análisis de componentes principales.

Tabla 2

Importancia de componentes

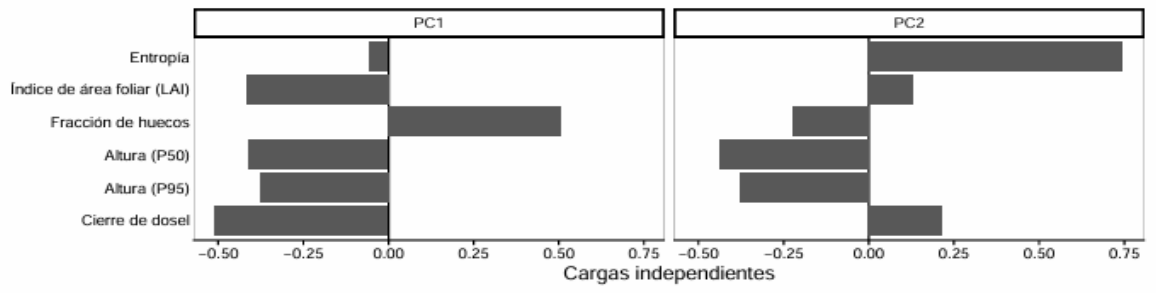
Importancia de componentes	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
Desviación estándar	1.840	1.1035	0.9127	0.55841	0.5038	0.0007168
Proporción de varianza	0.564	0.2029	0.1388	0.05197	0.0423	0.0000000
Proporción acumulativa	0.564	0.7669	0.9057	0.95770	1.0000	1.0000

3.1.3 Mapeo espacial de la complejidad estructural del bosque.

En la Figura 10 se puede observar que, de las 7 métricas biométricas que se relacionan con el componente 1 (PC1), 6 de ellas son negativas. De este modo, se puede observar que, la cobertura, LAI, P95, P50 poseen valores entre -0.4 y -0.5, y la penetración de luz (Gap_Fraction) muestra un valor positivo (0.49). La Entropía tiene poco peso en este resultado (0.04), lo que hace pensar en un bosque denso, alto y cerrado. Sin embargo, el componente 2 (PC2) nos muestra que la entropía domina este eje ya que sus valores son muy positivos (0.75). Mientras que, la altura absoluta (P95 y P50) presenta valores negativos de -0.32 y -0.39 respectivamente.

Figura 10

Cargas de cada variable en el primer y segundo componente del análisis de componentes principales

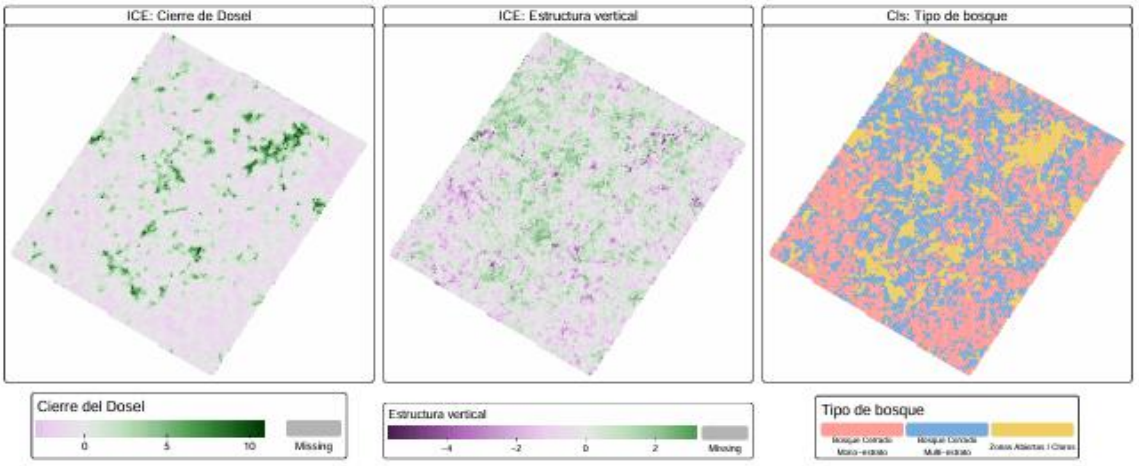


En la Figura 11, se representa el Índice de Complejidad Estructural tanto en el Cierre de Dosel como en la Estructura Vertical, además de la clasificación del Tipo de Bosque. En lo que refiere al Cierre de Dosel, se observa la predominancia del color rosado que, de acuerdo con la escala, equivale a valores bajos, lo que representa a áreas con mayor cobertura arbórea; por ende, se tiene un bosque más cerrado.

Asimismo, se observa que en la Estructura vertical se presentan tonalidades de color morado (valores bajos) y verde (valores altos); los valores bajos representan una vegetación menos desarrollada, y el color verde representa a áreas con distintos estratos de vegetación, incluyendo el sotobosque y vegetación intermedia.

Figura 11

Mapas de los índices de cierre de dosel y complejidad vertical del dosel. En la parte inferior se muestran las clases de cada índice



3.2. Tratamiento de análisis de datos

De acuerdo con el cronograma establecido, la recolección de datos se llevó a cabo entre los meses de septiembre y diciembre de 2025.

Luego de la instalación y puesta en operación de los equipos y sensores, se obtuvieron registros diarios almacenados en archivos de texto (TXT), los cuales se organizaron en tres carpetas, una para cada tipo de cobertura.

La estructura de datos de las 8 variables o parámetros, separados por comas, para cada uno de los archivos, es la siguiente:

Tabla 3

Estructura de las variables recolectadas por los sensores

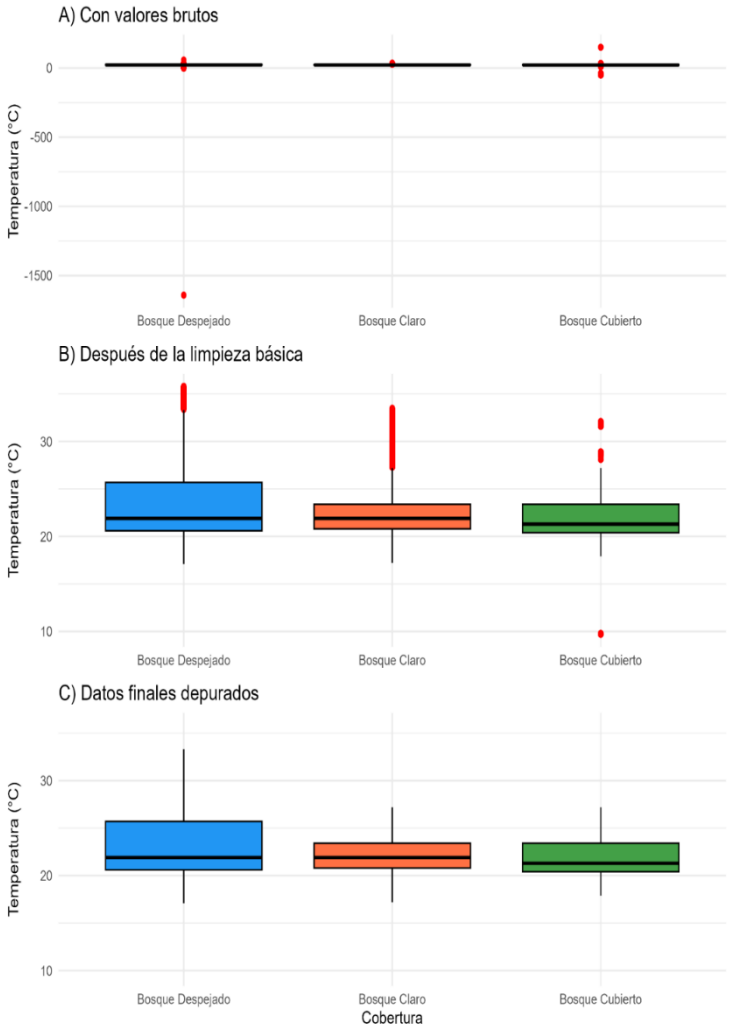
No.	Variable	Description
1	Timestamp	Fecha y hora de la lectura.
2	radiacion_Wm2	Lectura de la radiación
3	wind_ms	Lectura de la velocidad del viento
4	wind_deg	Lectura de la dirección del viento (grados)
5	wind_name	Lectura de la dirección del viento (puntos cardinales)
6	dist_cm	Distancia a la lámina de agua
7	temp_C	Temperatura
8	hum_%	Porcentaje de humedad

A continuación, a manera de ejemplo para el caso del parámetro Temperatura, se presenta un gráfico mostrando las variaciones logradas por el tratamiento y limpieza de los datos brutos, y

de los datos totalmente limpios.

Figura 12

Efecto estadístico de la limpieza de los datos de Temperatura



3.2.3 Gradiente de densidad en el levantamiento de datos.

3.2.3.1 Estadísticos Básicos

Los resultados muestran un incremento progresivo de la temperatura del aire conforme disminuye la cobertura forestal (Tabla 4). El Bosque Despejado mostró la temperatura media más alta (23,55 °C) y la temperatura máxima más elevada (35,80 °C) y el Bosque Cubierto fue donde se registró la temperatura media más baja (21,88 °C), lo cual refleja el efecto regulador del dosel sobre el microclima.

En lo que respecta a la humedad relativa, los tres sitios de investigación registraron valores máximos del 100 %, los cuales indican la época de alta humedad del bosque tropical húmedo, pero la mínima fue más baja en el Bosque Despejado (48,6 %) y en el Bosque Cubierto (50,0 %), mientras que el Bosque Claro mostró una humedad mínima del 63,0 %. En promedio, tanto el

Bosque Cubierto como el Bosque Claro mantuvieron humedades cercanas a la saturación (≈99,9 %), superiores a las registradas en el sitio Despejado (94,75 %).

Considerando únicamente los registros diurnos válidos, la radiación solar incidente presentó un claro gradiente asociado a la cobertura vegetal. El Bosque Despejado presentó la mayor radiación media (263,35 W/m²), seguido del Bosque Claro (60,55 W/m²) y el Bosque Cubierto (55,64 W/m²), lo cual muestra la capacidad del dosel de interceptar la radiación solar y disminuir la cantidad de energía que llega al sotobosque.

Por su parte, el déficit de presión de vapor (VPD), presentó el mayor valor medio en el Bosque Despejado (0,237 kPa) y los valores de Bosque Cubierto (0,04 kPa) y Bosque Claro (0,05kPa) fueron considerablemente menores, por lo que se puede deducir que la atmósfera se encuentra más húmeda y que la demanda evaporativa es menor bajo cobertura de bosque.

La velocidad máxima del viento presentó un valor mayor en el Bosque Cubierto (3,52 m/s) seguido por Bosque Despejado (2,51 m/s) y, transversalmente, Bosque Claro (0,50 m/s), no obstante, dado que estos eventos ocurren con mucha menor frecuencia, el análisis posterior se centra solamente en la temperatura, la humedad, la radiación y el déficit de presión de vapor como explicativos de la evaporación.

Tabla 4

Resultados mínimos, máximos y promedios de los datos por cobertura

Parámetro	Bosque Cubierto	Bosque Claro	Bosque Despejado
Temp Min (°C)	9,70	17,20	17,10
Temp Med (°C)	21,88	22,23	23,55
Temp Max (°C)	32,10	33,50	35,80
Hum Min (%)	50,00	63,00	48,60
Hum Med (%)	99,90	99,88	94,75
Hum Max (%)	100,00	100,00	100,00
Radiación media diurna (W/m²)	55,64	60,55	263,36
VPD Med (kPa)	0,04	0,05	0,237
Viento máx (m/s)	3,52	0,5	2,51
Total, de registros	183.664	476.752	437.366
Registros	**102.957**	**254.185**	**238.436**

Parámetro	Bosque Cubierto	Bosque Claro	Bosque Despejado
radiación diurna			

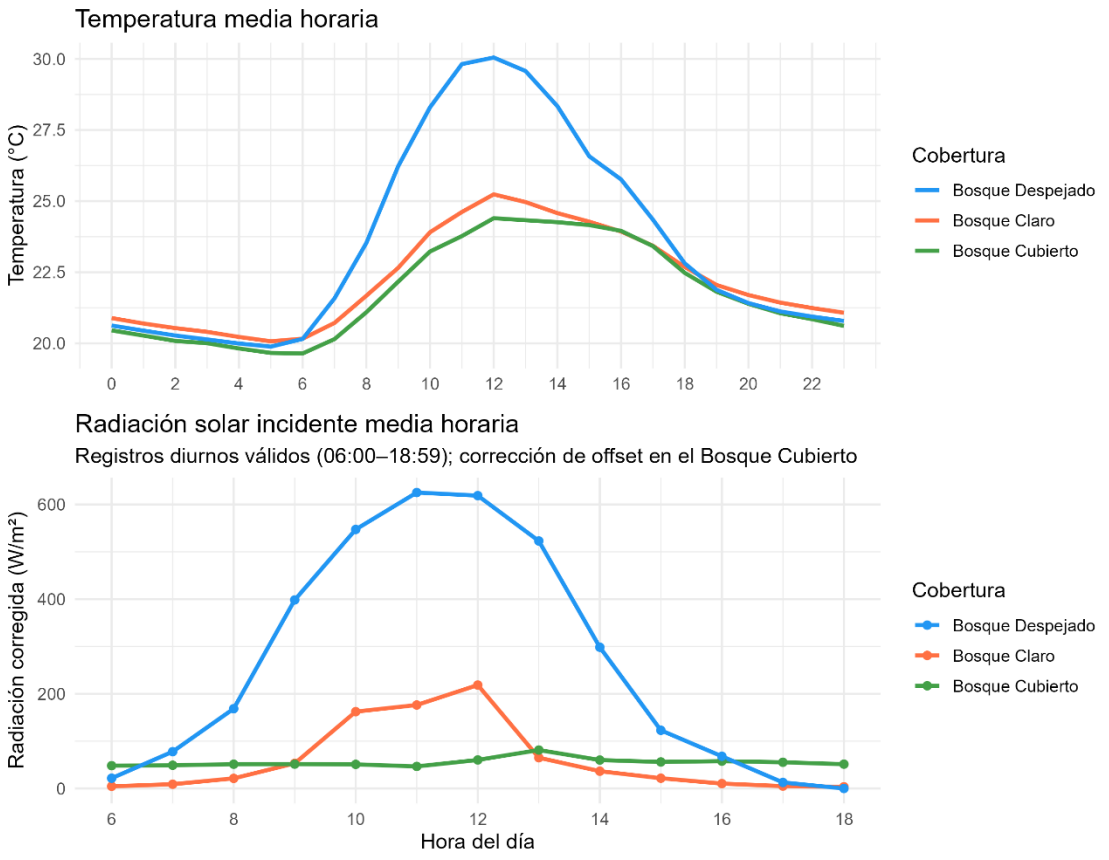
3.2.3.2 Gradientes horarios de temperatura y radiación solar

Con el propósito de caracterizar el comportamiento microclimático de las diferentes coberturas forestales, se calcularon los promedios horarios de la temperatura del aire y de la radiación solar incidente utilizando únicamente los registros diurnos válidos (06:00–18:59 h). En el caso del Bosque Cubierto, los registros de radiación fueron previamente corregidos mediante un ajuste por offset para compensar el desplazamiento instrumental identificado durante el monitoreo, asociado a las condiciones de alta humedad y condensación que afectaron el funcionamiento del sensor.

A partir de esta base de datos depurada se construyeron los perfiles horarios promedio de temperatura y radiación solar incidente para cada tipo de cobertura, cuyos resultados se presentan en la Figura 13:

Figura 13

Gradientes de temperatura y radiación promedio por tipo de cobertura



La Figura 13 pone de manifiesto la evolución de la temperatura del aire y la radiación solar incidente a lo largo del día, de acuerdo con tres coberturas diferentes. La temperatura fue muy similar desde las primeras horas del día, y a partir de las 08:00 h el Bosque Disperso se despuntó, con una temperatura más marcada, alcanzando su máximo a las 12:00 h; por el contrario, el Bosque Claro y el Bosque Cubierto mantuvieron un aumento más moderado de la temperatura, lo que puso de manifiesto la capacidad del dosel para regular e impedir la rápida elevación de la temperatura del aire.

La radiación solar incidente mostró un gradiente claramente relacionado con las coberturas de los bosques. Era el Bosque Disperso el que alcanzó unas densidades más intensas entre las 10:00 y las 12:00 h, el Bosque Claro mostró valores intermedios, y el Bosque Cubierto mantuvo la radiación solar incidente más baja a lo largo de todo el periodo diurno evaluado. Este tipo de resultados pone de manifiesto el potencial del dosel del bosque para interceptar la radiación solar y limitar la energía del sotobosque y, por tanto, para mantener condiciones microclimáticas más homogéneas.

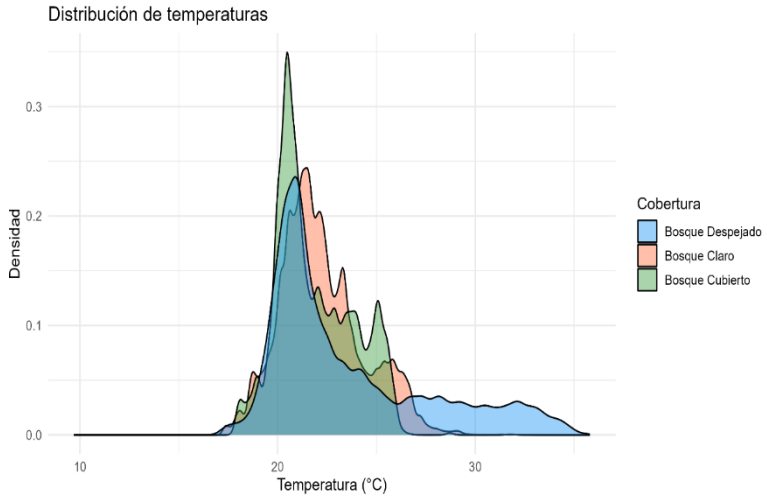
3.2.3.3 Distribución de la densidad de Temperatura

La Figura 14 presenta la distribución de densidad de las temperaturas registradas en los tres tipos de cobertura durante el período de monitoreo. Al observar la distribución de las temperaturas, el Bosque Cubierto manifiesta la más concentrada, presentando la mayor cantidad de registros para rangos de temperaturas que oscilan entre 20–24 °C, así como menor dispersión, lo que se evidencia en el ambiente más estable bajo dosel. Por su parte, el Bosque Claro presenta una distribución intermedia y ligeramente desplazada hacia temperaturas más cálidas, mientras que el Bosque Despejado exhibe la distribución más dispersa y una cola hacia temperaturas más cálidas (cercanas a 36 °C), lo que indica un ambiente con mayor radiación solar y un mayor rango de variabilidad térmica con respecto a aquellas zonas con cobertura del bosque.

Así pues, los resultados evidencian la clara función amortiguadora de la cobertura forestal en las temperaturas de aire, ya que este efecto de la cobertura tiene como resultado una ganga térmica menor y también una menor ocurrencia de temperaturas extremas comparativas a sitio despejado.

Figura 14

Distribución de la densidad de Temperatura por sitio de estudio

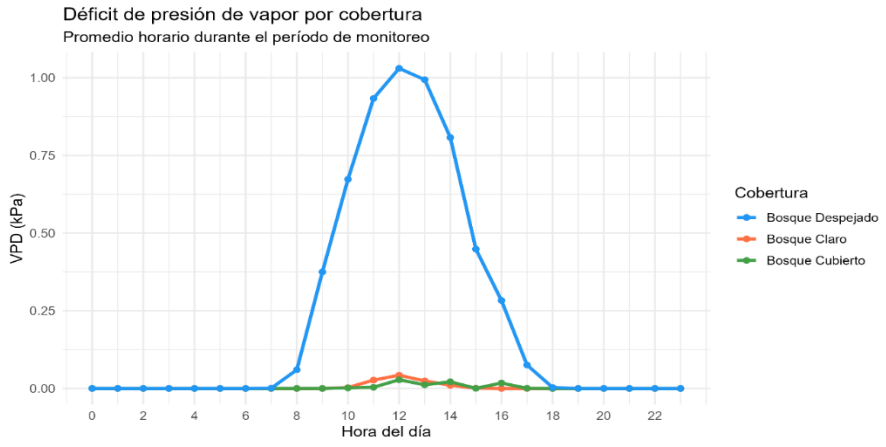


3.2.3.4 Déficit de presión de vapor VPD

Como se indicó previamente, el déficit de presión de vapor (VPD) se calculó como la diferencia entre la presión de vapor de saturación (es) y la presión real de vapor (ea). La Figura 15 muestra el comportamiento horario promedio del VPD para cada tipo de cobertura. Se nota que el Bosque Despejado tiene el mayor incremento del déficit de presión de vapor, sobrepasando valores de 1.0 kPa a media tarde, en el periodo de mayor temperatura y radiación solar. Por otro lado, el Bosque Claro y el Bosque Cubierto conservan valores muy próximos a cero en prácticamente toda la jornada, mostrando un medio con alta humedad relativa y baja demanda evaporativa. Esto indica que la cobertura forestal modera el incremento del VPD, ya que genera un microclima más húmedo y más estable, en el que el potencial de evaporación es menor que en el medio despejado.

Figura 15

Déficit de presión de vapor por cobertura (horario) en los sitios de estudio.



3.2.3.5 Cálculo de la Evaporación

La evapotranspiración de referencia (ETo) se estimó únicamente para el sitio Bosque Despejado mediante la ecuación FAO-56 Penman-Monteith, utilizando los registros horarios de temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar incidente obtenidos por el sistema de monitoreo automático. Esta estimación representa la demanda evaporativa atmosférica bajo condiciones de referencia y fue empleada como base para comparar los registros de evaporación observados.

La evaporación (Eo) no fue estimada a partir de la ETo. En esta investigación, fue obtenida directamente a partir de las variaciones del nivel de agua registradas por el sensor ultrasónico instalado en cada tanque evaporímetro. Los cambios sucesivos en la distancia medida por el sensor fueron transformados en pérdida de lámina de agua mediante un algoritmo desarrollado en R, el cual identificó reinicios del nivel de agua, eliminó segmentos inconsistentes y calculó la evaporación diaria únicamente para los días con al menos 12 horas válidas de observación.

Con el propósito de relacionar la evapotranspiración de referencia y la evaporación medida experimentalmente, se calculó el coeficiente del tanque (Kp) para el sitio Bosque Despejado mediante la relación:

$$k_p = \frac{\sum ETo}{\sum Eo}$$

donde ΣETo corresponde a la suma de la evapotranspiración de referencia diaria y ΣEo a la suma de la evaporación diaria observada durante los mismos días de medición.

Tabla 5

Valores medios de evaporación por cobertura

Cobertura	Eo media (mm/día)	ETo media (mm/h, PM)	Días válidos
Sitio 1 - Bosque cubierto	2.341	---	14
Sitio 2 - Bosque claro, densidad media	3.99	---	44
Sitio 3 - Despejado	3,20	0,109	50

La ETo únicamente fue calculada para el Bosque Despejado mediante el método FAO-56 Penman-Monteith.

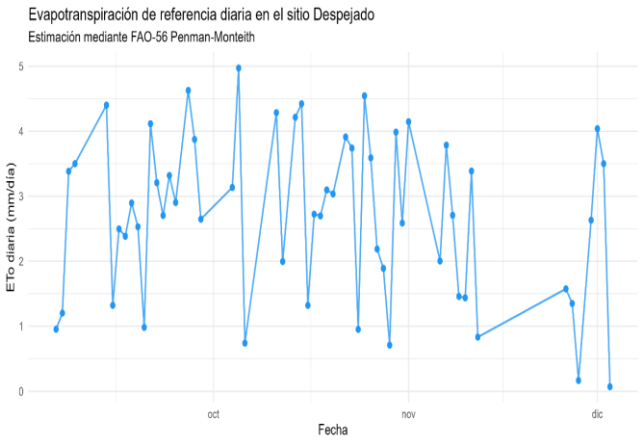
La Tabla 5 presenta los valores descriptivos de la evaporación considerando todos los días válidos disponibles para cada cobertura. Debido a diferencias en la continuidad de los registros entre

los sensores, el número de días válidos no fue el mismo para los tres sitios. Por esta razón, estos valores representan el comportamiento promedio de cada cobertura durante todo el período de monitoreo, pero no constituyen una comparación directa entre ellas.

Con el fin de estimar la demanda atmosférica de agua en condiciones de referencia, se calculó la evapotranspiración de referencia (ETo) mediante la ecuación FAO-56 Penman-Monteith para el sitio Bosque Despejado, único sitio donde las condiciones de exposición permitieron la aplicación del modelo. La Figura 16 presenta la variación diaria de la ETo durante el período de monitoreo. Se observa que los mayores valores ocurren durante las horas de máxima disponibilidad de energía solar, mientras que durante la noche la ETo permanece cercana a cero debido a la ausencia de radiación incidente.

Figura 16

Evapotranspiración de referencia en el sitio despejado



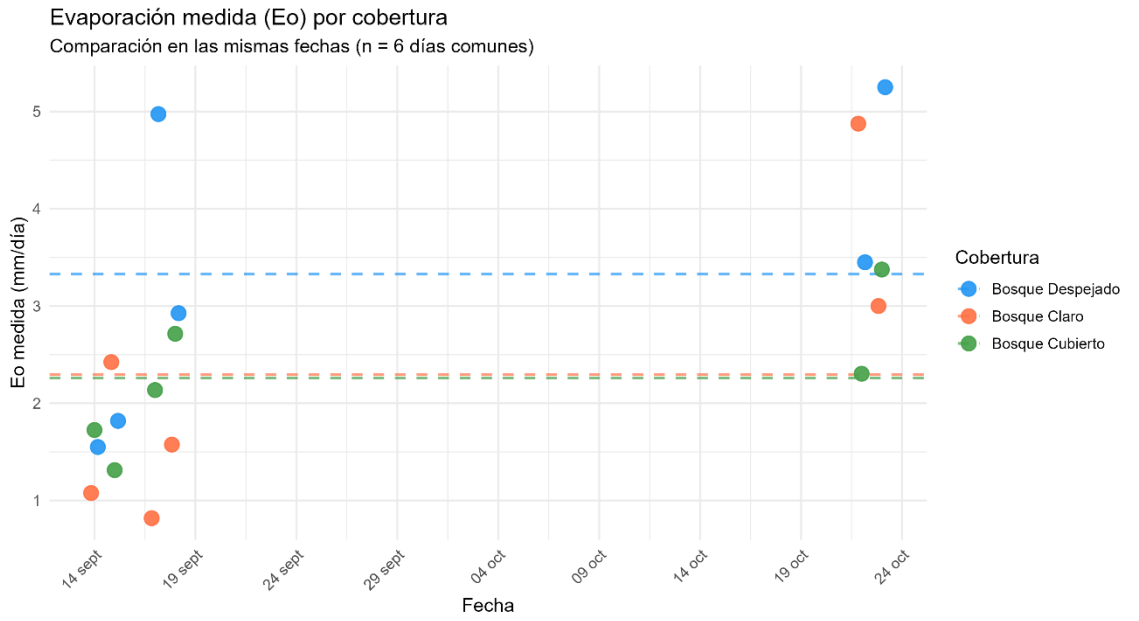
La Figura 16 presenta los valores diarios, mismos que revelan una variabilidad temporal durante la etapa de monitoreo, con registros entre valores inferiores a 1 mm/día y alrededor de 5 mm/día, donde los mayores valores corresponden a días con una mayor demanda de evaporación de la atmósfera, como consecuencia de los días con una mayor radiación solar, temperaturas más elevadas y menor humedad relativa; los menores valores reflejan días con menor disponibilidad de la energía o condiciones de mayor humedad atmosférica. Todo esto pone en evidencia la variabilidad de la demanda atmosférica de agua con respecto al período de estudio, y y constituyen la base para el cálculo posterior del coeficiente del tanque (Kp).

La ETo estimada para el sitio Despejado fue utilizada posteriormente para el cálculo del coeficiente del tanque (Kp), donde se han comparado los valores con los observados en el tanque evaporímetro, considerando únicamente los días con registros coincidentes y válidos.

Una vez estimada la evapotranspiración de referencia para el sitio Despejado, se procedió al cálculo de la evaporación observada (Eo) a partir de las variaciones del nivel de agua registradas por los tanques evaporímetros instalados en las tres coberturas. Para garantizar la comparabilidad entre sitios, únicamente se consideraron las fechas en las que los tres tanques dispusieron simultáneamente de información válida, obteniéndose un total de seis días comunes de observación. La Figura 17 presenta la evaporación diaria medida para cada cobertura, mientras que las líneas punteadas representan el valor promedio correspondiente a cada sitio durante el período analizado.

Figura 17

Evaporación diaria por Cobertura



La Figura 17 muestra un patrón consistente de evaporación asociado al grado de cobertura vegetal. Durante las seis fechas comunes de comparación, el Bosque Despejado presentó la mayor evaporación media (3,33 mm/día), seguido del Bosque Claro (2,30 mm/día) y del Bosque Cubierto (2,26 mm/día). Asimismo, en el sitio Despejado se registraron valores máximos superiores a 5 mm/día, evidenciando una mayor respuesta de la evaporación frente a condiciones de elevada disponibilidad energética.

Aunque se observa variabilidad entre fechas debido a las condiciones meteorológicas diarias, el patrón general evidencia que la evaporación aumenta conforme disminuye la cobertura del dosel. La mayor disponibilidad de radiación solar, el incremento de la temperatura del aire y el mayor déficit de presión de vapor registrados en el sitio Despejado favorecieron una mayor demanda evaporativa y, en consecuencia, mayores pérdidas de agua desde la superficie del tanque. Por el contrario, el Bosque Cubierto mantuvo un microclima más húmedo y

térmicamente más estable, reduciendo la energía disponible para la evaporación y limitando la pérdida de agua.

Debe señalarse que los promedios mostrados en la Figura 17 corresponden exclusivamente a las seis fechas comunes entre las tres coberturas y, por tanto, difieren de los valores descriptivos presentados en la Tabla 6, los cuales fueron calculados utilizando todos los días válidos disponibles para cada sitio.

Con el propósito de sintetizar el comportamiento observado en las diferentes coberturas, la Tabla 6 resume los principales resultados de la evaporación medida y la interpretación del efecto regulador ejercido por el dosel forestal sobre la pérdida de agua.

Tabla 6

Resumen comparativo del comportamiento de la evaporación según la cobertura forestal

Cobertura	**Evaporación media (mm/día) ***	**Interpretación**
Sitio 1 - Bosque Cubierto	2,26	Presentó la menor evaporación durante las fechas comunes, evidenciando el mayor efecto regulador del dosel y una menor pérdida de agua hacia la atmósfera.
Sitio 2 - Bosque Claro	2,30	Mostró una evaporación intermedia, indicando una reducción parcial del efecto protector del dosel respecto al bosque cubierto.
Sitio 3 - Bosque Despejado	3,33	Registró la mayor evaporación, atribuida a la exposición directa a la radiación solar y a una mayor demanda evaporativa de la atmósfera.

*Valores calculados únicamente con las seis fechas comunes entre las tres coberturas.

En conjunto, los resultados muestran que la pérdida de agua aumenta conforme disminuye la cobertura vegetal. La presencia de un dosel denso reduce la disponibilidad de energía en la superficie, atenúa las variaciones microclimáticas y limita la evaporación. Por el contrario, la eliminación de la cobertura forestal incrementa la exposición a la radiación solar y favorece mayores tasas de evaporación.

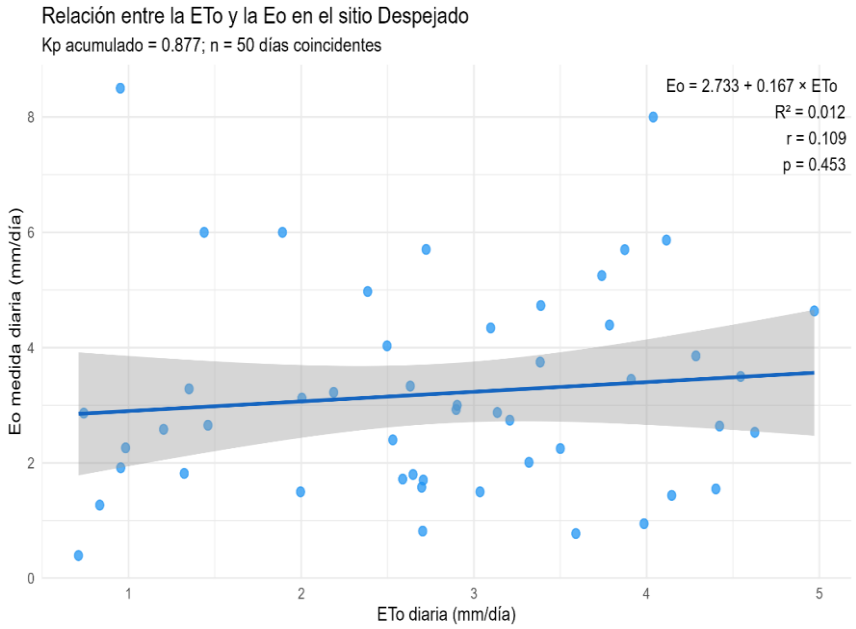
3.2.3.6 Relación entre la Evapotranspiración y la evaporación real

Con el propósito de evaluar la relación entre la evapotranspiración de referencia (ETo), estimada mediante el método FAO-56 Penman-Monteith, y la evaporación medida (Eo) en el tanque

evaporímetro del sitio Despejado. Se realizó un análisis de regresión lineal utilizando únicamente los días en los que ambas variables estuvieron disponibles simultáneamente (n = 50). Adicionalmente, se estimó el coeficiente acumulado del tanque (Kp) como la relación entre la evaporación observada y la evapotranspiración de referencia durante el período de monitoreo.

Figura 18

Correlación entre la Evapotranspiración y la evaporación real del Tanque



La Figura 18 muestra una tendencia positiva entre la evapotranspiración de referencia y la evaporación medida; sin embargo, dicha relación fue muy débil desde el punto de vista estadístico. El modelo lineal obtuvo un coeficiente de determinación de $R^2 = 0.012$, indicando que únicamente el 1.2 % de la variabilidad observada en la evaporación diaria puede explicarse mediante la ETo. Asimismo, el coeficiente de correlación fue bajo ($r = 0.109$) y la prueba de significancia no evidenció una relación estadísticamente significativa ($p = 0.453$).

Aunque el coeficiente acumulado del tanque fue Kp = 0.877, valor cercano al rango reportado por la literatura para tanques Clase A bajo condiciones tropicales, la elevada dispersión de los datos evidencia que la evaporación medida estuvo influenciada por otros factores ambientales propios del sitio, como la variabilidad diaria de la radiación solar, la humedad relativa y las condiciones microclimáticas del entorno, además de la demanda atmosférica representada por la ETo.

3.2.3.7. Prueba de Wilcoxon

Con el propósito de identificar diferencias entre pares de coberturas, se aplicó la prueba no paramétrica de Wilcoxon para muestras independientes, utilizando únicamente las fechas comunes entre los tres sitios y ajustando los valores de significancia mediante la corrección de Bonferroni. Los resultados se presentan en la Tabla 7.

Tabla 7

Prueba de Wilcoxon

Comparación	**p-valor ajustado (Bonferroni)**
Bosque Despejado – Bosque Claro	1.000
Bosque Despejado – Bosque Cubierto	0.178
Bosque Claro – Bosque Cubierto	1.000

Los resultados indican que ninguna de las comparaciones pareadas presentó diferencias estadísticamente significativas ($p > 0.05$). Aunque descriptivamente la evaporación media fue mayor en el sitio Despejado y menor en el Bosque Cubierto, la variabilidad entre las observaciones y el número limitado de fechas comunes impidieron detectar diferencias significativas entre cada par de coberturas luego de aplicar la corrección de Bonferroni.

3.2.3.8 Kruskal-Wallis

Para evaluar si existían diferencias globales en la evaporación diaria entre las tres coberturas se aplicó la prueba no paramétrica de Kruskal-Wallis. El resultado obtenido fue:

χ^2 (chi-cuadrado) = 6,942

gl (grados de libertad) = 2

p = 0,031

Como el valor de p es muchísimo menor que 0,05, se rechazó la hipótesis nula de igualdad entre los grupos.

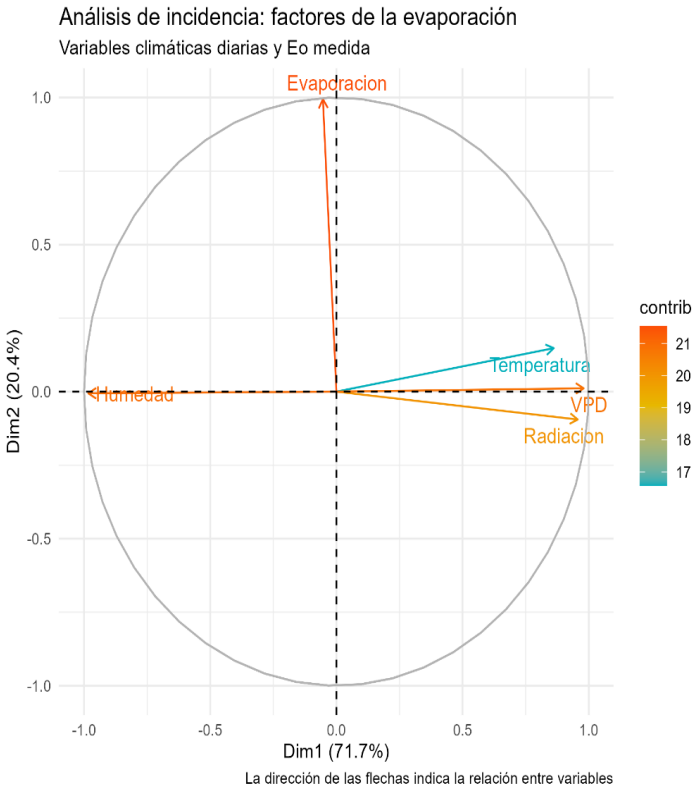
La prueba de Kruskal-Wallis evidenció diferencias estadísticamente significativas en la evaporación diaria entre las coberturas evaluadas ($\chi^2 = 6.942$; gl = 2; $p = 0.031$). Este resultado indica que la cobertura vegetal influye sobre el comportamiento de la evaporación cuando se consideran conjuntamente los tres grupos. Sin embargo, las comparaciones pareadas mediante la prueba de Wilcoxon no identificaron diferencias significativas entre pares específicos de coberturas, lo cual sugiere que el efecto global detectado por Kruskal-Wallis es moderado y que la variabilidad de las mediciones, junto con el reducido número de fechas comunes disponibles para la comparación, disminuyó la capacidad para detectar diferencias individuales entre sitios.

3.3. *Análisis de Componentes Principales (ACP) para variables climáticas*

Con el fin de identificar las variables microclimáticas con mayor influencia sobre la evaporación medida, se aplicó un Análisis de Componentes Principales (ACP) utilizando los valores diarios de temperatura, humedad relativa, radiación solar, déficit de presión de vapor (VPD) y evaporación. Esta técnica permitió sintetizar la estructura de correlación entre las variables y representar gráficamente los principales gradientes ambientales asociados al proceso evaporativo.

Figura 19

Resultado del Análisis de Componentes Principales (ACP)



La Figura 19 muestra que las dos primeras componentes principales explicaron el 92.1 % de la variabilidad total de los datos (Dimensión 1 = 71.7 % y Dimensión 2 = 20.4 %), lo que indica una adecuada representación de la información original.

La primera componente estuvo asociada principalmente con el gradiente energético del sistema. La temperatura, la radiación solar y el déficit de presión de vapor (VPD) presentan vectores orientados hacia la misma dirección, evidenciando una fuerte correlación positiva entre estas variables. En sentido opuesto se ubica la humedad relativa, indicando una relación inversa con dicho gradiente.

Por su parte, la evaporación se proyectó principalmente sobre la segunda componente, mostrando una contribución diferente respecto al gradiente térmico y radiactivo. Este patrón sugiere que, aunque la disponibilidad de energía constituye una condición necesaria para el proceso evaporativo, la evaporación observada también responde a otros factores asociados a la disponibilidad de agua y a las condiciones microclimáticas locales, por lo que no depende exclusivamente del incremento de la temperatura o de la radiación incidente.

CAPÍTULO IV: DISCUSIÓN

4.1. Caracterización de la densidad de dosel

Los resultados indican que el PC1 incide fuertemente en el proceso evaporativo. Dicha relación positiva indica que, a medida que el PC1 se vuelve más negativo, se tendrá áreas bastante densas con LAI alta, y por ende menos apertura del dosel (Gap Fraction). En este contexto, el PC1, al presentar áreas con mayor densidad de dosel, tendrá un efecto adverso en la evaporación, haciendo que esta sea menor en comparación con aquellos sitios con áreas desprovistas de vegetación. Por otro lado, se tienen las teselas PC1 positivas que representan los claros del bosque, y que al tener mayor *gap-fraction*, la tasa de evaporación se incrementa. Con esto se refleja el efecto regulador del bosque en las distintas variables microclimáticas y la evaporación.

En el caso del PC2 positivo, cuya entropía es alta, el proceso evaporativo se frena más en comparación con el PC1 negativo. Esto es a consecuencia de las múltiples capas de hojas que con el viento disipan la energía solar antes de llegar al sotobosque, que es donde se encuentran los sistemas de medición de esta investigación.

Estos resultados coinciden con los resultados obtenidos de las variables climáticas, donde se observó que, a medida que la densidad de dosel disminuye, también lo hace la evaporación. Pues, en sitios abiertos, la incidencia de energía solar eleva la temperatura además del déficit de presión de vapor. Asimismo, Bruijnzeel (2004) menciona que la reducción de la cobertura vegetal aumenta la exposición solar del suelo, contribuyendo así a las pérdidas de agua.

4.2 Comportamiento de las condiciones ambientales

4.2.1 Efecto de la estructura del dosel en las variaciones ambientales

En la variable de temperatura se muestra un efecto amortiguador, es decir, existe un incremento progresivo en las temperaturas medias y máximas a medida que se pierde cobertura forestal. En este contexto, se confirma que el dosel funciona como un aislante de temperatura. La radiación solar incide directamente sobre el terreno y el tanque en la zona despejada, lo que provoca un aumento de la temperatura. En cambio, el bosque cubierto absorbe dicha energía y, en consecuencia, el entorno se mantiene más estable y fresco, hecho que disminuye los valores de energía abiótica para la evaporación, tal y como también se expone en los resultados de Arias Ordóñez, (2020), quienes postulan que la estructura del bosque piemontano condiciona la temperatura del sotobosque en función de la función de filtro energético.

En cuanto a la humedad relativa, se verifica el nivel de saturación del Amazonas. Durante el día, el aire en el Bosque Cubierto se mantiene mucho más próximo al punto de saturación, y un aire más húmedo tiene una menor habilidad para contener vapor de agua adicional. El área de estudio presenta una transición Amazonía-Andes donde la saturación de humedad limita la demanda atmosférica, un fenómeno típico de las zonas megatérmicas muy húmedas del Ecuador (Campozano et al., 2016).

La radiación es el motor de la evaporación, y el hecho de que el Bosque Claro tenga una radiación similar al Despejado, pero hayamos visto en los gráficos de puntos que su evaporación es baja, sugiere que la humedad retenida bajo los árboles jóvenes es más determinante que la luz que alcanza a filtrar.

Los datos meteorológicos corroboran que la radiación solar que incide en zonas abiertas o deforestadas se ve disminuida en un 76.4 % cuando se trata de áreas cubiertas o densas de bosque. Esta disminución de energía, junto con una humedad relativa media que supera el 99 %, establece un ambiente de protección hídrica, en el que la evaporación física es escasa, lo cual conserva las reservas hídricas del suelo ante el calentamiento global.

A partir de los resultados obtenidos, se evidencia que la variación en la tasa de evaporación entre las diferentes coberturas está fuertemente influenciada por la presencia del dosel forestal y su capacidad para modificar el microclima. Los datos obtenidos en el presente trabajo, si los comparamos con los reportados por Hidalgo et al. (2021) que refieren unos valores entre 2.0 a 3.1 mm/día para los bosques, muestran que, en este tipo de ecosistema amazónico, la humedad intensa y el déficit de presión de vapor próximo a cero hacen que la demanda evaporativa sea bastante baja. A eso se puede añadir la fuerte atenuación de la radiación para las zonas situadas bajo el dosel, lo que implica que hay poco aporte de energía para que ocurra la evaporación.

Por su parte, el Bosque Claro presenta un comportamiento muy diferente en esta variable, con valores de la tasa de evaporación (≈3.86 mm/día) próximos a los más altos en comparación con otros estudios realizados; este comportamiento permite evidenciar que la eliminación de la cobertura vegetal influye directamente en el balance hídrico del sistema. Algunos ejemplos como los de Ochoa (2019) y Villafañe et al. (2016), cuyos resultados reportan valores entre los 1 y 3 mm/día, permiten un mejor contexto del incremento evocado.

En este caso, la mayor evaporación se relaciona con la exposición directa del suelo a la radiación solar y con un aumento del déficit de presión de vapor. En conjunto, estos resultados muestran que la pérdida del dosel no solo modifica el microclima, sino que también intensifica la pérdida de agua, lo que podría tener efectos importantes sobre la disponibilidad hídrica en estos ecosistemas.

4.2.2 Gradientes de temperatura y radiación

Los resultados hacen deducir que la vegetación funciona como un termostato natural. En el área despejada, el suelo se calienta rápidamente cuando la radiación solar incide en forma directa; así mismo, por la noche se enfría rápidamente. Pero, en los bosques densos, el aire queda atrapado bajo del dosel, lo que hace que haya inercia térmica y se oponga a cambios grandes de temperatura. Como limita que el agua pueda alcanzar la energía suficiente para transformarse en vapor, esta estabilidad es muy importante para limitar la evaporación.

Es curioso constatar que el Bosque Claro reacciona de forma irregular ante la radiación, provocando picos menores, lo que puede tener su explicación con el efecto de los "sunflecks" o manchas de sol. En un bosque menos denso la luz no llega de forma continua, sino en ráfagas, en la medida que el sol va transitando y va hallando huecos a través de los copos de los árboles. En el momento en que se van produciendo estos picos de radiación, la temperatura no va en aumento a la par que la humedad ambiental próxima explica por qué tu evaporación en ese lugar sigue siendo pequeña.

El análisis comparativo de las curvas diarias indica que, en el área de estudio, el dosel forestal claramente atenúa las máximas de radiación solar de aproximadamente un 80%. Este sencillo fenómeno de reducción de la energía incidente reduce la energía disponible para la evaporación y limita el incremento de la temperatura del aire. El efecto de manchas de sol registrado en el Bosque Claro demuestra una efectiva entrada de energía de modo transitorio que, aun así, se ve contrarrestada por la alta capacidad calorífica del medio boscoso saturado de Tena.

4.2.3. Distribución estadística de las temperaturas

Como puede observarse en la Figura 10, el Bosque Cubierto (verde) ofrece una estabilidad térmica, al presentar el pico más alto y estrecho de todos, concentrado fuertemente alrededor

de los 21°C.

Una curva alta y delgada indica baja variabilidad, lo cual evidencia que el bosque denso funciona como un pulmón térmico que trata de mantener la temperatura constante. Esta falta de fluctuaciones extremas es lo que impide que el agua gane la energía necesaria para evaporarse de forma masiva.

En el otro extremo, la cola del sitio Despejado (Rojo) tiene la base más ancha y una cola que se extiende mucho más a la derecha, superando los 30 °C. La forma aplanada de esta curva indica una alta dispersión; al no haber árboles que filtren la radiación, el aire responde inmediatamente a la salida del sol, generando picos de calor que no existen en los otros sitios.

En lo que se refiere al Bosque Claro (Amarillo), se puede notar un solapamiento al ubicarse entre los dos anteriores. Esto se debe a que comparte el pico de frescura del bosque denso, aunque presenta pequeños baches cerca de los 25 °C. Lo indica que, a pesar de que el Bosque Claro permite pasar ciertos puntos de calor, aún mantiene la estructura necesaria para actuar más como un bosque que como una zona abierta.

En resumen, la distribución de densidades térmicas demuestra que la cobertura forestal, ya sea Clara o Cubierta, funciona como un regulador de la variabilidad climática. A diferencia del sitio Despejado, que muestra una distribución con gran exposición a temperaturas altas, los ambientes boscosos concentran su energía en un rango angosto y fresco. Este fenómeno de amortiguación térmica es el factor principal que disminuye la demanda de evaporación en la atmósfera del ecosistema amazónico.

4.2.4 Déficit de vapor de presión y el dosel

Los resultados muestran que durante casi 18 horas al día (de 17:00 a 08:00), el VPD es 0 en todas las coberturas. Esto se puede explicar porque en la Amazonía Alta, la noche y la mañana son periodos de saturación total (100% humedad), o sea, en este tiempo, la demanda evaporativa es prácticamente nula. Esta evidencia comprueba que la evaporación tiene un límite físico debido a la cobertura forestal. A diferencia del sitio Despejado, que llega a un potencial de evaporación mayor a 1.0 kPa por la calefacción directa del aire, los ambientes boscosos mantienen una condición de saturación casi total con un VPD cercano a cero. Esto evidencia que el bosque cubre el suelo con sombra y resguarda el microclima, lo cual evita que la atmósfera

demande agua del ecosistema.

4.2.5 Tasa de evaporación

Los hallazgos alcanzados muestran cómo la cantidad de dosel determina, de forma práctica, la evaporación superficial. La Tabla 5, así como las Figuras 16 y 17, describen el aumento de la evaporación según va disminuyendo la cobertura vegetal. El Bosque Despejado llegó a tener la mayor evaporación media diaria (3.754 mm/día), seguido del Bosque Claro (2.3 mm/día) y el Bosque Cubierto (2.2 mm/día), lo que hace ver cómo la existencia del dosel resta gran parte de la energía disponible para la evaporación.

Este comportamiento concuerda con las evidencias clásicas que desveló Shuttleworth (1988) en la investigación que llevó a cabo de la selva amazónica, donde estableció que la evaporación bajo el dosel es muy moderada como consecuencia del acoplamiento hidrológico y la baja resistencia aerodinámica.

Además, coincide con el funcionamiento físico de los ecosistemas forestales tropicales, ya que la cobertura forestal intercepta parte de la radiación solar que recibe, retrasa la velocidad del viento a la altura de la superficie y muestra una mayor humedad relativa por la atmósfera del interior del bosque, lo que colabora en disminuir la demanda evaporativa de la atmósfera. Como consecuencia, la cantidad de agua que se puede evaporar bajo la densa cobertura es significativamente menor que la que se puede evaporar en una zona abierta.

En este estudio, la evaporación (Eo) se obtuvo mediante la medición directa de la disminución de la lámina de agua en los tanques evaporímetros, registrada automáticamente por sensores ultrasónicos. Paralelamente, la evapotranspiración de referencia (ETo) fue calculada únicamente para el sitio despejado siguiendo el procedimiento estandarizado FAO-56 de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). La relación entre ambas variables permitió estimar el coeficiente acumulado del tanque (Kp), utilizado como indicador del comportamiento del evaporímetro bajo las condiciones ambientales del área de estudio.

En la Figura 16 se muestra que la evaporación calculada sigue un comportamiento horario claramente dependiente del ciclo diario de la radiación solar, permaneciendo en valores bajos en las horas de la mañana y aumentando progresivamente hasta alcanzar máximos en las horas de mayor disponibilidad energética, disminuyendo posteriormente hasta el final de la tarde. Aunque este comportamiento se repite para las tres coberturas, las cuantificaciones de la

evaporación son diferentes, siendo sistemáticamente mayor en el Bosque Despejado y menor en el Bosque Cubierto.

La diferencia observada entre coberturas valida el carácter regulador del dosel forestal sobre el balance hídrico superficial. Fisher et al. (2009) indican que a pesar de que la radiación solar constituye el principal motor o variable de control de la evaporación, la respuesta del sistema va a depender de las limitaciones que la vegetación y las condiciones microclimáticas que se dan en el interior de un bosque puedan ejercer sobre la pérdida hídrica con el tiempo. De la misma manera Bosman (1987) considera incluso coberturas vegetales abiertas parciales como aun conllevando un efecto protector medianamente suficiente que pueda llegar a disminuir la pérdida de agua con respecto a una superficie completamente expuesta.

La interpretación del efecto del dosel se resume en la tabla 8.

Tabla 8

Interpretación de los resultados de la Evaporación

Cobertura	Evaporación media (mm/día)	Interpretación del Dosel
Sitio 1: Bosque Cubierto	2.2	Efecto regulador máximo. Reduce la evaporación significativamente respecto al sitio abierto.
Sitio 2: Bosque Claro	2.3	Pérdida moderada; el dosel no logra frenar el VPD.
Sitio 3: Despejado	3.754	Máxima pérdida de agua por exposición directa.

Se evidencia que la interceptación que hace el dosel en su efecto sombra, tanto para el Bosque Cubierto como para el Bosque Claro, reduce la evaporación en comparación con el suelo desnudo, lo cual confirma lo señalado por Cuartas et al. (2007).

En definitiva, los resultados encontrados indican que la conservación de la cubierta forestal puede ser considerada como una estrategia natural de regulación del ciclo hidrológico local por cuanto el agua perdida por evaporación es menor de la encontrada en el humedal y hace que se generen probablemente condiciones microclimáticas más estables. Esta tendencia de los resultados coincide también con la respuesta del ciclo hidrológico en bosques tropicales húmedos, en el que la arquitectura del dosel modifica casi todo el balance de energía y el régimen hídrico en superficie, como lo indican Cuartas et al. (2007) y Campozano et al. (2016).

4.2.6 Relación entre la evapotranspiración de referencia (ETo) y la evaporación medida (Eo)

La Figura 18 muestra la relación entre la evapotranspiración de referencia (ETo), estimada mediante la ecuación FAO-56 Penman-Monteith, y la evaporación medida (Eo) a partir de la pérdida de la lámina de agua registrada por el tanque evaporímetro en el sitio Bosque Despejado. La regresión lineal evidenció una relación positiva, aunque de baja magnitud ($r = 0,109$; $R^2 = 0,012$; $p = 0,453$), indicando que la ETo explicó únicamente una pequeña fracción de la variabilidad observada en la evaporación medida.

La baja capacidad explicativa del modelo no implica que la ecuación de Penman-Monteith sea inadecuada, sino que refleja que la evaporación medida en un tanque está influenciada por procesos adicionales que no son considerados directamente por la ETo, entre ellos la precipitación, las variaciones del nivel del agua, las condiciones particulares del entorno inmediato del tanque y las incertidumbres propias de las mediciones de campo. Allen et al. (1998) señalan que la ETo representa la demanda evaporativa atmosférica bajo condiciones estandarizadas y no pretende reproducir exactamente la evaporación observada en un tanque o cuerpo de agua específico.

Asimismo, Rosenberry et al. (2007) indican que la evaporación determinada mediante mediciones directas en pequeños cuerpos de agua puede presentar una elevada variabilidad debido a procesos hidrológicos locales y a las condiciones microambientales, lo que limita la fuerza de la relación con variables meteorológicas consideradas de forma aislada. En consecuencia, los resultados obtenidos en este estudio son consistentes con la naturaleza compleja del proceso evaporativo en ambientes tropicales húmedos.

4.2.7 Diferencias en la evaporación entre coberturas

Las diferencias en la evaporación diaria entre las tres coberturas fueron evaluadas mediante la prueba no paramétrica de Kruskal-Wallis. El análisis evidenció diferencias globales estadísticamente significativas entre los grupos ($\chi^2 = 6,94$; $gl = 2$; $p = 0,031$), indicando que el tipo de cobertura vegetal influye sobre la evaporación superficial.

Sin embargo, las comparaciones múltiples mediante la prueba de Wilcoxon con corrección de Bonferroni no detectaron diferencias estadísticamente significativas entre ninguno de los pares de coberturas (Bosque Despejado vs. Bosque Claro: $p = 1,000$; Bosque Despejado vs. Bosque Cubierto: $p = 0,178$; Bosque Claro vs. Bosque Cubierto: $p = 1,000$). Estos resultados sugieren que,

aunque existe evidencia de diferencias globales en el conjunto de datos, el tamaño de muestra disponible y la variabilidad intrínseca de las mediciones limitaron la identificación de diferencias pareadas después de aplicar la corrección por comparaciones múltiples.

Este comportamiento es frecuente en estudios ambientales con un número reducido de observaciones y elevada variabilidad natural, donde las pruebas globales poseen mayor sensibilidad que las comparaciones múltiples posteriores. De acuerdo con Conover (1999), la corrección de Bonferroni disminuye la probabilidad de errores de tipo I, aunque también reduce considerablemente la potencia estadística para detectar diferencias entre grupos individuales.

Desde el punto de vista ecológico, la tendencia observada continúa mostrando menores tasas de evaporación en las coberturas boscosas respecto al sitio despejado, resultado coherente con el papel regulador del dosel sobre la radiación incidente, la temperatura del aire y el déficit de presión de vapor, procesos ampliamente descritos para bosques tropicales por Shuttleworth (1988), Fisher et al. (2009) y Cuartas et al. (2007).

4.3. Aporte de las condiciones ambientales a la evaporación (ACP)

El Análisis de Componentes Principales permitió identificar los principales gradientes microclimáticos asociados con la evaporación en el área de estudio. El primer componente principal explicó el 71,7 % de la variabilidad total, mientras que el segundo componente explicó el 20,4 %, acumulando conjuntamente el 92,1 % de la variación observada. Esto indica que las variables consideradas describen adecuadamente la estructura general del microclima durante el período de monitoreo.

La representación gráfica mostró que la radiación solar, la temperatura del aire, el déficit de presión de vapor (VPD) y la evaporación presentan vectores orientados en una dirección similar, evidenciando una asociación positiva entre estas variables. Por el contrario, la humedad relativa se ubicó en sentido opuesto, reflejando la relación inversa existente entre la disponibilidad de humedad atmosférica y la demanda evaporativa.

Estos resultados concuerdan con el fundamento físico de la ecuación de Penman-Monteith, en la cual la radiación constituye la principal fuente de energía del proceso evaporativo, mientras que la temperatura y el déficit de presión de vapor incrementa la capacidad de la atmósfera para extraer agua de la superficie (Allen et al., 1998). Asimismo, Fisher et al. (2009) señalan que en

ecosistemas tropicales la disponibilidad de energía y las condiciones microclimáticas controlan conjuntamente los procesos de evaporación y evapotranspiración, mientras que la elevada humedad característica del bosque limita la demanda evaporativa.

En conjunto, el ACP confirma que la evaporación responde a la interacción de múltiples variables meteorológicas y que el dosel forestal modifica simultáneamente dichos factores mediante la reducción de la radiación incidente, la moderación de la temperatura y el mantenimiento de una elevada humedad relativa, contribuyendo a la regulación del balance hídrico superficial.

CAPÍTULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Conclusiones

El estudio demostró que la cobertura forestal transforma las condiciones microclimáticas vinculadas a la evaporación, de tal forma que los lugares con mayor densidad de dosel presentaron menores valores de radiación incidente, temperaturas más constantes, mayor humedad relativa y también menores tasas de evaporación que el lugar abierto, evidenciando el rol regulador del bosque en el balance energético y la disponibilidad de agua en superficie.

La evapotranspiración de referencia (ETo) fue estimada mediante el método FAO-56 Penman-Monteith únicamente para el sitio Bosque Despejado, mientras que la evaporación (Eo) fue obtenida directamente a partir de la pérdida de la lámina de agua registrada por los tanques evaporímetros instrumentados con sensores ultrasónicos. La comparación entre los dos parámetros ha permitido estimar el coeficiente acumulado del tanque (Kp) para el caso de las condiciones locales del punto de referencia.

El Análisis de Componentes Principales (ACP) mostró como resultados que el primer componente principal explica el 71,7 % de la variabilidad total y el segundo para el 20,4%, lo cual da un porcentaje acumulado del 92,1 % de la variación que se obtuvo. La radiación solar, temperatura del aire, déficit de presión de vapor y evaporación forman una asociación positiva, en cambio la humedad relativa presentó una relación inversa, que demuestra que la disponibilidad de la energía es el principal gradiente ambiental que está en relación con la evaporación.

La contrastación de Kruskal-Wallis encontró diferencias globales significativas entre las coberturas de los muestreos hechos ($\chi^2 = 6,94$; gl = 2; p = 0,031). Por tanto, las comparaciones pareadas mediante la prueba de Wilcoxon con la corrección de Bonferroni no encontraron diferencias estadísticamente significativas entre los pares de coberturas que han sido analizados, que muestran que existe una tendencia general asociada al efecto del dosel sobre la evaporación, aunque la variabilidad natural de los datos y el número de observaciones ha impedido detectar diferencias individuales entre coberturas.

Finalmente, los resultados obtenidos confirman que la conservación de la cobertura forestal favorece la regulación del microclima y contribuye a disminuir la pérdida de agua por evaporación. En consecuencia, el mantenimiento de bosques con mayor complejidad estructural

representa un mecanismo natural de regulación del balance hídrico en ecosistemas amazónicos.

5.2 Recomendaciones

Algunas recomendaciones que se podrían sugerir para seguir aportando, mejorando o complementando el análisis de este estudio y sus conclusiones, pueden ser:

Monitoreo durante diferentes épocas del año: Se recomienda extender el período de monitoreo a estaciones seca y lluviosa con el fin de evaluar la variabilidad estacional de la evaporación y de las condiciones microclimáticas bajo distintos estados fenológicos de la vegetación.

Incorporación de variables hidrológicas adicionales: Se recomienda incluir sensores de humedad del suelo y, de ser posible, mediciones de precipitación e interceptación del dosel, con el propósito de analizar de manera integral el balance hídrico del ecosistema.

Fortalecimiento del monitoreo microclimático: En futuros estudios sería conveniente incorporar sensores de radiación de onda larga o estaciones meteorológicas completas que permitan estimar directamente la radiación neta, reduciendo la necesidad de aproximaciones durante el cálculo de la evapotranspiración de referencia.

Integración con técnicas de teledetección: Se recomienda complementar los registros de campo con imágenes satelitales y productos LiDAR para extrapolar espacialmente los resultados obtenidos y evaluar el efecto de la estructura del dosel sobre la evaporación a escalas de paisaje.

Conservación de la cobertura forestal: Los resultados respaldan la implementación de estrategias de conservación y restauración de bosques en zonas de recarga hídrica, debido a que una mayor cobertura vegetal contribuye a mantener condiciones microclimáticas más estables y a reducir la pérdida de agua por evaporación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., y Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements—FAO Irrigation and drainage paper 56*. Food and Agriculture Organization of the United Nations. https://www.fao.org/4/x0490e/x0490e00.htm

Arias Ordóñez, A. S. (2020). *Estudio de la variabilidad climática en un transecto andino-tropical en el austro ecuatoriano mediante la identificación de teleconexiones*.

https://dspace.ucuenca.edu.ec/handle/123456789/34527

Borja, P., Crespo, P., Celleri, R., Cisneros, F., y Feyen, J. (2010). Evapotranspiration and crop coefficient of pasture in the Ecuadorian Andes. *Agricultural Water Management, 97(2),* 271–278.

https://doi.org/10.1016/j.agwat.2009.09.017

Bosman, H. H. (1987). The influence of surroundings on pan evaporation. *Water SA, 13(3),* 171–176.

https://journals.co.za/doi/abs/10.10520/AJA03784738_1638

Bruijnzeel, L. A. (2004). *Hydrological functions of tropical forests: Not seeing the soil for the trees? Agriculture, Ecosystems y Environment*, 104(1), 185–228.

https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.015

Campozano, L., Célleri, R., Trachte, K., Bendix, J., & Samaniego, E. (2016). Rainfall and Cloud Dynamics in the Andes: A Southern Ecuador Case Study. *Advances in Meteorology, 2016,* 1-15.

https://www.semanticscholar.org/paper/Rainfall-and-Cloud-Dynamics-in-the-Andes%3A-A-Ecuador-Campozano-C%C3%A9lleri/dcad719990fa772acd93a8859c3c4ebb26cb1dfb

Cuartas, L. A., Hodnett, M. G., Tomasella, J., Nobre, A. D., y Waterloo, M. J. (2007). Interceptación de la lluvia en la Amazonia central: Mediciones y modelación. *Journal of Hydrology, 345(3-4),* 182-206.

https://www.researchgate.net/publication/223477171_Interception_water-partitioning_dynamics_for_a_pristine_rainforest_in_Central_Amazonia_Marked_differences_between_normal_and_dry_years

Doorenbos, J., Pruitt, W. O., Aboukhaled, A., Damagnez, J., Dastane, N. G., Van den Berg, C., Rijtema, P. E., Ashford, O. M., y Frere, M. (1997). *Crop water requirements (FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24)*. Food and Agriculture Organization of the United Nations.

https://openknowledge.fao.org/items/f026cb5a-8528-428c-b88c-bc50572b0df7

Ekwue, E. I., y Stone, R. J. (2004). Effect of pan diameter on evaporation and reference crop evapotranspiration. *Transactions of the ASAE, 47(2)*, 485–488. https://doi.org/10.13031/2013.16043

Fareed, N., Silva, C. A., Numata, I., y Flores, J. P. (2026). Interdisciplinary applications of LiDAR in forest studies: *Advances in sensors, methods, and cross-domain metrics. Remote Sensing, 18(2),* 219.

https://doi.org/10.3390/rs18020219

Fisher, J. B., Malhi, Y., Bonal, D., Da Rocha, H. R., De Araújo, A. C., Gamo, M., Goulden, M. L., Hirano, T., Huete, A. R., Kondo, H., Kumagai, T., Loescher, H. W., Miller, S., Nobre, A. D., Nouvellon, Y., Oberbauer, S. F., Panuthai, S., Roupsard, O., Saleska, S. y Yorimitsu, S. (2009). The land–atmosphere water flux in the tropics: Multivariate controls on terrestrial evapotranspiration. *Global Change Biology, 15(11),* 2694–2714.

https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01813.x

Food and Agriculture Organization of the United Nations. (2006). *Meteorological data.*

https://www.fao.org/4/x0490e/x0490e07.htm?utm_source

Hamilton, L. S. (2009). *Los bosques y el agua (Estudio FAO: Montes 155).* Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO).

https://www.fao.org/4/i0410s/i0410s01.pdf

Hierro, R. (2026). Observational Evidence of Vertical Drying Over Deforested Amazonia from

GPS-RO Data. *International Journal of Climatology 46(2): e70184*.

https://doi.org/10.1002/joc.70184

Huenante, J., y Vega, D. (2018). Proceso de evaporación según diferentes características del cuerpo de agua y el grado de radiación solar. *Revista Nothofagus, 3(1), 47-58.* [Archivo PDF].

https://revistanothofagus.ulagos.cl/en/article/download/4278/4575/5435

Intergovernmental Panel on Climate Change. (2023). *Climate change 2023: Synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*

https://www.ipcc.ch/report/ar6/syr/

Iziomon, M. G., Mayer, H., y Matzarakis, A. (2000). Analysis of the relationship between solar and net radiation in several sites in Southern Germany. *Agricultural and Forest Meteorology, 102(2-3),* 167–183.

https://doi.org/10.1016/S0168-1923(00)00104-1

Jensen, M. E., y Allen, R. G. (2016). *Evaporation, evapotranspiration, and irrigation water requirements (2nd ed.).* American Society of Civil Engineers. https://doi.org/10.1061/9780784414057

Jones, F. E. (2018). *Evaporation of water: With emphasis on applications and measurements.*

https://doi.org/10.1201/9781351071963

Kool, D., Agam, N., Lazarovitch, N., Heitman, J. L., Sauer, T. J., y Ben-Gal, A. (2014). A review of approaches for evapotranspiration partitioning. *Agricultural and Forest Meteorology, 184,* 56-70.

https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.09.003

Liow, M., Kosugi, Y., Takanashi, S., Noguchi, S., Itoh, M., Katsuyama, M., Matsuo, N., y Shamsuddin, S. (2017). *Evapotranspiration and water source of a tropical rainforest in peninsular Malaysia. Hydrological Processes, 31(24),* 4338-4353.

https://doi.org/10.1002/hyp.11360

López-Urrea, R., Martín de Santa Olalla, F., Fabeiro, C., y Villar, J. M. (2006). An evaluation of two hourly reference evapotranspiration equations for semiarid conditions. *Agricultural Water Management, 86(3),* 277-282.

https://doi.org/10.1016/j.agwat.2006.05.017

Manzur, A., y Cardoso, J. (2015). Velocidad de evaporación del agua. *Revista Mexicana de Física E, 61(1),* 31-34.

http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttextypid=S1870-35422015000100007

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* [Tesis de pregrado, Universidad Católica de Colombia]. Repositorio Institucional CORE.

https://core.ac.uk/download/pdf/71418925.pdf

Ministerio del Ambiente del Ecuador. (2013). *Sistema de clasificación de los ecosistemas del Ecuador continental*.

https://www.ambiente.gob.ec/wp-content/uploads/downloads/2012/09/LEYENDA-ECOSISTEMAS_ECUADOR_2.pdf

Ordoñez, J. (2011). *Carta técnica: Ciclo hidrológico*. Global Water Partnership South America (GWP SAM).

https://www.gwp.org/globalassets/global/gwp-sam_files/publicaciones/varios/ciclo_hidrologico.pdf

Ortiz, R., y Chile, M. (2020). Métodos de cálculo para estimar la evapotranspiración de referencia para el Valle de Tumbaco. *Siembra, 7(1),* 027–036.

https://doi.org/10.29166/siembra.v7i1.1453

Ponce, F. (2021). *Aplicación de un modelo del tipo van Genuchten para la estimación de la evaporación de suelo desnudo* [Tesis de maestría, Universidad de Chile]. ProQuest Dissertations and Theses Global.

https://www.proquest.com/openview/1198355c879372b6f44c27dda1a73b73/1?pq-origsite=gscholar

Sabando, L. (2021). *Diseño de redes de monitoreo de calidad del agua en cuencas amazónicas: Caso de estudio en la cuenca del río Tena* [Trabajo de titulación, Universidad Regional Amazónica IKIAM]. Repositorio Digital IKIAM. https://repositorio.ikiam.edu.ec/jspui/bitstream/RD_IKIAM/569/1/TT-H-IKIAM-000004.pdf

Scagliotti, A. F., y Jorge, G. A. (2020). *Inter-comparison of environmental low-cost sensors on Arduino platform.* Journal of the IEST.

https://jiest.kglmeridian.com/view/journals/jiet/63/1/article-p35.xml

Shaw, D. C. (2004). Vertical organization of canopy biota. In M. D. Lowman y H. B. Rinker (Eds.), *Forest canopies* (2nd ed., pp. 73–101). Academic Press.

https://doi.org/10.1016/B978-012457553-0/50008-3

Shuttleworth, W. J. (1988). Evaporation from Amazonian rainforest. *Proceedings of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences, 233(1272),* 321-346.

https://doi.org/10.1098/rspb.1988.0024

Shuttleworth, W. J. (1993). Evaporation. In D. R. Maidment (Ed.), *Handbook of hydrology* (pp. 4.1–4.73). McGraw-Hill.

https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=845975

Sierra, R. (2013). *Patrones y factores de deforestación en el Ecuador continental, 1990-2010*. Conservation International Ecuador; Ministerio del Ambiente del Ecuador [Archivo PDF].

https://www.uea.edu.ec/biblioteca/libros/Patrones_y_factores_de_deforestacion.pdf

Torres, B., Fischer, R., Vargas, S., Günter, S., Richard, R., Julio, J., y Sven, S. (2020). *Deforestación en paisajes forestales tropicales del Ecuador: Bases científicas para perspectivas políticas*. Instituto Nacional de Biodiversidad (INABIO) [ARCHIVO PDF].

https://inabio.biodiversidad.gob.ec/wp-content/uploads/2021/01/LAFORET_WEB.pdf

Wang, H. X., y Liu, C. M. (2007). Soil evaporation and its affecting factors under crop canopy. *Communications in Soil Science and Plant Analysis, 38(1),* 259–271.

https://doi.org/10.1080/00103620601094213

Yan, Y., Liu, Y., Wang, Y., Li, J., y Cai, W. (2016). *Experimental study of fuel evaporation characteristics. Fuel, 169,* 33–40.

https://doi.org/10.1016/j.fuel.2015.12.001

ANEXOS



StrikePlagiarism.com

Esperando evaluación

Metadatos

DOCUMENTO

Titulo
Tesis - Joseline Landy

Autor	Revisor	ID del Documento
Joseline Mariela Landy Hurtado	**Gabriel Vicente Gaona Gaona**	**334469359**

Organización

Nombre de la organización	Unidades organizativas
Universidad IKIAM	**Universidad IKIAM**

INFORME

Fecha del informe	Fecha de edición
2026-07-03	**2026-07-04**

Registro de similitudes

Los SCs muestran el porcentaje de palabras de tu documento que también aparecen en otros textos. Un valor alto no significa automáticamente plagio. El informe siempre debe revisarlo una persona autorizada.

2.1% (4.79%) CS 1	0.88% (1.51%) CS 2	0.24% (0.25%) CCot

Las citas marcadas con comillas en el texto se han excluido de los valores actuales del Coeficiente de Similitud.

25	18118	119183
Longitud de frase para el CS 2	Longitud en palabras	Longitud en caracteres

Indicador de contenido de IA

17%

Alertas

En esta sección, puede encontrar información sobre modificaciones de texto que pueden tener como objetivo moderar los resultados del análisis. Invisible para la persona que evalúa el contenido del documento en una copia impresa o en un archivo, influyen en las frases comparadas durante el análisis de texto (al causar errores ortográficos intencionados) para ocultar préstamos y falsificar valores en el Informe de similitud. Debe evaluarse si las modificaciones son intencionales o no.

Cambio de alfabeto	3
Extensiones	0
Micro espacios	2
Caracteres ocultos	0
Paráfrasis (SmartMarks)	47

Listas activas de similitudes

En particular, los fragmentos requieren atención, que se han incluido en el CS 2 (marcado en negrita). Use el enlace "Marcar fragmento" y vea si son frases cortas dispersas en el documento (similitudes casuales), numerosas frases cortas cerca de otras (plagio mosaico) o fragmentos extensos sin indicar la fuente (plagio directo).