

# **EVAPOTRANSPIRACIÓN EN ÁREAS CONSERVADAS Y DEFORESTADAS DE LA AMAZONIA COLOMBIANA DURANTE EL PERIODO 2001 - 2018**

**Jahir Fabricio Pérez Díaz**

Universidad Antonio Nariño  
Facultad de Ingeniería Ambiental Y Civil  
Bogotá D.C., Colombia  
2020

# **EVAPOTRANSPIRACIÓN EN ÁREAS CONSERVADAS Y DEFORESTADAS DE LA AMAZONIA COLOMBIANA DURANTE EL PERIODO 2001 - 2018**

**Jahir Fabricio Pérez Díaz**

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

**Magister en Geomática Ambiental**

Andrés Felipe Carvajal Vanegas:

Dr.

Liliana Vanessa Celis Gil:

Dr. (c)

Universidad Antonio Nariño  
Facultad de Ingeniería Ambiental Y Civil  
Bogotá D.C., Colombia  
2020

*“La vida es una mezcla, decía Homero. Zeus tiene un vaso a cada lado; uno contiene lo bueno y el otro, lo malo. Cuando un mortal de la cola llega ante él, le llena la jarra solamente con lo malo o con una mezcla de bueno y malo. Nadie recibe solo lo bueno. Pero hay quien solo recibe lo malo. Así que hay que estar contento sí recibes la mezcla.”*

*Margaret George, Nero II.*

## **Agradecimientos**

Agradezco en especial a la vida, a Dios padre y a la virgen de Chiquinquirá por permitirme culminar este proceso académico.

A los profesores. Felipe Andrés Carvajal, y Liliana Vanessa Celí. quienes aportaron en la estructuración, desarrollo y culminación del presente trabajo de investigación.

A mi madre y padre Nancy Díaz Eslava, Raúl Pérez Galindo quienes me enseñaron el valor del esfuerzo y la disciplina para ser un hombre de bien.

A mi amada novia Janny Paola Villarreal, por el apoyo, tolerancia y paciencia para la culminación de este proceso.

A mis jefes, Ingeniero Olmedo Javier Becerra y Ramón Arturo González por su apoyo incondicional.

A mi familia y compañeros de la Universidad Antonio Nariño, por su apoyo y comprensión durante todo este proceso.

## Resumen

El objetivo del presente estudio fue analizar el comportamiento de la evapotranspiración (ET) enfocando el desarrollo que ha tenido la deforestación a través del tiempo en la Amazonia Colombiana utilizando estadísticas comparativas entre zonas transformadas y no transformadas. El área de estudio está comprendida en la Amazonia Colombiana específicamente en las áreas del piedemonte amazónico localizado en el noroccidente y el arco de deforestación ubicado en los departamentos de Caquetá, Putumayo, Guaviare, Cauca y Nariño. Se utilizaron datos orbitales de ET del producto MOD16 del periodo 2001-2018, capas de coberturas de la superficie terrestre de los años 2002, 2007, 2014 y 2016 obtenidas del Instituto Amazónico de investigaciones científicas SINCHI. Con respecto a las consecuencias de la deforestación, los análisis indicaron que la ET de áreas deforestadas aumenta con respecto a las áreas conservadas. Los resultados obtenidos demostraron un comportamiento mayor en la ET mayor en zonas transformadas o deforestadas que en las zonas conservadas, es decir los píxeles con información de las zonas deforestadas tuvieron una relación positiva frente a los píxeles de las zonas conservadas.

**Palabras clave:** (evapotranspiración, teledetección, deforestación, coberturas, amazonas).

# Contenido

	Pág.
<b>1. Marco Teórico y Estado del Conocimiento</b> .....	<b>5</b>
1.1 Deforestación y sus efectos en variables climáticas.....	5
1.2 Amazonia Colombiana.....	9
1.3 Estimaciones de la evapotranspiración con el Sensor MODIS.....	9
1.4 Uso de la percepción remota en el análisis de la evapotranspiración.....	11
1.5 Lógica de Penman-Monteith.....	14
1.6 ET Diurno y Nocturno.....	15
1.7 Flujo de calor del suelo.....	15
1.8 Transpiración de plantas.....	16
1.8.1 Conductancia superficial a transpiración.....	16
1.9 Relación ET – ENSO.....	17
<b>2. Objetivos</b> .....	<b>18</b>
2.1 General.....	18
2.2 Específicos.....	18
<b>3. Metodología</b> .....	<b>19</b>
3.1 El área de estudio.....	19
3.2 Materiales y métodos.....	22
3.2.1 Origen y Obtención de los Datos del Sensor MODIS.....	22
3.3 Extracción y procesamiento de datos.....	24
3.4 Construcción de grupos de análisis para el cálculo de la ET en la Amazonía Colombiana.....	24
<b>4. Resultados y discusión</b> .....	<b>27</b>
4.1 Estadística Descriptiva de la Evapotranspiración en zonas Transformadas (T) y No Transformadas (NT).....	28
4.2 Análisis de la evapotranspiración (ET) entre zonas no transformadas (NT) y Transformadas (T).....	29
4.3 Análisis de la ET para valores mínimos de los grupos de análisis entre el periodo 2001 – 2018.....	30
4.4 Análisis (ET) para valores máximos de los grupos de análisis entre el periodo 2001 – 2018.....	31
4.5 La Et Según Ambientes Morfogenéticos.....	35
4.6 Análisis de Varianza de ET por Temporalidad Mensual en Coberturas Conservadas (NT) y Transformadas (T).....	36
4.7 Relación ET – ENSO.....	40
<b>5. CONCLUSIONES</b> .....	<b>42</b>
<b>6. RECOMENDACIONES</b> .....	<b>43</b>

## Lista de figuras

	Pág.
Figura 1. Países con la tasa más alta de deforestación en el año 2018. Fuente: Instituto de Recursos Mundiales, 2019. ....	6
Figura 2. Principales focos de actividades que aportan a la deforestación en la Amazonía Colombiana. Fuente: (IDEAM, et al. 2017). ....	7
Figura 3. Superficie deforestada por departamentos (ha). Fuente: gráfica elaborada por autor con base en datos del (IDEAM, GOBIERNO DE COLOMBIA et al. 2017). ....	8
Figura 4. Esquema método simplificado desarrollado por Jackson et al. 1977 para la estimación de la evapotranspiración. ETd: tasa de evapotranspiración diaria, Ta: temperatura del aire, INV: índice de Vegetación Normalizado, Ts: Temperatura superficial, Rn: Radiación Neta Fuente: (Paruelo 2008). ....	13
Figura 5. Área de estudio, Amazonia colombiana. Fuente: autor. ....	20
Figura 6. Precipitación media mensual en ciudades capitales de la Amazonia, Promedio histórico (1961 - 1990), Fuente: IDEAM,2013. ....	21
Figura 7. Comparativa entre habitantes de la Amazonía Colombiana censo 2005 vs. 2018. Fuente: Autor con base a datos del Censo 2005-2018 DANE. ....	22
Figura 8. Flujo de trabajo para cálculo de la evapotranspiración en la Amazonía colombiana. ....	23
Figura 9. Tiles para descarga de productos MODIS; corresponde de 10 grados por 10 grados en el ecuador. Fuente: <a href="https://modis-land.gsfc.nasa.gov/MODLAND_grid.html">https://modis-land.gsfc.nasa.gov/MODLAND_grid.html</a> ..	24
Figura 10. Zona de estudio, grupos de análisis para extracción de ET del pixel de las imágenes satelitales. Fuente: autor. ....	25
Figura 11. Representación de puntos con coberturas Transformadas (T) y No Transformadas (NT) coberturas de SINCHI 2014. Fuente: autor. ....	26
Figura 12. Distribución de los datos de evapotranspiración ET MODIS en zonas No Transformadas (NT). ....	28
Figura 13. Distribución de los datos de evapotranspiración ET MODIS en zonas Transformadas. Fuente: Autor. ....	29
Figura 14. Media de ET MODIS en zonas No Transformadas (NT) y Transformadas (T). ....	30
Figura 15. Valores mínimos de ET MODIS en Zonas Transformadas y No Transformadas. Fuente: Autor. ....	31
Figura 16. Valores máximos de evapotranspiración ET MODIS en Zonas Transformadas y No Transformadas. Fuente: Autor. ....	32

XII EVAPOTRANSPIRACIÓN EN ÁREAS CONSERVADAS Y DEFORESTADAS  
DE LA AMAZONIA COLOMBIANA DURANTE EL PERIODO 2001 - 2018

---

Figura 17. Valores máximos, medios y mínimos de los datos de evapotranspiración ET MODIS en coberturas Transformadas o No Transformadas. Fuente: Autor. ....	33
Figura 18. Diagrama de caja de ET para zonas No Transformadas. Fuente: Autor.....	34
Figura 19. Diagrama de caja de ET para zonas Transformadas. Fuente: Autor. ....	35
Figura 20. Representación de puntos con coberturas Transformadas (T) y No Transformadas (NT) según su posición sobre el nivel del mar. Fuente: autor .....	36
Figura 21. Representación de los datos máximos de evapotranspiración ET MODIS en zonas Transformadas (T) y No Transformadas (NT). Fuente: Autor.....	39
Figura 22. Relación ET zonas (NT) Zonas (T) – ON. Fuente: Autor. ....	41



## Lista de tablas

	<b>Pág.</b>
Tabla 1. Características generales del sensor MODIS. Fuente: <a href="http://MODIS.GSFC.NASA.GOV/ABOUT/SPECIFICATIONS.PHP">http://MODIS.GSFC.NASA.GOV/ABOUT/SPECIFICATIONS.PHP</a> .....	10
Tabla 2. Datos recuperados de evapotranspiración (ET) en zonas No Transformadas (NT) y Transformadas (T).....	28
Tabla 3. Definición de pisos bioclimáticos. Fuente: (IDEAM 2010) .....	35
Tabla 4. Datos Máximos, Mínimos y Medios de evapotranspiración (ET) mensuales en zonas No Transformadas (NT) y Transformadas (T). .....	38

## Introducción

El impacto de la deforestación actualmente se posiciona como uno de los temas sobre el cambio climático más relevante a nivel mundial, regional y local. Cerca de 170.000 km<sup>2</sup> de bosques tropicales se deforestan cada año (UNESCO, 1991), con el objeto de convertir las tierras en cultivos y/o pastoreo de ganado o para la extracción de madera. Se estima que la deforestación anual en la Amazonia Brasileña se encuentra entre 3.0 y 4.5 millones de hectáreas por año (Poveda and Mesa 1995)

La deforestación está progresando rápidamente en la Amazonia; las áreas de desarrollo activo, como en Rondonia y la Amazonia occidental brasileña, se asocian con las mayores tasas de deforestación (Nobre Carlos A and Jagadish 1991, Malingreau y Tucker, 1998; Feamside, 1987). Otros países amazónicos como Perú, Colombia, Venezuela y Bolivia (Nobre Carlos A and Jagadish 1991, Myers, 1992) también tienen tasas altas de deforestación. Se espera que las tasas de deforestación sean mayores debido a las políticas de desarrollo de los países amazónicos. Si la deforestación continúa a ese ritmo, la mayoría de los bosques tropicales amazónicos desaparecerían en menos de 100 años (Nobre Carlos A and Jagadish 1991).

La selva amazónica es la selva tropical más grande del mundo y desempeña un papel clave como sumidero de carbono que controla los niveles de carbono atmosférico de todo el planeta, almacenando más de diez veces las emisiones globales anuales de los combustibles fósiles. A pesar de su importancia, se ha demostrado que el aumento de la presión antropogénica asociada con el crecimiento de la población y las tasas altas de migración (denominadas colonización) están afectando a la región (Murad and Pearse 2018, Perz et al., 2005, Amazon Rainforest., 2015).

En la historia del planeta tierra, el fuego interviene como un factor de cambio en la superficie, especies biológicas, ecosistemas y el paisaje, los cambios y uso del suelo han contribuido a los cambios climáticos a nivel global y regional, esto contribuye a la alteración de patrones naturales especialmente en sus coberturas naturales, transformándolos, disminuyendo la biodiversidad y su capacidad productiva. (Páramo-Rocha 2011)

La geología, la topografía y la calidad del suelo, los factores climáticos como la sequía y los factores económicos relacionados con la infraestructura y el desarrollo de carreteras

contribuyen a la deforestación; sin embargo, las presiones demográficas y el cultivo migratorio son a menudo los principales factores detrás de la deforestación (Murad and Pearse 2018, Armenteras et al., 2013a). Colombia ha estado por 60 años en un conflicto armado interno, afectando principalmente áreas en el departamento del Putumayo y Caquetá, actividades como la tala, los cultivos ilícitos extendidos en la región, la violencia e inseguridad hacen que el monitoreo del uso del suelo sea complejo; factores como el clima y el suelo favorecen las actividades de agricultura y ganadería, aspectos sociales y políticos de la región hacen de esta parte del territorio colombiano zona adecuada para la expansión de la deforestación (Murad and Pearse 2018).

En Colombia se estima la deforestación en 0,6 millones de hectáreas por año (Poveda and Mesa 1995, DNP, 1992). La problemática de la deforestación para la Amazonia colombiana contribuye con la extinción del bosque tropical lluvioso de la cuenca Amazónica, como también de los bosques de la costa Pacífica y del Darién. La colonización de ecosistemas boscosos se debe a razones económicas y políticas (Poveda and Mesa 1995, Spracklen, 2012).

Las actividades de deforestación reducen la evapotranspiración impidiendo el reciclaje de agua esto disminuye la cantidad de humedad conducida por la atmósfera disminuyendo las precipitaciones sobre las regiones a las cuales transportan la humedad. La deforestación a gran escala en el Amazonas podría reducir las precipitaciones a nivel de cuenca en un 12% durante la estación húmeda y un 21% durante la estación seca para 2050 (D.V. Spracklen, S.R. Arnold & C.M. Taylor, 2012). El agua es un elemento fundamental para cualquier actividad humana, la deforestación también puede afectar los acueductos, el sector energético y agrícola (P. German, J. Oscar, 1995).

Los modelos climáticos tradicionales relacionan a los bosques amazónicos con la precipitación y el reciclaje del más del 50% por el proceso de evapotranspiración, según lo anterior la pérdida de la masa boscosa resultaría en una reducción de la cuenca entre el 15 – 20% (Poveda and Mesa 1995, P.P Bunyard, F. Herrera). De tal manera estudios como estos concluyen que la conversión extensiva de los bosques en pastizales degradados podría inducir un cambio climático regional con el aumento de las temperaturas y la reducción de la evaporación y la precipitación (Nobre Carlos A and Jagadish 1991, Lean and Warrilow, 1989) aunque las simulaciones más recientes de (Hölscher et al. 1997, Lean y Rowntree, 1993) han indicado impactos menos severos. Sin embargo, se han hecho pocas mediciones de la vegetación secundaria en la región.

Si bien algunos estudios de deforestación se han realizado utilizando sensores remotos en Colombia, la mayoría son estudios individuales que no especifican que tipo de uso de la tierra ha reemplazado a los bosques (Murad and Pearse 2018, Zuleta, 2015). La evidencia muestra que la mitad de la Amazonía colombiana está experimentando altas tasas de deforestación (Murad and Pearse 2018, Ruiz, 1989, Sierra, 2000). Sin embargo, no hay

bases de datos geográficas regionales actualizadas que documenten la dinámica y los patrones de cambio y fragmentación de la cobertura de la tierra en esta región (Murad and Pearse 2018, Sierra, 2000, Armenteras et al., 2006).

En el proceso de evapotranspiración, se produce una liberación de agua la cual es importante y necesaria para mantener el balance del régimen hidrológico, las consecuencias de la deforestación que se presentan son la reducción de caudales medios, aumento de caudales extremos produciendo inundaciones, sequías más intensas y frecuentes, aumento de la temperatura superficial, aumento de la presión atmosférica, disminución de la evapotranspiración, aumento del albedo, disminución de la rugosidad y de la nubosidad (Poveda and Mesa 1995). Otro aspecto se refiere a la estabilidad de los nuevos ecosistemas de suelos de baja fertilidad y alto potencial de disolución de nutrientes (Hölscher et al. 1997, Jordan, 1987).

Lo ideal es tener un uso adecuado y aprovechamiento de las áreas forestales, las cuales son necesarias para suplir los retos que imponen las crecientes necesidades humanas, el desarrollo sostenible y el tratamiento al cambio climático global (Velasco Murguía et al. 2015, De Fries et al., 2004; MEA, 2005; Nabuurs et al 2007; FAO, 2012). Es necesario el monitoreo actual de los bosques, para atender las causas de su pérdida o degradación (Velasco Murguía et al. 2015, Geist y Lambin, 2001; Herkenrath y Harrison, 2011) el análisis de los bosques a escala global es factible por las distintas herramientas de teledetección, contrario a escala más localizada o puntual que ha sido menos estudiada, sobre todo en el sentido de entender causas inmediatas y fundamentales que determinan la deforestación de una zona en particular (Velasco Murguía et al. 2015; Rudel et al., 2001; Rudel et al., 2009, Boucher et al. 2011).

Es notorio que los cambios en la superficie, reemplazando la vegetación natural, como los bosques y transformándolos a superficies cultivadas o urbanizadas, pueden alterar la funciones del ciclo hidrológico, las características biogeoquímicas del ecosistema y modificando la variabilidad climática (José, Gonçalves, and Bezerra 2019). Por lo tanto, es importante realizar estudios comparativos de las diferentes coberturas de la tierra específicamente en los procesos hidrológicos a escalas local y regional en la región amazónica para detallar el conocimiento de los datos obtenidos como en el presente estudio y de esta manera determinar los efectos de reemplazar las coberturas vegetales primarias y destinarlos a cultivos y pastos o para actividades como minería e infraestructura.

# 1. Marco Teórico y Estado del Conocimiento

## 1.1 Deforestación y sus efectos en variables climáticas

Las selvas tropicales cubren grandes regiones en los trópicos, incluida la cuenca del Amazonas, la cuenca de Congo y el sudeste asiático. Una reducción significativa de estos bosques en las últimas décadas ha llevado a una creciente preocupación mundial (Bell et al. 2015, Goldewijk, 2001; Ramankutty et al., 2008) ya que además de la pérdida de hábitat y biodiversidad, la deforestación también cambia el clima, tanto local como regional, alterando las propiedades de la superficie de la tierra. Los bosques tropicales se caracterizan por un menor albedo, mayores tasas de evapotranspiración y mayores longitudes de rugosidad que otros paisajes terrestres, como pastos o cultivos agrícolas (Rowell et al. 1995). En consecuencia, los cambios de los ecosistemas forestales pueden ejercer una fuerte influencia en los intercambios de energía, agua entre la atmósfera y la superficie vegetal (Feddemma et al., 2005; Brovkin et al., 2006; Bonan, 2008; Mahmood et al., 2014).

La deforestación podría inducir una disminución de la evaporación a través de varios procesos, aumenta la resistencia estomática asociada a cambios en la vegetación (Dirmeyer and Shukla 1994) y la eliminación del dosel que normalmente intercepta y evapora directamente la lluvia interrumpe este proceso lo que demuestra que los ecosistemas forestales representan una importante fuente de agua; experimentos similares de Modelos de Circulación Global (GCM) demostraron que una disminución en la evapotranspiración sobre las regiones tropicales no necesariamente es seguida por una reducción en la precipitación, sino que puede conducir a un aumento en la convergencia de la humedad. (Bell et al. 2015; Rowell et al. 1995).

Una de las consecuencias de la deforestación es la transformación del uso del suelo, el cual implica un cambio en el cálculo energético, esto es posible compararlo con una superficie boscosa, que se caracteriza por ser oscura y rugosa con una cobertura compuesta por hierbas y pastos; la superficie boscosa cuenta con tasas de evapotranspiración más altas, que las zonas de pastos o cultivos. Debido a que la superficie boscosa absorbe más luz y produce temperaturas más cálidas, ocasionando que los flujos de agua sean mayores debido a que su área foliar es más grande, suministrando un área mayor para efectos de transpiración (Swann

et al. 2015). Mientras que en zonas de pastos o cultivos, se evidencia un calentamiento de la superficie terrestre, por la reducción del área foliar, la reducción de la profundidad de las raíces y una reducción en la rugosidad de la superficie (von Randow et al. 2004).

Los países con la tasa más alta de deforestación en el año 2018 fueron Brasil con 1'347.142 ha seguido de la República del Congo 481.248 ha y Colombia con el cuarto puesto con 176.977 ha (Figura 1.)

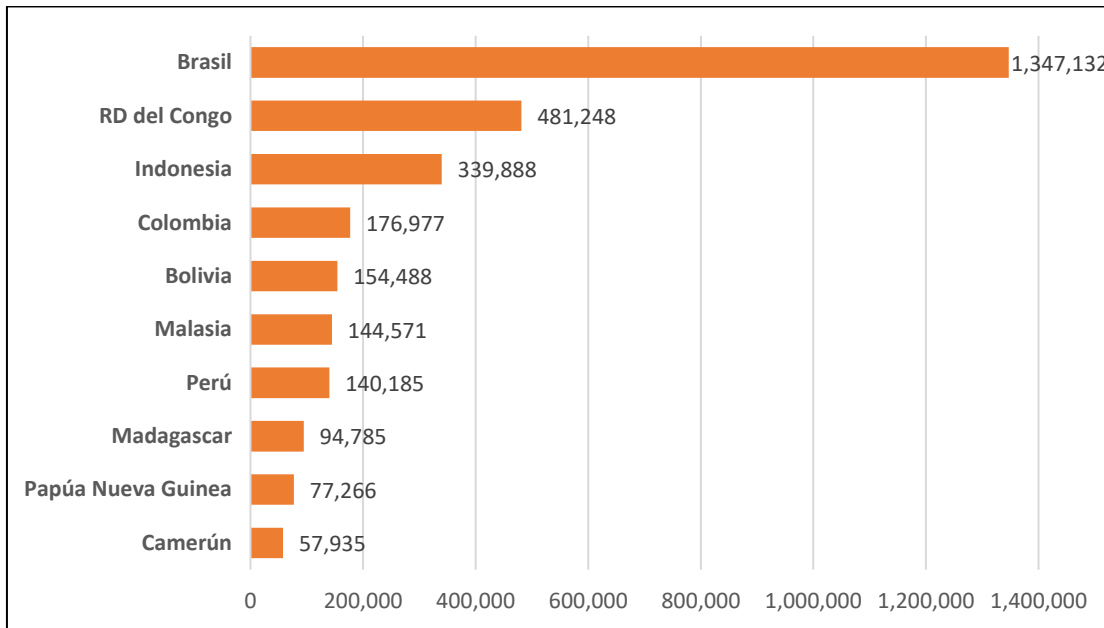


Figura 1. Países con la tasa más alta de deforestación en el año 2018. Fuente: Instituto de Recursos Mundiales, 2019.

En Colombia la deforestación de la Amazonia colombiana en el año 2018 se ubicó en 176.977 ha, 10% menos que el año 2017; los municipios de San Vicente del Caguán y la Macarena son los más deforestados, y concentran cerca del 20% de la pérdida de bosque de todo el país. El sur del departamento del Meta es el segundo núcleo más grande de deforestación, el Parque Nacional Tinigua pasó de 3.285 ha en el año 2017 a más de 10.000 ha en el año 2018 (Ideam, 2018).

Entre el 2017 y 2018 el IDEAM identificó nueve núcleos donde se está transformando la Amazonia colombiana; en las sabanas del Yarí y el bajo Caguán, en los municipios de San Vicente del Caguán y Cartagena del Chairá, en el departamento del Caquetá se puede decir que es el foco más importante de extracción de la capa vegetal. El segundo en el norte del departamento de Guaviare, en límites con los departamentos del Meta y Vichada. El tercero está en el sur del departamento del Meta, principalmente en municipios como Uribe, Mesetas y Vista Hermosa. El cuarto foco se ubica en el departamento del Putumayo, principalmente

en las riberas del río Caquetá, en municipios como Puerto Guzmán y Puerto Leguísimo. El quinto núcleo se ubica en el municipio de Mapiripán, Meta; Figura 2) (IDEAM, 2018).

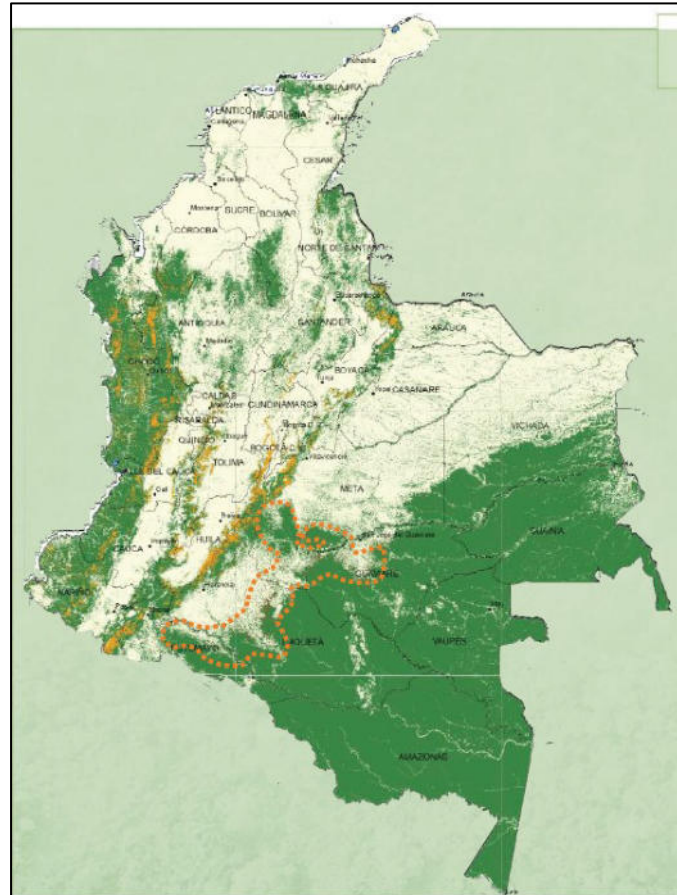


Figura 2. Principales focos de actividades que aportan a la deforestación en la Amazonía Colombiana. Fuente: (IDEAM, et al. 2017).

El IDEAM junto al ministerios de Ambiente resalta en su reporte oficial “Monitoreo de la Deforestación 2018” que el 70.1% de la deforestación del año 2018 ocurrió en la región de la Amazonia. En el año 2017 fue de 65.5%, esto significa un incremento de aproximadamente el 5%.

Los departamentos que representan una mayor tasa de deforestación para el año de 2017 fueron Caquetá, Guaviare, Meta y Antioquia; las causas de aceleración en la deforestación son ocasionados a la usurpación de baldíos de la nación, retos en la implementación de los acuerdos de paz, cambio en el uso del suelo (presencia/ausencia de actores armados), necesidad de conectividad entre centros poblados históricamente aislados, intereses especulativos sobre la tierra. Los factores que implican una parcial desaceleración en la deforestación se deben a: disminución del fenómeno del niño (incendios), articulación

interinstitucional a nivel regional, operativos de control e iniciativas de conservación (presencia institucional) y el fortalecimiento de cadenas productivas regionales legales (sustitución de cultivos ilícitos) (IDEAM, GOBIERNO DE COLOMBIA et al. 2017). (Figura 3.)

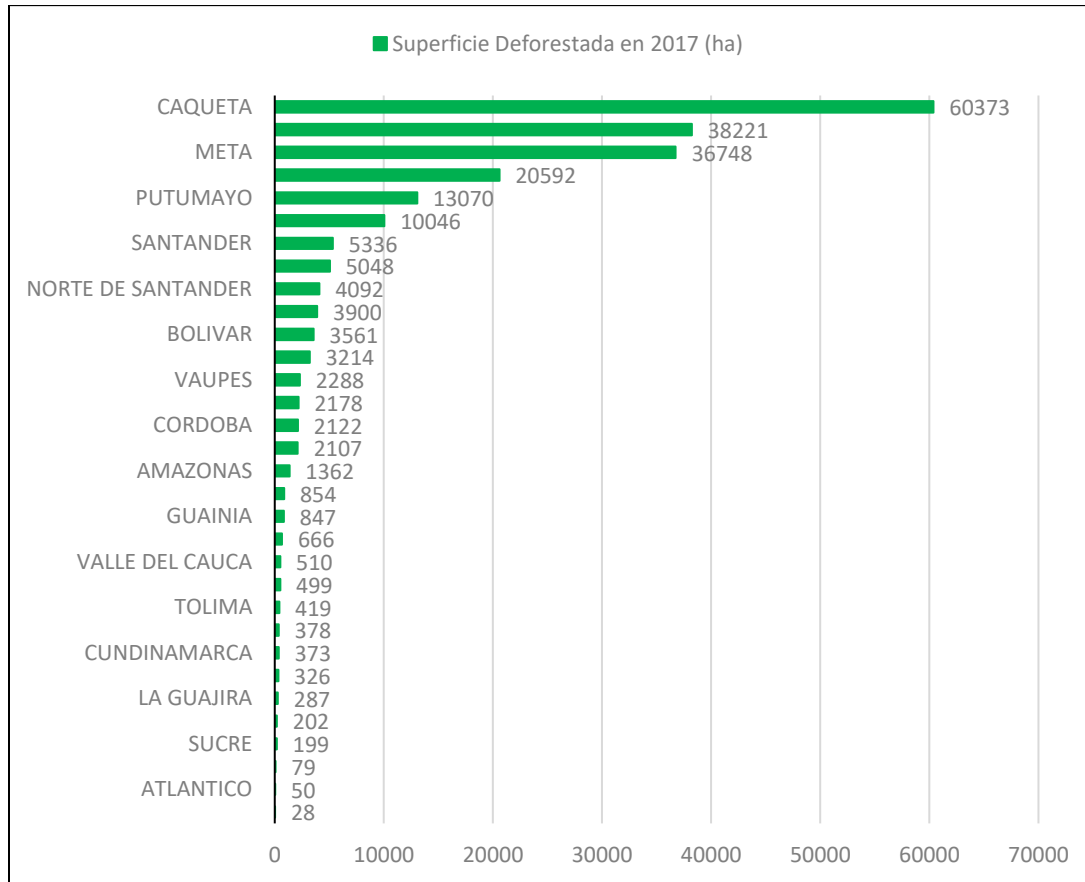


Figura 3. Superficie deforestada por departamentos (ha). Fuente: gráfica elaborada por autor con base en datos del (IDEAM, GOBIERNO DE COLOMBIA et al. 2017).

La deforestación en el departamento de Putumayo comenzó durante el siglo pasado, utilizando la teledetección por sensores remotos, se ha demostrado que las tasas anuales de deforestación son considerablemente más altas en el lado colombiano de la frontera con El Ecuador (Viña et al., 2004). Este aumento desproporcionado de la deforestación aumenta en gran medida la vulnerabilidad del departamento a los impactos negativos que incluyen inundaciones, erosión, pérdida de ecosistemas esenciales, desplazamiento y pérdida de identidad cultural, entre otros (Gobernación del Putumayo, 2016).

El departamento de Caquetá se encuentra dentro de un área de reserva forestal, la minería ilegal, la extracción de canteras y madera causando fragmentación del hábitat, las



actividades de construcción sin control alguno y las mejoras viales están afectando el agua y los recursos naturales, causando erosión y posterior a esto fenómenos de remoción en masa (Gobernación del Caquetá, 2016).

## 1.2 Amazonia Colombiana

Gran parte de la superficie amazónica está cubierta por bosque húmedo tropical, sin embargo, la deforestación es la manera común que se utiliza para impactar de manera este ecosistema; hasta el año 2005, se habían deforestado en la Amazonia cerca de 857.666 km<sup>2</sup> de bosque, equivalentes al 11.6% de la superficie total. Las actividades que más desplazan al bosque son la ganadería y la agricultura aumentaron la tasa de deforestación un 15% entre 2006 y 2007. En Colombia se reportaba para el año 2005 una degradación de la cobertura boscosa de 29.302 km<sup>2</sup> equivalente al 7.3% de los cuales 1.360 km<sup>2</sup> se perdieron entre el periodo de 2000 y 2005. (Meisel-Roca, Bonilla-Mejía, and Sánchez-Jabba 2013).

Para el periodo del año 2017 en la región Amazónica se duplicó la superficie deforestada con respecto al año inmediatamente anterior, la deforestación aumento en 74.073 ha. El 65.5% de la deforestación a nivel nacional del 2017 ocurrió en la región Amazónica, comparado con el año de 2016 la deforestación de esta región fue de 39% a nivel nacional. (IDEAM, GOBIERNO DE COLOMBIA et al. 2017).

## 1.3 Estimaciones de la evapotranspiración con el Sensor MODIS.

A finales de la década de 1980 se iniciaron los proyectos con el objetivo de monitorear la cobertura terrestre, principalmente a través del sensor AVHRR, sus resultados fueron aceptables para la creación de otros sensores dirigidos al monitoreo de las coberturas terrestres. Dentro de estos se encuentra el sensor llamado Espectroradiómetro para Imágenes de Resolución Moderada, (MODIS), este sensor está a bordo de dos plataformas, Terra y Aqua. Los datos del sensor MODIS tienen una alta sensibilidad radiométrica, buena calidad geométrica, alta resolución temporal y además están disponibles de manera gratuita a través de <https://modis.gsfc.nasa.gov/data/>. (Mas 2011).

El sensor MODIS se encuentra a bordo de los satélites Terra o EOS-AM (lanzado en diciembre de 1999) y Aqua o EOS-PM (lanzado en mayo de 2002). La órbita de ambas plataformas es helio-sincrónica y cuasi-polar con una inclinación de 98.2° y 98° y una altitud media de 708 y 705 km respectivamente (NASA MODIS WEB, 2008; Mas 2011). Terra

está programada para pasar de norte a sur cruzando el ecuador a las 10:30 am en su órbita descendente, mientras que Aqua pasa de sur a norte sobre el ecuador a las 1:30 PM. Las primeras imágenes captadas por Terra se obtuvieron en Febrero del año 2000; estas 2 plataformas monitorean la totalidad de la superficie terrestre cada 1 o 2 días dependiendo de la latitud. (Figura 4).

El sensor MODIS cuenta con una alta sensibilidad radiométrica (12 bit) en 36 bandas espectrales, en un rango de longitud de onda que va de los 0.4  $\mu\text{m}$  a los 14.4  $\mu\text{m}$ . Las bandas de la 1 a la 7 son útiles para las aplicaciones terrestres; las bandas 8 a la 16 para las observaciones oceánicas y las bandas 17 a 19 para las mediciones atmosféricas. Las bandas 20 a la 36, cubren la porción del infrarrojo térmico del espectro de (3.660 – 14.385 nm) (NASA, 2008). MODIS posee una alta calidad geométrica que permite el monitoreo preciso de las alteraciones de la superficie terrestre (error RMS inferior a 50 m) (Mas 2011).

El sensor MODIS consiste en un espejo móvil que oscila perpendicularmente a la dirección de la trayectoria con un ángulo de aproximadamente  $55^\circ$  permite explorar una franja de terreno a ambos lados de la traza del satélite, cuyo ancho es de 2.330 km. El sistema óptico es un telescopio con dos espejos fuera de su eje focal que direccionan la radiación incidente a cuatro sistemas ópticos reflectantes, uno para cada región espectral (visible, infrarrojo cercano, medio y térmico) (Mas 2011). Tabla 1.

Tabla 1. Características generales del sensor MODIS. Fuente: <http://MODIS.GSFC.NASA.GOV/ABOUT/SPECIFICATIONS.PHP>

Órbita	Altitud: 708 km (Terra) y 705 km (Aqua), pasando en el ecuador a 10:30 am nodo descendente (Terra) y a la 1:30 pm. Nodo ascendente (Aqua), heliosíncrona, casi polar, circular.
Tasa de escaneo	20.3 rpm, ortogonal a la órbita
Dimensiones de la franja escaneada	2.330 km (ortogonal) por 10 km (a lo largo de la órbita, al nadir).
Telescopio	17.78 cm diámetro con planos de desvío intermedarios
Tamaño	1.0 x 1.6 x 1.0 m
Peso	228.7 kg
Poder	162.5 W (promedio orbital)
Tasa de transferencia de datos	10.6 Mbps (pico); 6.1 Mbps (promedio orbital)
Codificación	12 bits
Resolución espacial	250 m (bandas 1-2) 500 m (bandas 3-7) 1000 m (bandas 8-36)

## **1.4 Uso de la percepción remota en el análisis de la evapotranspiración.**

En la década de los años 60 se marcó un hito en la carrera espacial y con la puesta en órbita del satélite TIROS-1, lanzado por la NASA en 01 de abril de 1960 (Cui et al., 2019) era un satélite de televisión y observación infrarroja, logrando este objetivo, se inicia una nueva era de observaciones de la superficie de la tierra (Wexler y Fritz, 1960; Cui et al. 2019). En la década de 1990 con el desarrollo de la tecnología y los métodos de teledetección, la técnica de la teledetección se ha utilizado ampliamente en la gestión del monitoreo e investigación de los recursos naturales sobre la superficie terrestre (Cui et al. 2019).

Los sensores a bordo de satélites registran energía electromagnética emitida o reflejada por un objeto o superficie en distintas bandas del espectro electromagnético. Las imágenes satelitales proveen entonces datos cuantitativos y espacialmente continuos de la superficie. La Ecología como ciencia ha incorporado la teledetección como una herramienta aliada en una gran variedad de estudios ( Wessman 1992; Ker y Ostrovsky 2003; Pettorelli et al. 2005; J. Paruelo 2008).

Debido a la aparición del modelo de elevación digital y los datos masivos de imágenes de teledetección, el modelado hidrológico distribuido ha experimentado una rápida expansión en el siglo XXI. La mayoría de las variables climáticas esenciales relacionadas en el ciclo hidrológico, como la precipitación, la temperatura, la humedad del suelo, la evapotranspiración, la cubierta vegetal, el agua subterránea y glaciación, están ahora disponibles para el modelado hidrológico a través de la teledetección (Mendoza et al, 2002; Schmugge et al., 2002; Cui et al. 2019).

La teledetección ha sido reconocida como el medio más factible para proporcionar información de ET regional distribuida espacialmente en superficies terrestres. Los datos obtenidos de los satélites de órbita polar, proporcionan información continua temporal y espacialmente sobre superficies con vegetación, útil para la medición regional y el monitoreo de variables biofísicas superficiales que afectan la ET, incluidos el albedo, el tipo de bioma y el índice de área foliar (LAI) (Los et al. 2000;Running et al. 2019).

La estimación de la evapotranspiración (ET) tuvo una gran atención en cuanto al avance para su determinación, usando los métodos de estimación tradicionales, incluido el modelado empírico fueron complejos en aplicar a cuencas hidrográficas con superficies subyacentes complejas (Cui et al. 2019). El desarrollo de la teledetección ha contribuido en determinar distintas variables que caracterizan la vegetación y la temperatura, se puede

contar con datos históricos determinando un comportamiento a futuro según factores de cambio que suceden en la actualidad.

El algoritmo para el cálculo de la evapotranspiración ET se desarrolló y mejoró hasta poder ser calculado casi en tiempo real, 8 días y anual. La ET puede proporcionar información para la gestión de los recursos hídricos y reducir el costo de los proyectos de riego (Teuling et al., 2009; Cui et al. 2019) de esta manera se puede abordar temas importantes como el ciclo del agua que según (Herman et al., 2018; Long et al., 2014; Wang y Dickinson, 2012; Cui et al. 2019). La ET varía según las diferentes coberturas hablando en términos de cuenca dando claridad al ciclo del agua en determinada área.

La evapotranspiración (ET), definida como la evaporación directa desde el suelo más la transpiración realizada por la vegetación, es un proceso clave del funcionamiento del sistema climático y nexo entre los ciclos del agua, carbono y energía (G et al. 2008; Jung et al., 2010). En los ecosistemas terrestres, la ET está estrechamente ligada a las tasas de asimilación de carbono, y por lo tanto a la productividad primaria neta (Monteith, 1988; G et al. 2008).

La estimación de la evapotranspiración mediante el uso de sensores remotos se basa en el balance energético de la superficie terrestre:

$$R_n = LET + H + G + S + P \quad \text{ec. 1}$$

En donde  $R_n$  es la radiación neta ( $W \cdot m^{-2}$ ), LET es el flujo de calor latente (producido del calor latente de vaporización,  $L$  ( $2.49 \times 10^6 W \cdot m^{-2} \cdot mm^{-1}$  a  $20^\circ C$ ) y la evapotranspiración ET (mm), H es el flujo de calor sensible  $W \cdot m^{-2}$ , G es el flujo de calor general. (Paruelo 2008).

Se pueden mencionar tres grandes aproximaciones para la estimación de ET con sensores remotos según (Couralt et al. 2003; Paruelo 2008):

1. Métodos empíricos directos, son los menos precisos y solo pueden aplicarse en la zona donde fueron generados.
2. Métodos residuales del balance de energía,
3. Métodos indirectos son los más sofisticados ya que describen de manera muy detallada todos los procesos físicos que definen la evapotranspiración.

Dentro de los métodos indirectos se destaca una aproximación sencilla y ampliamente utilizada, desarrollada por Jackson et al. 1977 (Figura 4.) se denomina método simplificado. La evapotranspiración diaria (ETd) se estima a partir de la diferencia instantánea entre la temperatura superficial ( $T_s$ ) y la temperatura del aire ( $T_a$ ):

$$ETd = R_n - B (T_s - T_a)^n$$

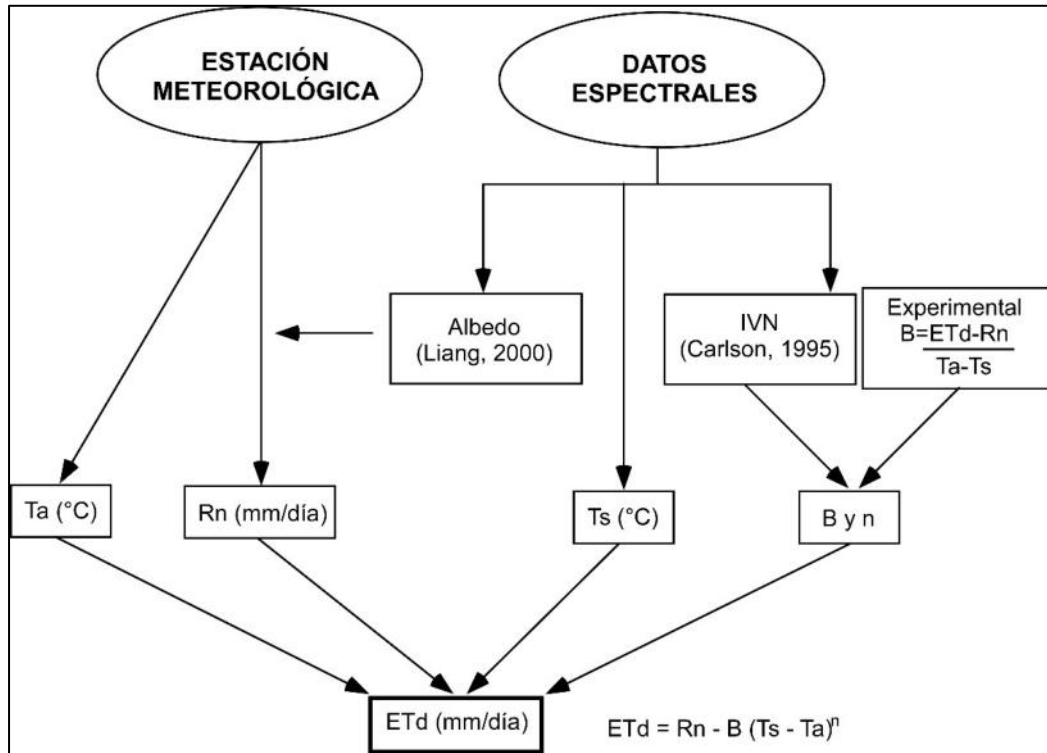


Figura 4. Esquema método simplificado desarrollado por Jackson et al. 1977 para la estimación de la evapotranspiración. ETd: tasa de evapotranspiración diaria, Ta: temperatura del aire, INV: índice de Vegetación Normalizado, Ts: Temperatura superficial, Rn: Radiación Neta Fuente: (Paruelo 2008).

La tasa de evapotranspiración (ET) es uno de los procesos más importantes del ciclo hidrológico, es el componente más significativo del balance hídrico después de la precipitación; la ET representa el agua removida desde el suelo y la vegetación hacia la atmósfera (Marini et al. 2017) es decir, resulta de la suma de agua perdida en la atmósfera desde la superficie del suelo a través de la evaporación y de los tejidos vegetales a través de la transpiración, además de la precipitación, involucra la escorrentía, el flujo de corriente, el almacenamiento de agua del suelo. Observándose una alta correlación entre la conductancia estomática y la tasa de asimilación de carbono para una amplia gama de especies de plantas (Korner, 1994; McMurtrie et al., 1992; Mu, Zhao, and Running 2011).

La alta conductancia estomática conduce a una alta transpiración y alta fotosíntesis, lo que resulta en una disminución de la humedad del suelo, suponiendo que no existan entradas adicionales de agua, produciendo reducción en este factor (Dang et al., 1997; Jarvis, 1976; Kawamitsu et al. al., 1993; Marsden et al., 1996; Misson et al., 2004; Oren et al., 1999; Sandford & Jarvis, 1986; Mu, Zhao, and Running 2013) y por un tiempo aproximadamente de un año, el agua disponible en el ecosistema en una región determinada puede ser aproximada por la diferencia entre la precipitación acumulada y la ET (Donohue et al., 2007; Mu, Zhao, and Running 2011).

El cálculo de ET está fundamentado en la conservación de energía o masa, o ambas. Calcular ET es una combinación de dos factores principales; (1) determinar la conductancia estomática para derivar la transpiración de las superficies de las plantas; y (2) estimar la evaporación desde la superficie del suelo. La transpiración de la planta se controla mediante la conductancia del dosel, que representa además el estado promedio de la conductancia estomática a nivel de la hoja. La conductancia estomática es sensible a los cambios diurnos en la radiación fotosintéticamente activa absorbida ( $APAR = FPAR * IPAR$ ,  $IPAR = 0.45 * R_{sw}$ ,  $R_{sw}$ : la radiación de onda corta incidente;  $IPAR$ : la radiación fotosintéticamente activa incidente en la superficie vegetativa;  $FPAR$ : la fracción de  $IPAR$  absorbido por la superficie vegetativa), déficit de presión de vapor, temperatura de la hoja, conductancia hidráulica dentro de la planta y humedad del suelo cerca de las raíces (Dang et al., 1997; Jarvis, 1976; Kawamitsu et al., 1993; Marsden et al., 1996; Misson et al., 2004; Oren et al., 1999; Sandford y Jarvis, 1986 ;Mu, Zhao, and Running 2011).

## 1.5 Lógica de Penman-Monteith

Los modelos tradicionales de balance energético de ET requieren una caracterización explícita de numerosos parámetros físicos, muchos de los cuales son difíciles de determinar a nivel mundial. En estos modelos, los datos de detección remota térmica (Temperatura de la superficie del terreno, LST) corresponde a uno de los datos más importantes, sin embargo, con datos meteorológicos diarios registrados en superficie demuestran que los resultados de los modelos térmicos no son confiables en sitios ubicados en Australia (Virginia Park, una sábana tropical húmeda / seca ubicada en el norte de Queensland y Tumbarumba, un bosque templado y frondoso en el sureste de Nueva Gales del sur) (S. W. Running et al. 2019).

Según (Westerhoff, 2015) en el análisis del Uso de la incertidumbre de los métodos de Penman y Penman-Monteith en estimaciones combinadas de evapotranspiración satelital y terrestre, el factor de ET de MOD16 es generalmente más alto que los datos observados en el terreno y como se esperaba en el enfoque de P-M que tiene en cuenta la transpiración de la vegetación.

## 1.6 ET Diurno y Nocturno.

El ET diario resulta de la suma del ET diurno y nocturno; en primer lugar se obtiene la temperatura del aire promedio durante la noche ( $T_{night}$ ), suponemos que la temperatura del aire promedio diaria ( $T_{avg}$ ) resulta del promedio de la temperatura del aire durante el día ( $T_{day}$ ) y ( $T_{night}$ ) mientras que  $T_{day}$  es el promedio de la temperatura del aire cuando la radiación solar descendente está por encima de 0 (S. W. Running et al. 2019).

$$T_{night} = 2 * T_{avg} - T_{day}$$

La radiación solar entrante de la noche es cero. Según la teoría de optimización, los estomas se cierran por la noche para evitar la pérdida de agua cuando no hay oportunidad de capturar carbono (S. W. Running et al. 2019).

## 1.7 Flujo de calor del suelo.

En el algoritmo MOD16 ET, la radiación entrante neta a la superficie terrestre ( $R_{net}$ ) se calcula de la siguiente manera:

$$R_{net} = (1 - a)R_{s\downarrow} + \sigma(\epsilon_a - \epsilon_s)(273.15 + T)^4$$

$$\epsilon_a = 1 - 0.26e^{-7.77 \cdot 10^{-4} T^2}$$

$$\epsilon_a = 0.97$$

Donde  $a$  es albedo MODIS,  $R_{s\downarrow}$  es la radiación de onda corta descendente,  $\epsilon_s$  es la emisividad de la superficie,  $\epsilon_a$  es la emisividad atmosférica y  $T$  es la temperatura del aire en ° C. Durante el día, si  $R_{net}$  es menor que cero,  $R_{net}$  se establece en cero; durante la noche, si  $R_{net}$  es inferior a -0.5 veces la  $R_{net}$  diurna, la  $R_{net}$  nocturna se establece como -0.5 multiplicando la  $R_{net}$  diurna. No hay interacción del flujo de calor del suelo ( $G$ ) entre el suelo y la atmósfera si el suelo está cubierto al 100% con vegetación. La energía recibida por el suelo es la diferencia entre la radiación dividida en la superficie del suelo y el flujo de calor del suelo ( $G$ ).

$$A = R_{net}$$

$$A_c = F_c A$$

$$A_{soil} = (1 - F_c)A - G$$

donde  $A$  es energía disponible dividida entre calor sensible, calor latente y flujos de calor del suelo en la superficie de la tierra;  $R_{net}$  es la radiación entrante neta recibida por la

superficie terrestre; AC es la parte de A asignada al dosel y ASOIL es la parte de A dividida en la superficie del suelo. La radiación neta se reparte entre el dosel y la superficie del suelo en función de la fracción de cobertura vegetal (FC), para reducir el número de entradas de los conjuntos de datos MODIS y simplificar el algoritmo, utilizamos MODPARA2H 0.5 km<sup>2</sup> de 8 días (la Fracción de fotosintéticamente absorbido) Radiación activa) como un sustituto de la fracción de cobertura vegetal (Los et al., 2000), FC = FPAR. En los lugares extremadamente cálidos o fríos o cuando la diferencia entre la temperatura diurna y nocturna es baja (<5 ° C), no hay flujo de calor del suelo.

## 1.8 Transpiración de plantas

### 1.8.1 Conductancia superficial a transpiración

La transpiración de las plantas sucede tanto en el día como en la noche. Para muchas especies de plantas, la conductancia estomática  $G_s^1$  disminuye a medida que aumenta el déficit de presión de vapor (VPD), y la conductancia estomática se ve limitada aún más por las bajas y altas temperaturas (Jarvis, 1976; Sandford y Jarvis, 1986; Kawamitsu et al., 1993; Schulze et al. al., 1994; Leuning, 1995; Marsden et al., 1996; Dang et al., 1997; Oren et al., 1999; Xu et al., 2003; Misson et al., 2004). Debido a que las altas temperaturas a menudo van acompañadas de altas VPD, solo hemos agregado restricciones en la conductancia estomática para VPD y la temperatura mínima del aire ignorando las restricciones resultantes de la alta temperatura. Según la teoría de optimización, los estomas se cerrarán por la noche para evitar la pérdida de agua cuando no haya oportunidad de obtener carbono (Dawson et al., 2007).

$$G_{si}^1 = \left\{ C_L m(T_{min}) m(VPD) r_{corr} \right.$$

donde CL es la conductancia estomatal potencial media por unidad de área foliar, CL se establece de manera diferente para diferentes biomas (Kelliher et al., 1995; Schulze et al., 1994; White et al., 2000), m (Tmin) es un multiplicador que limita la conductancia estomatal potencial por las temperaturas mínimas del aire (Tmin), y m(VPD) es un multiplicador utilizado para reducir la conductancia estomática potencial cuando la VPD (diferencia entre  $e_{sat}$  y e) es lo suficientemente alta como para reducir la conductancia del dosel.



## 1.9 Relación ET – ENSO.

El clima en Colombia está determinado por diferentes aspectos como el trópico, características atmosféricas en que intervienen variables climatológicas como la altitud, los vientos, humedad y precipitaciones propias de cada región. El valor normal o promedio de estas variables resulta de un periodo de 30 años utilizado para definir el clima (IDEAM, 2005). Durante este lapso de tiempo, estas variables registran valores por encima y por debajo de ese valor promedio (Arango et., S.F). a estas oscilaciones de valores promedio se le conoce como variabilidad climática y se evalúan a través de las anomalías (Montealegre, 2009) que se define como la diferencia entre el valor registrado de una variable y su promedio.

En Latinoamérica es el Niño Oscilación del Sur (ENSO), es el fenómeno que representa la interacción océano-atmósfera que se produce por variaciones de los vientos ecuatoriales y resultan cambios de temperatura en la superficie del océano, afectando el calentamiento de la atmósfera y la circulación atmosférica global (Zambrano, 1986). El calentamiento periódico en las temperaturas de la superficie del mar se denomina como El Niño representa la fase cálida del ENSO y las temporadas de enfriamiento periódico de las temperaturas se conoce como la Niña (NOOA, 2016).

En Colombia, según Pabón (2011) el fenómeno climático del El Niño se expresa en el incremento de la temperatura media del aire en gran parte del territorio, sobre todo en el sector suroccidental, interandino y en la región Caribe. Las variables climatológicas en Colombia generalmente son afectadas por los ciclos relacionados con los cambios en la temperatura superficial del Océano Pacífico (Mesa et al, 1997).

La Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOOA) utiliza el índice oceánico de El Niño (ONI) como el estándar para identificar los eventos cálidos y fríos correspondientes a El Niño Y La Niña respectivamente, este índice es calculado como la media móvil de tres meses de las anomalías de la temperatura superficial del mar para la región El Niño 3.4 (es decir, la franja comprendida entre 5°N – 5°S y 120° - 170°W). según este índice, los valores superiores a 0.5°C corresponden a eventos Niño, muestras que los inferiores a -0.5°C a los episodios Niña. Estos episodios se pueden obtener en la página web de la NOAA.

## **2. Objetivos**

### **2.1 General**

Evaluar el efecto de la deforestación sobre la evapotranspiración (ET) de la región Amazónica colombiana durante el periodo 2001 – 2018.

### **2.2 Específicos**

- Identificar áreas deforestadas y conservadas en la Amazonia Colombiana durante el periodo 2001 – 2018.
- Analizar el comportamiento de la evapotranspiración entre el periodo 2001 – 2018 en áreas conservadas y deforestadas de la Amazonia Colombiana.

## **3. Metodología**

### **3.1 El área de estudio**

La Amazonía colombiana se ubica en la zona intertropical, aproximadamente entre el paralelo 5 latitud norte y el paralelo 20 latitud sur, extendiéndose desde la cordillera de los Andes en el oeste hasta el océano Atlántico en el este. Al norte limita con el Escudo o Macizo Guayanés. Seis departamentos conforman la Amazonia colombiana; Amazonas, Caquetá; Guainía, Vaupés, Guaviare y Putumayo. En total, estos departamentos tienen una extensión de 403.348 km<sup>2</sup>, que equivalen aproximadamente al 5.4% de la Amazonia político-administrativa total, pero corresponden al 35.3% del territorio continental colombiano (Igac,2008; Meisel-Roca, Bonilla-Mejía, and Sánchez-Jabba 2013) (Figura 5).

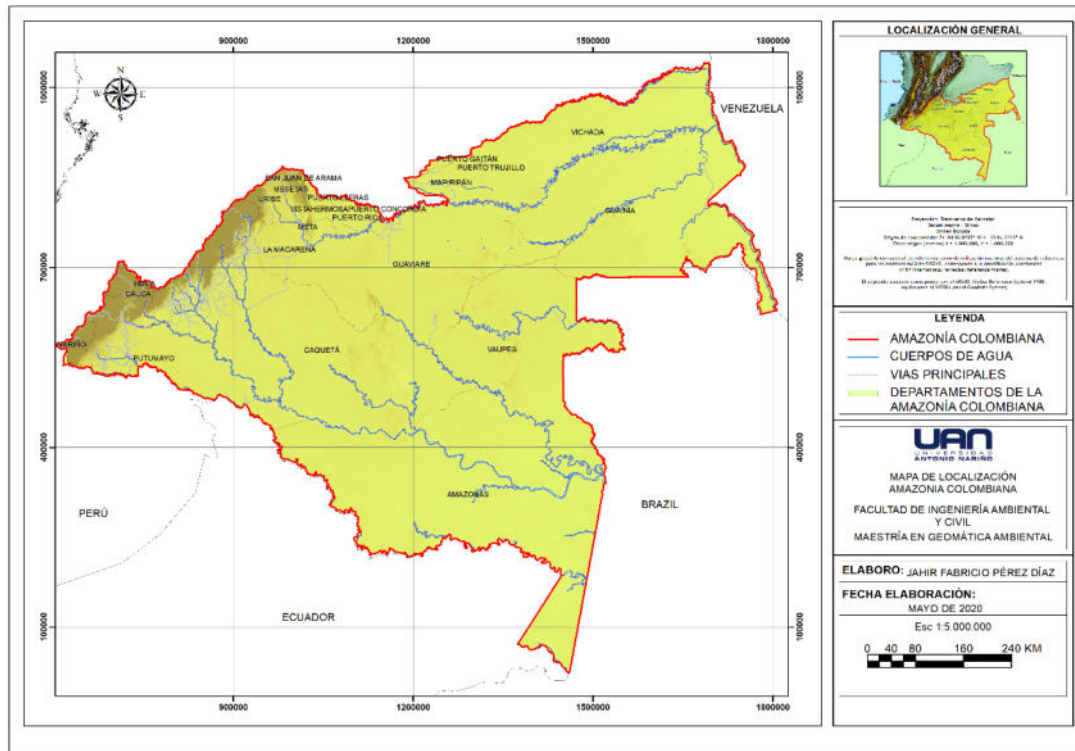


Figura 5. Área de estudio, Amazonia colombiana. Fuente: autor.

En la Amazonia colombiana se encuentra el río Amazonas y sus afluentes conformados por más de 1.100 ríos y una superficie mayor a los 6'118.000 km<sup>2</sup>, corresponden al 38% de la superficie continental de Sudamérica. Se debe tener en cuenta que la superficie cubierta por bosque húmedo tropical y subtropical en general suman un total de 7'413.827 km<sup>2</sup> (Pnuma Y Octa, 20099; Meisel-Roca, Bonilla-Mejía, and Sánchez-Jabba 2013).

En la Amazonia las zonas bajas, planicies o llanuras que no superan los 500 msnm. y los territorios más altos hacen parte de la Cordillera de los Andes al oeste y de las serranías y mesetas Guayanesas al norte. La Amazonia colombiana tiene un clima cálido y húmedo, con temperaturas promedio que se encuentran entre 24 y 27 °C y niveles de humedad relativa cercanos al 85%. Las precipitaciones superan los 2.000 mm/año en algunos del departamento del Putumayo, centro del Caquetá, parte importante de Guaviare y el norte de Guanía, en el sur del departamento del Amazonas presenta un régimen monomodal, con máximos entre diciembre y enero y mínimos entre junio y agosto. En el piedemonte se presenta un régimen bimodal con dos periodos de lluvia, uno en Diciembre – Enero y otro en Mayo Junio, en promedio se tienen más de 200 días de lluvias al año, con registros más altos en el suroeste, donde se incluyen buena parte de los departamentos de Caquetá,

Putumayo, Amazonas y Vaupés. (Meisel-Roca, Bonilla-Mejía, and Sánchez-Jabba 2013) (Figura 6).

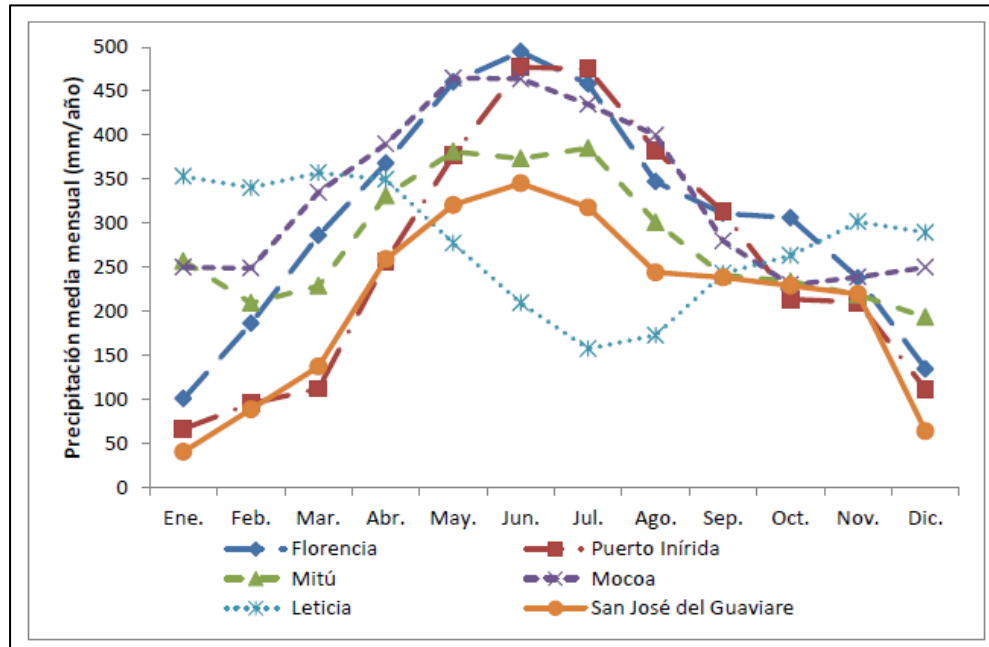


Figura 6. Precipitación media mensual en ciudades capitales de la Amazonia, Promedio histórico (1961 - 1990), Fuente: IDEAM,2013.

En Colombia, la población total en el censo 2005 por departamentos que conforman la Amazonia fue de 629.200 habitantes, los departamentos de Caquetá y Putumayo concentran el 76% de la población regional, seguido del departamento del Guaviare y Amazonas con 9%. Los departamentos del Vaupés y Guainía son los menos poblados con 3%. Según el censo 2018 el departamento del Putumayo tuvo un incremento significativo de su población en su población frente a los demás departamentos que conforman la Amazonia colombiana (Dane. 2018) (Figura 7).

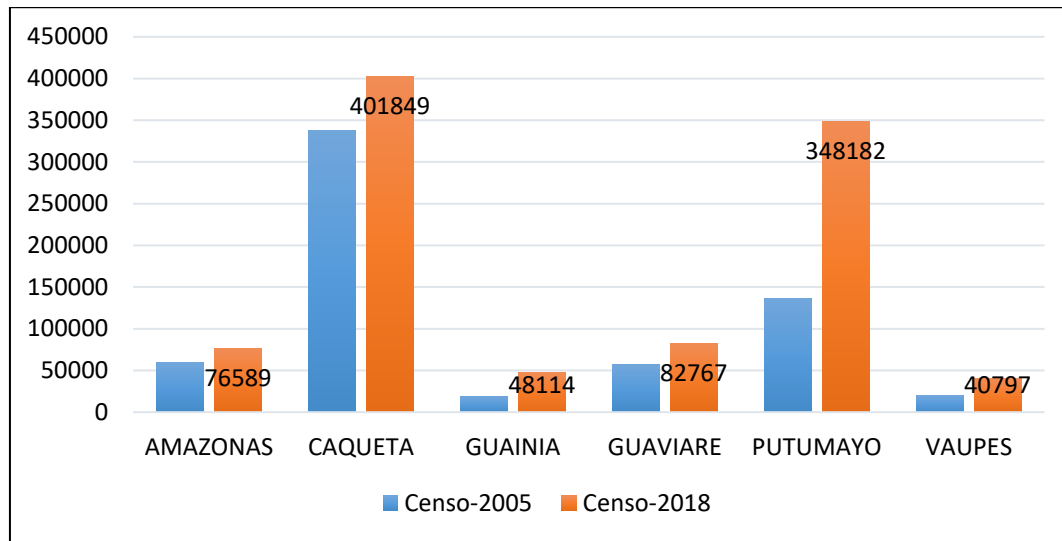


Figura 7. Comparativa entre habitantes de la Amazonía Colombiana censo 2005 vs. 2018. Fuente: Autor con base a datos del Censo 2005-2018 DANE.

## 3.2 Materiales y métodos

### 3.2.1 Origen y Obtención de los Datos del Sensor MODIS

En el desarrollo del presente trabajo, se realizó una recopilación de datos globales sobre la evapotranspiración; este estudio se realizó con base al producto Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500 m MOD16A2 para Terra Product. El producto de datos MOD16A2 se obtuvo del conjunto de datos en línea disponible en el Centro de Archivos Activos Distribuidos de la NASA Land Processes (LP DAAC), Centro de Ciencia y Observación de los Recursos de la Tierra (USGS / Earth), <https://e4ftl01.cr.usgs.gov/MOLT/MOD16A2.006/>. El producto MOD16A2 versión 006 representa la ejecución a diario de la suma de ET del día y de la noche, además es la suma del flujo de vapor de agua de la evaporación del suelo, la evaporación del dosel húmedo y la transpiración de la planta en la superficie seca del dosel. Los productos de datos globales de MOD16 cubren áreas de tierra con vegetación sobre los 109.03 millones de Km<sup>2</sup> y están diseñados para el sensor MODIS que se encuentran a bordo de las plataformas Aqua y Terra con disponibilidad de datos a partir del año 2000 hasta el presente (S. W. Running 2019).

Con la obtención de las imágenes satelitales y sus diferentes bandas, se procede a georreferenciar cada una al sistema de proyección de coordenadas GCS\_WGS\_1984WGD:4356\_EPSG, se extrae la banda ET que es el objeto de estudio, se exporta en formato raster para su fácil manejo e interpretación en un software SIG (ArcGis

ó Qgis), de igual manera se obtuvieron las capas de coberturas del instituto SINCHI de los periodos 2002 – 2007 – 2014 – 2016 que fueron utilizadas para hacer una serie de intersecciones utilizando la imágenes satelitales descargadas; generando una grilla con los pixeles de las imágenes satelitales, se procede a identificar e interpretar las zonas que han tenido cambios en sus coberturas naturales clasificando las áreas Transformadas (T) y no transformadas (NT) creando una serie de grupos en formato vector y que fueron utilizados para la extracción del valor del pixel de las imágenes MOD16A2 en los periodos 2001 – 2018. (Figura 8.)

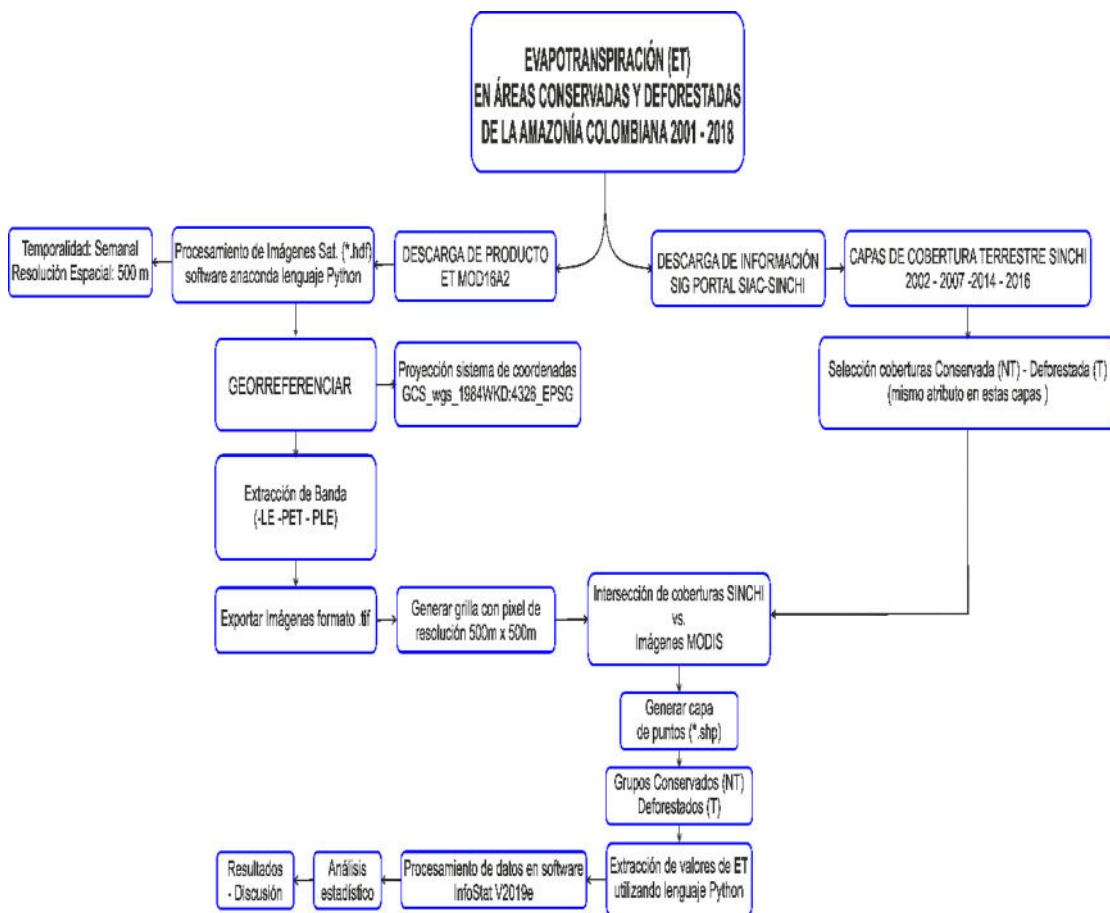


Figura 8. Flujo de trabajo para cálculo de la evapotranspiración en la Amazonía colombiana.

### 3.3 Extracción y procesamiento de datos

El procesamiento digital consiste en la transformación de los archivos descargados con extensión (\*.hdf), para cubrir la zona de interés. Se utilizó la vertical V08 con la componente horizontal H10 (Figura 9). se obtuvo un total de 825 archivos en formato \*.hdf (Hierarchical Data Format File) en un periodo comprendido entre los años 2001 y 2018. La descarga de estos archivos se generó de manera masiva utilizando un código en lenguaje Python por medio del software Anaconda 3 v2019.10 (software de licencia libre y código abierto) utilizando librerías como PyMODIS para la extracción de la banda ET y la proyección al sistema de referencia de coordenadas GCS\_WGS\_1984\_18 N para finalmente exportarlas en formato tipo raster (.tif)

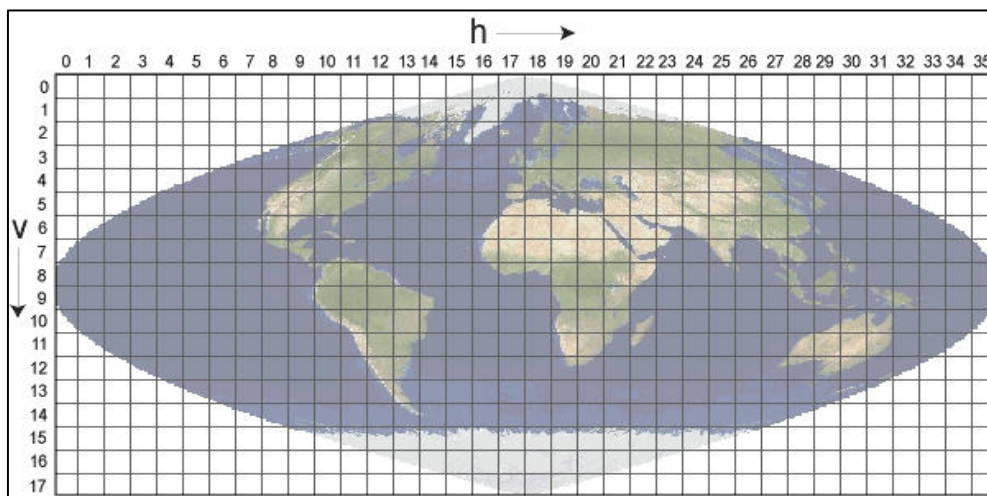


Figura 9. Tiles para descarga de productos MODIS; corresponde de 10 grados por 10 grados en el ecuador. Fuente: [https://modis-land.gsfc.nasa.gov/MODLAND\\_grid.html](https://modis-land.gsfc.nasa.gov/MODLAND_grid.html)

La extracción de los datos de evapotranspiración ET sobre los píxeles de los puntos seleccionados de cada grupo, se utilizó la librería Gdal del software anaconda, de esta manera se generaron las series de datos. Los valores de los píxeles se multiplicaron por un factor de escala, para el caso de la ET corresponde a 0.1 según la guía del producto (S. W. Q. mu Running 2019).

### 3.4 Construcción de grupos de análisis para el cálculo de la ET en la Amazonía Colombiana.

Se realizaron cuatro fases donde se seleccionaron los grupos y píxeles de las imágenes satelitales MOD16A2 correspondientes a zonas conservadas y deforestadas.



Por medio de la aplicación ArcMap v10.6 se visualizaron las imágenes satelitales MOD16A2 proyectadas en GCS\_WGS\_1984 18N contenidas en formato (\*.tif), que contienen el valor de ET en cada uno de los píxeles; con la herramienta *Raster to Polygon* se genera la grilla con la resolución de la imagen satelital 500 m \* 500 m. (Figura 10).

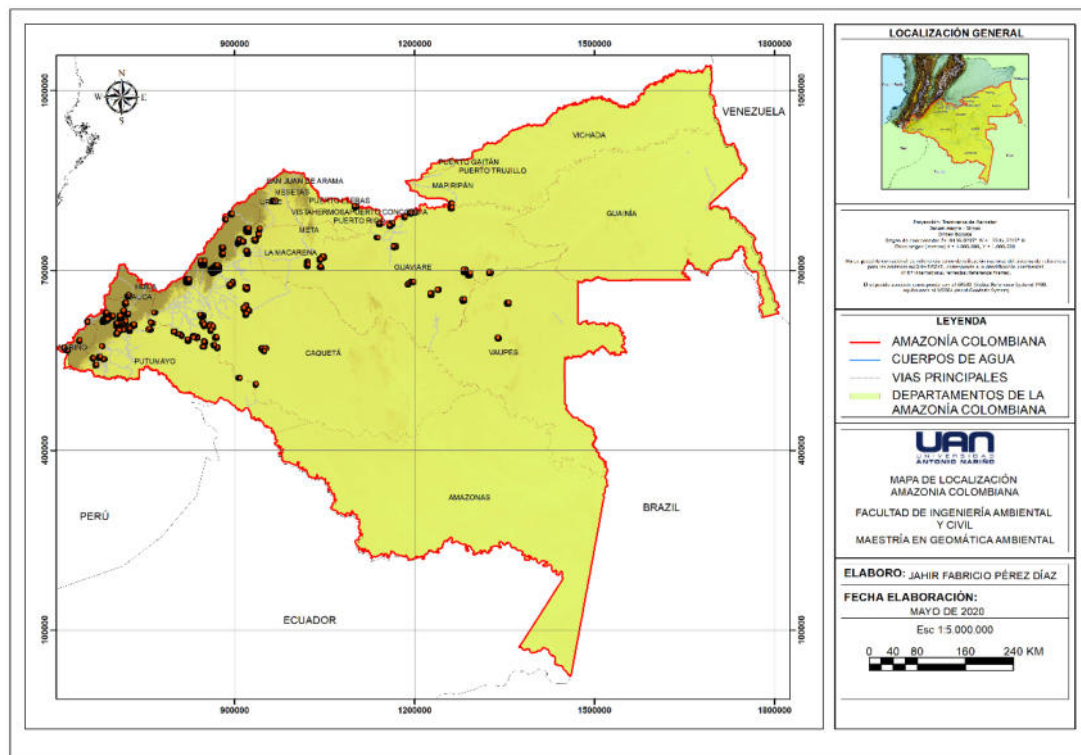


Figura 10. Zona de estudio, grupos de análisis para extracción de ET del píxel de las imágenes satelitales. Fuente: autor.

Se intersectó la grilla generada mediante los píxeles de imágenes MODIS en formato (\*.shp) con las capas de cobertura de la región amazónica colombiana en los años 2002, 2007, 2014, 2016 descargadas del portal SIAC (Sistema de Información Ambiental Colombiano) <http://siatac.co/web/quest/productos/mapascoberturas>.

Se seleccionan áreas representativas dentro del arco de deforestación de la Amazonía colombiana según (IDEAM, 2016) donde se encuentran zonas conservadas y transformadas en los periodos según las coberturas del SINCHI 2002, 2007, 2014, 2016 (Figura 11).

Las áreas seleccionadas, conforman 94 grupos en los cuales contienen datos de evapotranspiración de zonas Conservadas (NT) y Transformadas o deforestadas (T) de esta manera se obtiene el dato que contiene cada zona analizada según su estado de uso de la cobertura.

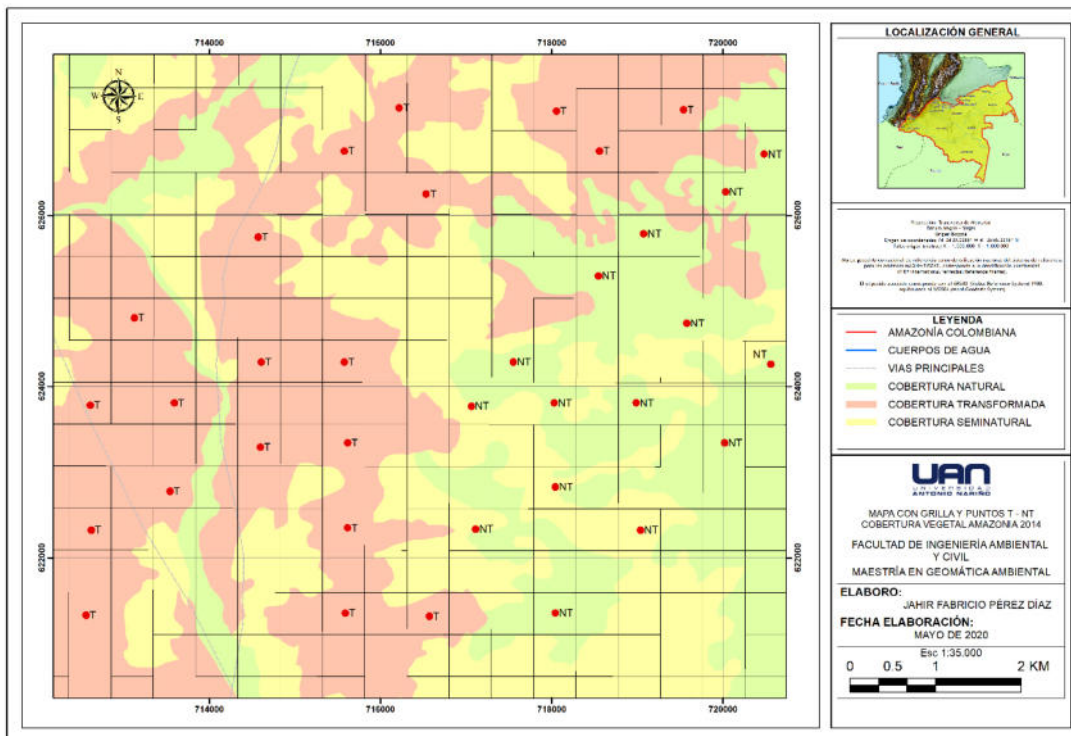


Figura 11. Representación de puntos con coberturas Transformadas (T) y No Transformadas (NT) coberturas de SINCHI 2014. Fuente: autor.

## 4. Resultados y discusión

El comportamiento de la ET mensual para el periodo 2001 – 2018 reflejo en las zonas (NT) existe una mayor evapotranspiración ET excepto en los 3 meses iniciales, en este trimestre, en las zonas (NT) la ET es mayor en comparación con las zonas (T) tuvo una diferencia de 14.1 mm; lo que en parte puede deberse a efecto de la topografía ya que los grupos de análisis están localizados en su gran mayoría en áreas de mayor altitud y presentan promedios mayores de precipitación que las partes bajas de la cuenca amazónica.

En los ciclos mensuales se identificó que los máximos de ET aparecen en los meses de agosto – septiembre – octubre; esto representa un comportamiento monomodal sin embargo se debe tener presente que en los meses de enero – febrero presentan valores altos de ET esto se debe a los sistemas como la zona de convergencia intertropical (ITCZ), la zona de convergencia del Atlántico SUR (SACZ) que se posicionan sobre la cuenca del amazonas durante el primer trimestre del año (JFM) (Orsini 2015).

Para realizar el análisis correspondiente a la distribución de los grupos se puede decir que en el departamento del Caquetá se localiza el 35.2% de ellos, en Putumayo el 22%, en Guaviare el 16.5%, en Meta el 14.3%, en Nariño el 5.5%, en Cauca el 4.4% y en Vaupés el 2.2%. según el (MINAMBIENTE et al. 2017, IDEAM, 2017) existe un área en la cuenca de la Amazonía colombiana donde se viene ejerciendo labores de deforestación que aumento en 74.073 ha en el año 2017 y el 65.5% de la deforestación se concentró en la región amazónica, (Orsini 2015, Gentry y Lopez-parodi, 1980) mostraron que como resultados de una intensa deforestación se producen cambios climáticos; se presenta un mayor escorrentía debido a la deforestación en la cuenca del Amazonas y de una disminución de la precipitación.

Con un total de 94 grupos de datos que contienen valores de ET capturados por el sensor MODIS en zonas conservadas y deforestadas de la Amazonia colombiana, se recuperaron 685.794 registros. (Tabla 2).

Tabla 2. Datos recuperados de evapotranspiración (ET) en zonas No Transformadas (NT) y Transformadas (T).

COBERTURA	Evapotranspiración ET
No Transformada (NT)	440233
TRANSFORMADA (T)	245561
Total	<b>685794</b>

#### 4.1 Estadística Descriptiva de la Evapotranspiración en zonas Transformadas (T) y No Transformadas (NT).

Para las zonas (NT) se obtuvo un total de 440.233 registros (Figura 12), en cuanto a la cobertura (T) se tuvo un total de 245.561 registros (Figura 13).

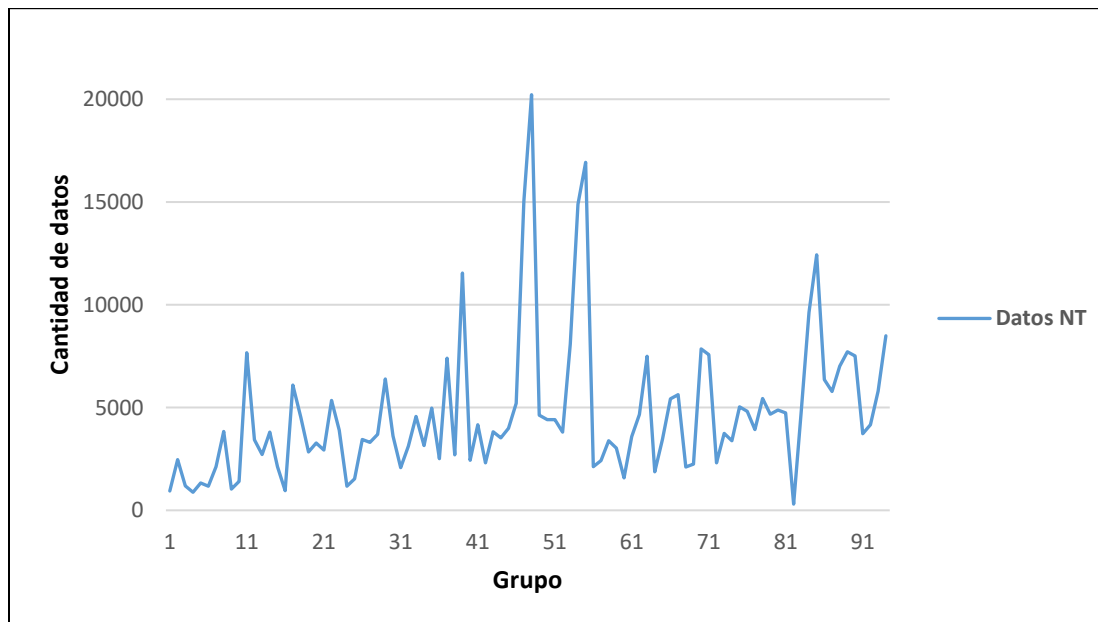


Figura 12. Distribución de los datos de evapotranspiración ET MODIS en zonas No Transformadas (NT).

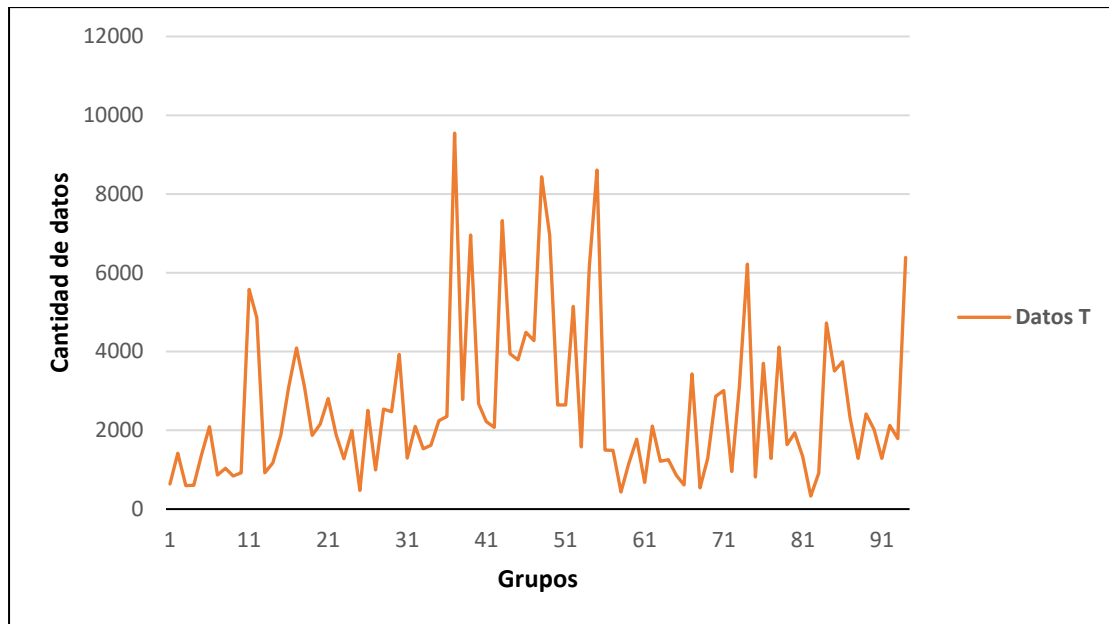


Figura 13. Distribución de los datos de evapotranspiración ET MODIS en zonas Transformadas. Fuente: Autor

## 4.2 Análisis de la evapotranspiración (ET) entre zonas no transformadas (NT) y Transformadas (T).

En la estimación de la evapotranspiración en las coberturas no transformadas (NT) y transformadas (T) se encontró que la ET registro un ligero aumento en las áreas (T) respecto a las áreas (NT) de 47.7 mm en el periodo de 2001 y 2018 entre la totalidad de los grupos de análisis; esto demuestra una diferencia positiva en el comportamiento de la evapotranspiración entre las coberturas transformadas y no transformadas debido al cambio y uso del suelo de las zonas donde se ubicaron los puntos de análisis (Figura 14). tal como lo documento (Vergopolan and Fisher 2016) en su investigación sobre el Impacto de la Deforestación en el Ciclo Hidrológico en la Amazonía Como se Observa Desde la Teledetección. Se evaluó ET y P entre 2000 y 2012 junto con la deforestación respectiva de cada año se observó un aumento en la ET cerca de las zonas transformadas. La ET en áreas transformadas aumentó de un promedio de 1110 mm en 2000 a 1299 en 2012, un aumento del 17% en píxeles de ET.

El aumento de ET en áreas deforestadas en relación con áreas forestales intactas, puede ser el resultado de un proceso de evaporación principalmente físico y una falta de retención de agua sobre las áreas deforestadas. Esto causa que el agua precipitada vaya directamente a la atmosfera en lugar de ser infiltrada o ser parte de agua de escorrentía, esto se produce

posiblemente debido a las altas temperaturas de la superficie y al alto calor de convección. (Vergopolan and Fisher 2016). Teniendo en cuenta lo anterior el alto calor de la convección impulsa la evaporación en condiciones locales de aire no saturado e induce la evaporación tan pronto ocurre la precipitación (correlación positiva) debido al aumento de temperatura de la superficie global a través del tiempo, especialmente en los trópicos.

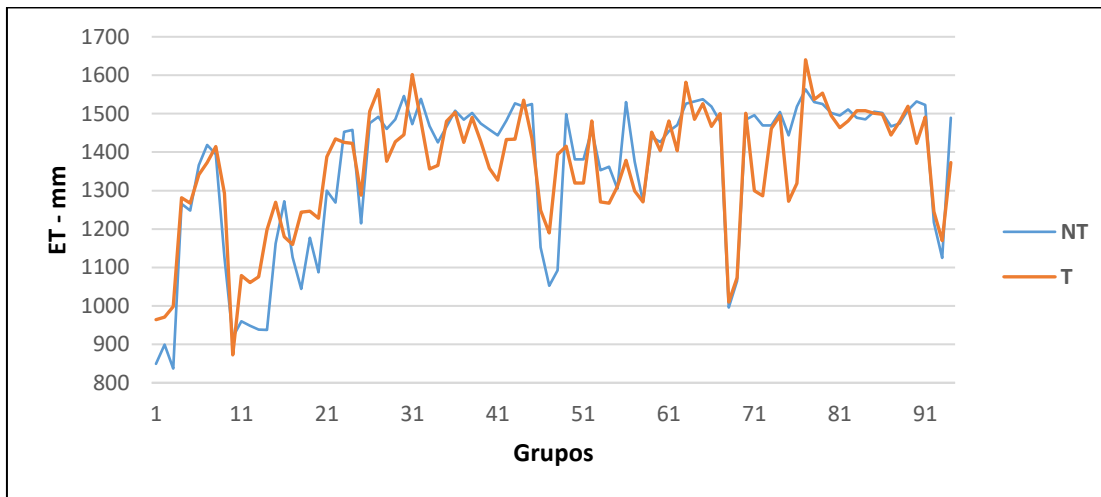


Figura 14. Media de ET MODIS en zonas No Transformadas (NT) y Transformadas (T).

### 4.3 Análisis de la ET para valores mínimos de los grupos de análisis entre el periodo 2001 – 2018.

El comportamiento de la ET varía según la localización de los grupos de análisis, los grupos donde se presentan los valores mínimos de ET en zonas (T) están ubicados en el suroeste de la cuenca de la amazonia el valor mínimo es de 333mm. mientras que el valor máximo de los mínimos es de 760.5mm y conforma los grupos que están ubicados en la parte sur de la cuenca. Según (Vergopolan and Fisher 2016) sobre el río Amazonas, lagos y áreas costeras por el fuerte calor de convección, se aumenta la ET debido a la alta disponibilidad de agua en estas áreas este efecto contribuye a un mayor índice de reciclaje de agua tanto en zonas No Transformadas como Transformadas. el valor mínimo en las zonas (NT) fue de: 315mm mientras el valor máximo de los mínimos fue de: 688.5mm. En este caso la ET respecto a las zonas (T) es menor y se evidencia que en las zonas deforestadas o transformadas existe una mayor ET a pesar de encontrarse en zonas de alta disponibilidad de agua como lo explica (Vergopolan, 2016). (Figura 15).

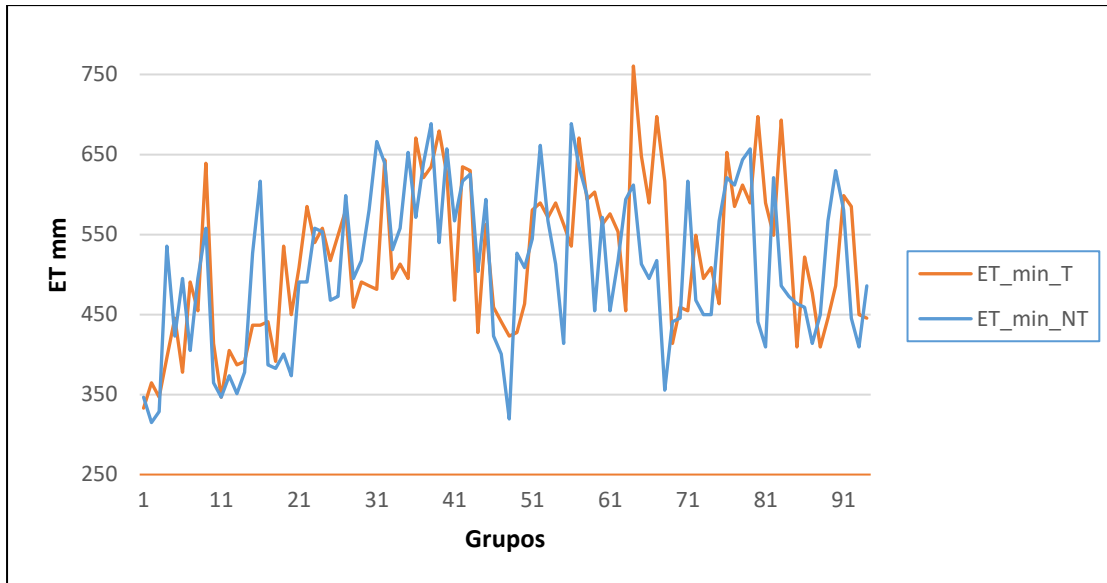


Figura 15. Valores mínimos de ET MODIS en Zonas Transformadas y No Transformadas. Fuente: Autor.

#### 4.4 Análisis (ET) para valores máximos de los grupos de análisis entre el periodo 2001 – 2018.

El comportamiento de ET para los valores máximos de los grupos de análisis en las zonas (T) oscilo entre 1651.5mm – 3892.5mm los grupos que presentan estos valores están ubicados en el suroeste y norte de la cuenca de la Amazonía colombiana; en las zonas (NT) los valores de ET oscilaron entre 1570 mm – 3271 mm. entre las zonas (T) y (NT) hay una diferencia de ET de 540 mm. en el periodo tiempo analizado. Los grupos de análisis están sobre áreas de alta humedad como los ríos, donde se está evaporando más agua en relación con la cantidad de agua precipitada localmente junto con los cambios en la cubierta terrestre de la cuenca del amazonas (Vergopolan and Fisher 2016, Costa y Foley, 1999). (Figura 16).

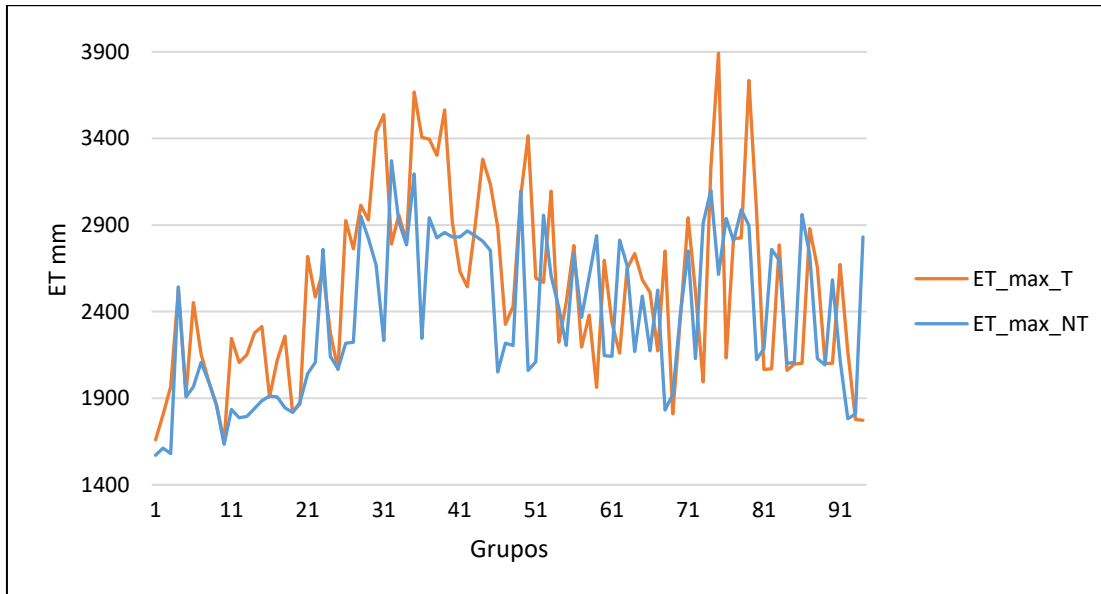


Figura 16. Valores máximos de evapotranspiración ET MODIS en Zonas Transformadas y No Transformadas. Fuente: Autor.

En el análisis de estadística básica, se encontraron diferencias entre los valores máximos, medios y mínimos de ET, se resaltan las diferencias entre el valor de ET de la cobertura T (Transformada) respecto a la cobertura NT (No Transformada) en el área de estudio. Para comprender este comportamiento, se puede decir que los valores mínimos de ET corresponden a temporadas de humedad o lluvias; en las coberturas (NT) son menores a las cifras que se reportan en las coberturas (T). Los valores máximos de ET que se presentan en temporadas secas en las coberturas (T) son mayores a las que se reportan en las zonas (NT) esto evidencia lo planteado por Henderson-Sellers et al. (1993), Gash y Nobre (1997) y Silva Dias et al. (2009), que predicen graves impactos climáticos y posibles consecuencias locales, regionales y globales de la deforestación amazónica. Estos impactos se componen en la reducción de la precipitación y la evapotranspiración, la elevación de la temperatura de la superficie y la reducción de la convergencia de la humedad en la región deforestada. (Figura. 17).

La mayor diferencia entre coberturas (NT) y (T) se presenta en los valores máximos de ET, según Wilson & Buffa (2003) se puede deber al efecto de la transferencia de calor en los pastos y coberturas de talle baja, que tienen la posibilidad de liberar más calor. Que lo confirma Huete et al. (2006), el aumento de ET durante la estación seca, se debe al aumento del equilibrio de radiación en áreas de bosques tropicales húmedos. Lo anterior, evidencia que el cambio de coberturas vegetales impacta en gran manera al equilibrio del ciclo del agua naturalmente establecido, de tal manera que si aumenta la evapotranspiración en las zonas deforestadas tiene como consecuencia un aumento de la temperatura de la atmósfera



y de la superficie terrestre según lo explica en sus estudios sobre la relación existente entre la temperatura de la superficie y la temperatura del aire (Lin, Moore, Messina, DeVisser, & Wu, 2012) (Fu et al., 2011) (Benali et al., 2012a) sin embargo, según Aragão et al. (2007), las áreas de transición entre los biomas del Amazonas y las zonas antropogénicas que se caracterizan principalmente por la transformación de vegetación natural y bosques en áreas agrícolas con susceptibilidad al estrés hídrico presentan los valores más bajos de precipitación y de ET.

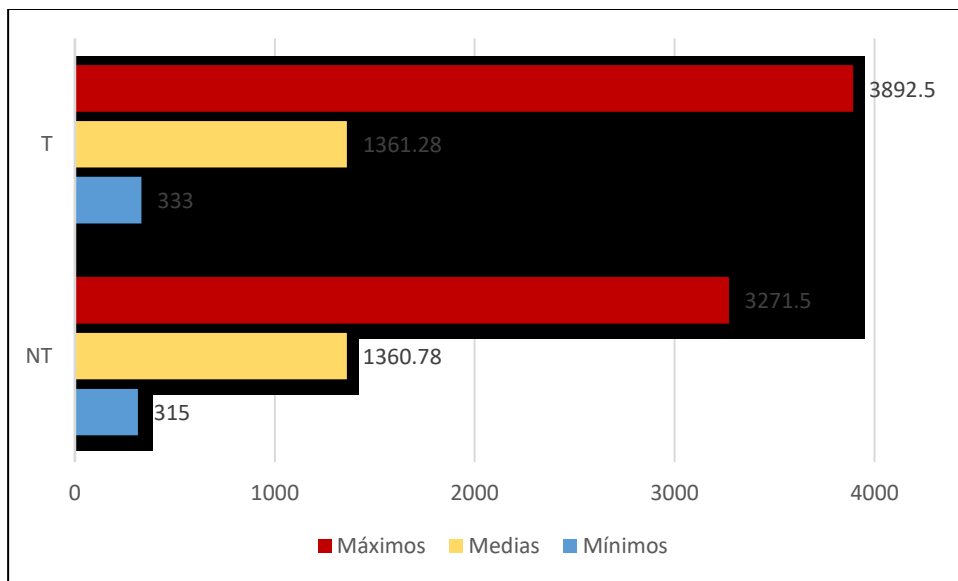


Figura 17. Valores máximos, medios y mínimos de los datos de evapotranspiración ET MODIS en coberturas Transformadas o No Transformadas. Fuente: Autor.

Con el análisis estadístico básico, se identificaron las diferencias en los valores mínimos y máximos de ET en las zonas no transformadas (NT) y transformadas (T) y que los valores medios presentan diferencias mínimas, es por esta razón que se realizó un análisis de varianza; donde se encontró que de los 94 grupos el 12.22% (13 grupos) no presenta diferencias estadísticamente significativas ( $p \leq 0.05$ ) entre NT y T, mientras que el 87.8% presentan diferencias notables. Se puede concluir que la ET varía en el cambio de cobertura y esto induce a que se presenten las diferencias en las varianzas en la mayor parte de los grupos; en el diagrama de cajas se observa en la que los valores de ET en las zonas NT oscilan entre 315mm y 3271.5mm estos valores se muestran como *outliers* es decir casos atípicos, las cajas de la mayoría de los grupos, se encuentran en la misma franja de valores, esto indica que la ET no presenta variabilidad representativa a excepción de los primeros 15

grupos de análisis lo que se puede concluir que la ubicación geográfica de estos grupos pueden tener valores distintos de ET ya que se encuentran en la zona de influencia del piedemonte amazónico entre 2.500 y 3.500 msnm. (figura. 18). los grupos 33 al 38 representan un mayor valor de ET. El promedio de ET para los grupos NT se encuentra entre 837mm/añual y 1640.25mm/añual. La mediana para los grupos de análisis oscila entre 756mm/añual y 1631.25mm/añual esto indica una posible simetría de las series ya que los valores de media y mediana son parecidos.

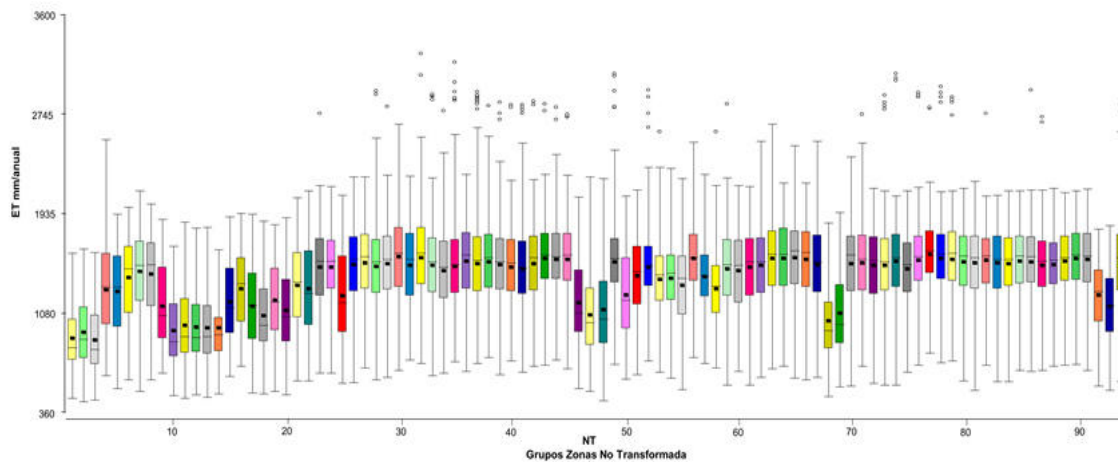


Figura 18. Diagrama de caja de ET para zonas No Transformadas. Fuente: Autor.

La ET en las zonas T oscilan entre 333mm y 3892.5mm estos valores se muestran como *outliers* es decir casos atípicos, a diferencia del comportamiento de las zonas NT las cajas de la mayoría de los grupos para las zonas T, se encuentran en la misma franja de valores, esto indica que la ET no presenta variabilidad representativa; los grupos 35, 36 y 74 representan un mayor valor de ET. El promedio de ET para los grupos se encuentra entre 872.55mm/añual y 1640mm/añual. La mediana para los grupos de análisis oscila entre 783mm/añual y 1631.25mm/añual esto indica una posible simetría de las series ya que los valores de media y mediana son parecidos. (Figura. 19)

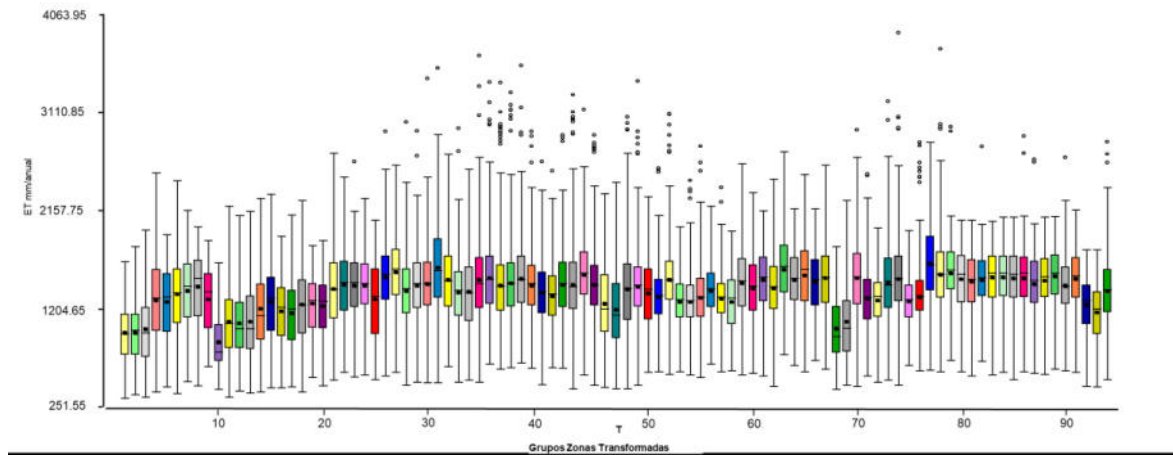


Figura 19. Diagrama de caja de ET para zonas Transformadas. Fuente: Autor.

### 4.5 La Et Según Ambientes Morfogenéticos

En la identificación de los sistemas morfogenéticos presentes en la Amazonía, se debe tener en cuenta la variación altitudinal y esto lo permite la clasificación del piso bioclimático (Tabla 3), en el que se examina la variación del clima, la vegetación, la geomorfología y los suelos.

El Dominio Amazónico se caracteriza por ser un espacio muy húmedo, la precipitación oscila entre 3.000 y 4.000 mm anuales y una temperatura promedio entre 25°C. La ET oscila en zonas de piedemonte como el departamento de Nariño entre 800 – 1000 mm anuales ubicado a 2525 msnm (IDEAM 2010, IGAC 1987). En el presente estudio, los grupos de análisis ubicados en la zona de piedemonte presentan índices de ET entre 800 y 1200 mm anuales. A medida que los grupos de análisis se ubican en zonas más bajas 500 – 1500 msnm (

Figura 20) aumenta el índice de ET con un promedio entre 1.000 – 1400 mm anuales, el cual se correlaciona con el mapa de evapotranspiración anual del (IDEAM 2015).

Tabla 3. Definición de pisos bioclimáticos. Fuente: (IDEAM 2010)

PISO BIOCLIMATICO	MACROUNIDAD	ALTURA (M)
Glacial	Montaña alta	> 4800
Súper-páramo	Montaña alta	Desde 4300 – 5200 límite inferior de los glaciares
Páramo	Montaña alta	3800 ± 100 4800 ± 100
Alto-Andino	Montaña alta	3000 ± 100 3800 ± 200
Andino	Montaña media y Montaña alta	2300 – 3000 ± 100
Subandino	Montaña media	1000 – 2300

Ecuatorial	Montaña baja, depresiones tectónicas, dominio Amazónico, dominio Orinoqués	< 1000
------------	--	--------

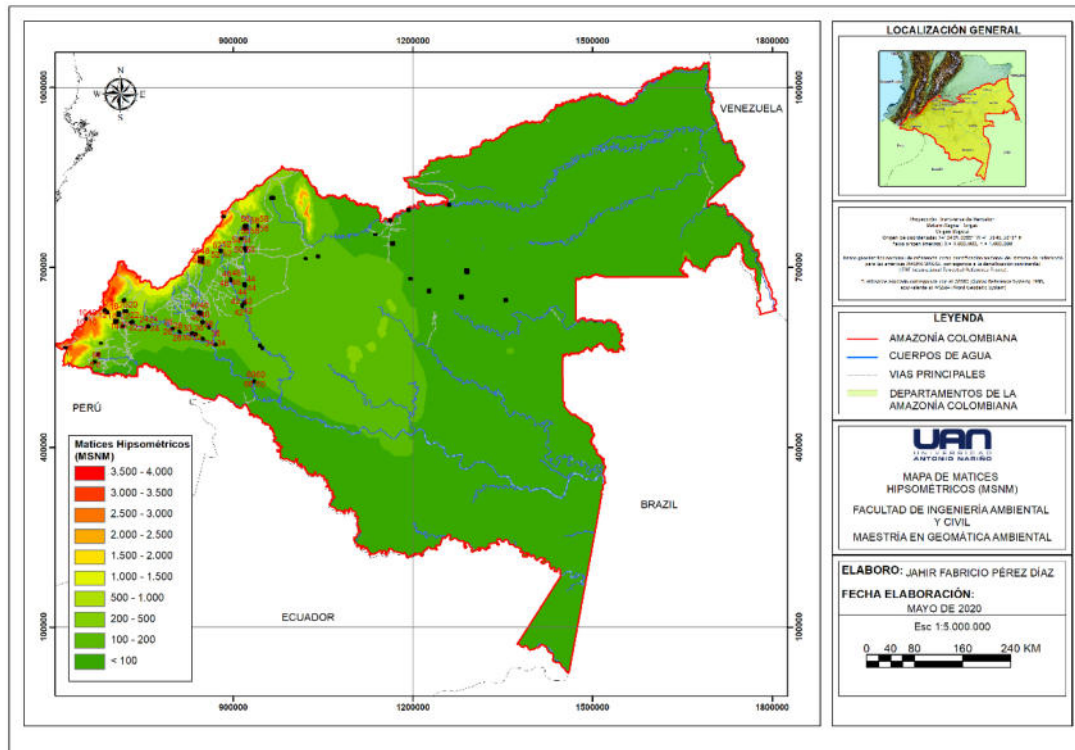


Figura 20. Representación de puntos con coberturas Transformadas (T) y No Transformadas (NT) según su posición sobre el nivel del mar. Fuente: autor

#### 4.6 Análisis de Varianza de ET por Temporalidad Mensual en Coberturas Conservadas (NT) y Transformadas (T).

El análisis estadístico descriptivo resume las principales características y el comportamiento de las variables utilizadas; en la (tabla 3) se muestran las medidas de distribución (Asimetría y Curtosis), que indican la forma como se distribuyen los datos respecto de la media y la desviación estándar que permite medir el grado de dispersión de los valores de ET.

Según el (IDEAM, 2005) en la amazonia colombiana se presenta un régimen de lluvias esencialmente unimodal, con una precipitación media multianual de 3.307mm., los valores más bajos en los meses de diciembre – enero y los máximos en mayo junio; se observa

claramente la diferencia entre el hemisferio Sur y Norte; En Leticia la precipitación media multianual es de 3194mm. con valores mínimos en los meses de julio – agosto (150 – 200 mm/mes) y máximos en enero - marzo con precipitaciones en un rango de 200 – 300mm/mes. El comportamiento mensual de ET en las zonas NT más bajo y más alto fue, respectivamente, Mayo (96.86mm) y Septiembre (127.61mm). el primer trimestre (EFM) presenta un comportamiento de descenso con un promedio de 114.10mm, el segundo trimestre (AMJ) presentaron un promedio de 99.26mm el más bajo durante los doce meses, el tercer trimestre (JAS) inicia de nuevo un periodo de ascenso promedio de 118.56mm y el último trimestre (OND) presento de nuevo un periodo de descenso, pero con valores relativamente altos 111.63mm.

Mientras que el comportamiento mensual de ET en las zonas T más bajo fue en el mes de Marzo (96.225mm) y el más alto en el mes de Septiembre (129.75mm). el primer trimestre (EFM) presenta un comportamiento similar de descenso comparado con las zonas NT pero con un promedio menor de 109.4mm. el segundo trimestre (AMJ) presentaron un promedio de 103.08 mm el más bajo durante los doce meses, el tercer trimestre (JAS) inicia de nuevo un periodo de ascenso promedio de 362.55 mm y el último trimestre (OND) presento de nuevo un periodo de descenso, pero con valores relativamente altos 114.57mm. según lo anterior y teniendo en cuenta la relación que puede existir entre la precipitación y la evapotranspiración y se puede correlacionar con el estudio de (José, Gonçalves, and Bezerra 2019) donde manifestó que la precipitación mensual promedio presento una fuerte estacionalidad: durante los meses de noviembre a marzo (estación húmeda), la precipitación mensual fue superior a 200mm con un máximo observado en enero de 307mm – 3330mm. por otro lado de mayo a septiembre la estación seca, la precipitación fue menor a 100mm con un mínimo de 19 – 6mm en julio. Según (José, Gonçalves, and Bezerra 2019, Fisch et al., 1998; Marengo, 2006). Esta variación consistente con la distribución regional de precipitación en el suroeste del Amazonas.

(José, Gonçalves, and Bezerra 2019, Marengo y col, 2004) enfatizan que durante el primer trimestre del año (JFM), los sistemas precipitantes como la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ) y otros se posicionan sobre la cuenca del Amazonas, contribuyendo activamente a una mayor convergencia de humedad y convección profunda. Durante el tercer trimestre del año (JJA), la intensidad de estos sistemas precipitantes disminuye, lo que induce un período seco característico.

El periodo comprendido entre los meses de junio, julio y agosto y parte de septiembre, se caracteriza por acumulaciones medias de lluvia de menos de 24 a 27 mm/mes, en este periodo se presentaron índices de ET altos en áreas de bosque tropical con valores

ascendentes de 98 mm/mes – 129 mm/mes. Este comportamiento según Rocha et al. (2009), se puede presentar por la disponibilidad de radiación solar y por las variaciones en los índices de vegetación que sirven como entradas al algoritmo que usa MOD16, como el índice de área foliar y el índice de vegetación mejorado según las observaciones en campo de (Nepstad et al., 2004; Costa et al., 2010). (Tabla 3)

Tabla 4. Datos Máximos, Mínimos y Medios de evapotranspiración (ET) mensuales en zonas No Transformadas (NT) y Transformadas (T).

NO TRANSFORMADO (NT)					TRANSFORMADO (T)			
Mes	Vlr. Máximo	Vlr. Mínimo	Desviación	Promedio	Vlr. Máximo	Vlr. Mínimo	Desviación	Promedio
ENERO	266.25	29.625	30.675	128.5875	324.375	38.25	28.1625	125.4
FEBRERO	227.625	29.25	33.75	115.125	226.5	35.625	30.675	106.575
MARZO	180	40.875	28.0875	98.625	216	40.5	26.0625	96.225
ABRIL	220.125	40.125	27.075	102.1125	235.5	45.75	27.7875	104.9625
MAYO	228	43.125	25.2	96.8625	253.5	39.75	25.2375	100.95
JUNIO	216.75	26.25	24.4875	98.625	256.875	27.75	25.5375	103.35
JULIO	235.125	40.875	26.175	106.65	249.75	42.375	25.35	109.5
AGOSTO	228.75	46.5	26.025	121.425	259.5	51	25.35	123.3
SEPTIEMBRE	258	33.75	25.95	127.6125	305.625	44.625	24.9	129.75
OCTUBRE	232.875	46.5	25.425	118.725	262.875	31.5	24.45	122.175
NOVIEMBRE	229.875	35.25	27.225	109.9875	297	37.5	25.9875	113.925
DICIEMBRE	272.625	26.625	29.775	106.2	283.125	28.875	29.4375	107.625

En el análisis de varianza se tomaron valores de ET para cada una de las zonas (T) y (NT) para los doce meses del año en cada uno de los grupos que se utilizaron para capturar la información del pixel de las imágenes descargadas del producto MOD16 del sensor MODIS. En este proceso se incluyó la temporalidad mensual y la cobertura, se identificó que la ET en las zonas (T), presentan diferencias positivas con respecto a las zonas (NT) exceptuando los 3 primeros meses donde la ET en zonas (NT) es mayor a las zonas (T) (Figura 21). La diferencia de ET entre las zonas T – NT es de 13.2 mm/mes. La temporada donde el valor de ET puede aumentar o disminuir es según el periodo del año, es decir en temporada seca donde se puede evidenciar esta diferencia, estos resultados según (José, Gonçalves, and Bezerra 2019; Huete et al. 2006) el aumento de ET durante la estación seca está controlado principalmente por el aumento del equilibrio de radiación en áreas de bosques tropicales húmedos.

En el análisis de varianza teniendo en cuenta la temporalidad se puede decir que en cada uno de los grupos se presentaron diferencias significativas ( $p \leq 0.05$ ) en cada uno de los meses evaluados. En el mes de diciembre correspondiente a un mes de temporada seca, el 86.4% de los grupos presentaron diferencias estadísticamente significativas, esto permite concluir que existe una correlación entre la ET el régimen de lluvias y las coberturas donde se analizó este factor.

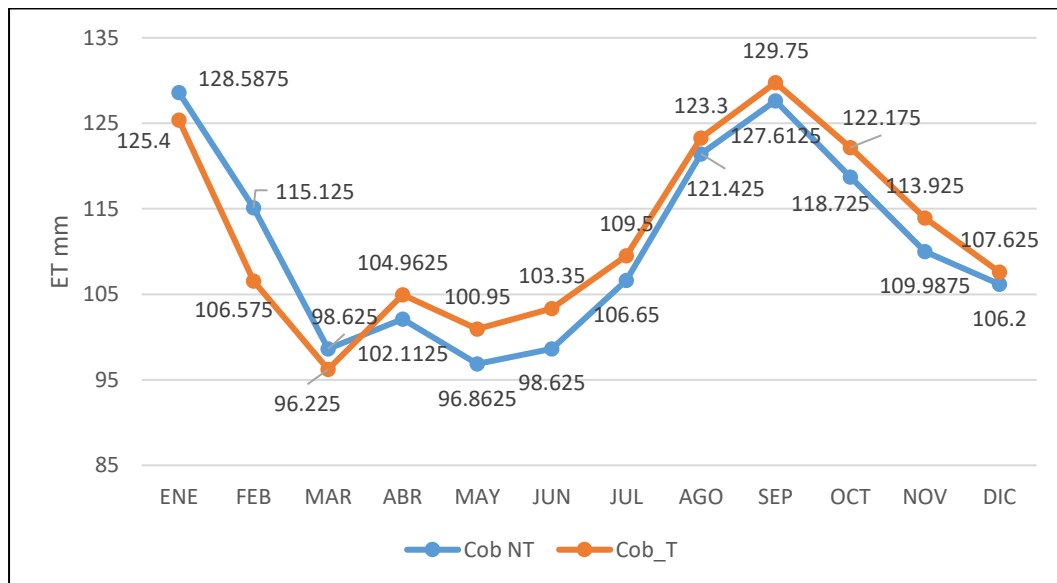


Figura 21. Representación de los datos máximos de evapotranspiración ET MODIS en zonas Transformadas (T) y No Transformadas (NT). Fuente: Autor.

En las regiones de selva tropical de la cuenca del Amazonas el patrón corresponde a tener valores más bajos de ET en la estación húmeda y los valores más altos en el periodo seco

(Rocha et al. 2004) de igual manera se demuestra que la radiación neta es el principal control de ET. Otros efectos de la deforestación la reducción de los caudales medios y el aumento de los caudales extremos y consecuencia de esto inundaciones y sequías más fuertes y frecuentes. Los cambios de cobertura vegetal inciden en los aumentos de temperatura superficial, aumento de presión atmosférica, disminución en la humedad del suelo, aumento del albedo principalmente en áreas clasificadas como deforestadas que tienen sistemas radiculares menos profundos y eliminan el agua almacenada de las capas superficiales del suelo (von Randow et al., 2004; Houspanossian et al., 2017), disminución de la rugosidad y del espesor de la capa límite atmosférica, disminución de la nubosidad y las lluvias en el mediano y en largo plazo con la consecuente disminución de los caudales medios de los ríos; según (Von Randow et al., 2004) estos comportamientos en la superficie del bosque, se explica por las raíces profundas, que pueden mantener una fuerte absorción de agua en el suelo incluso después de largos periodos secos y la ausencia de estos elementos naturales puede incurrir en estas consecuencias.

Autores como (Schwartz y Karl, 1990) han demostrado que la evapotranspiración desempeña un papel importante en el enfriamiento de la superficie a través del cambio de la energía superficial, de sensible a calor latente y su reducción conduce a un aumento en la temperatura superficial que es determinada por la cobertura vegetal y el grado de humedad contenido en el suelo (Zhang, Shi, & Huang, 2014) (OWEN et al., 1998).

## **4.7 Relación ET – ENSO.**

En el presente estudio se encontró que el comportamiento de la ET respecto al ONI para el periodo 2001 – 2018 está relacionado; los rangos de  $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$  que indican la presencia de condiciones de fenómeno del Niño y Niña, son representados por líneas rojas punteadas. Según demuestra la (figura 19). Un comportamiento similar a la ET en zonas conservadas (NT) y transformadas (T) específicamente con las zonas (NT). Esto demuestra una relación directa que existe entre la ET con el ENSO; cuando se registran periodos del fenómeno del Niño son evidentes los picos de incremento de la ET y de igual manera los fenómenos de la Niña.

En el periodo de 2001 se presentó un evento Niño, este fenómeno se extendió hasta mediados de 2004 cuando existió un comportamiento normal; en el año 2008 se presentó un nuevo evento del niño hasta aproximadamente mediados de 2009 y principios de 2010 que incidió en un descenso en la ET y el ONI. En el año 2012 hasta mediados de 2014 fueron años de comportamientos normales; la ET representa estos picos según en comportamiento del ENSO hasta tener una notoria fluctuación en el año 2015 donde se presentó un fenómeno



del niño, este comportamiento se nota claramente en el comportamiento de la ET en las zonas (T) mientras que las zonas con cobertura (NT) presentaron una menor ET.

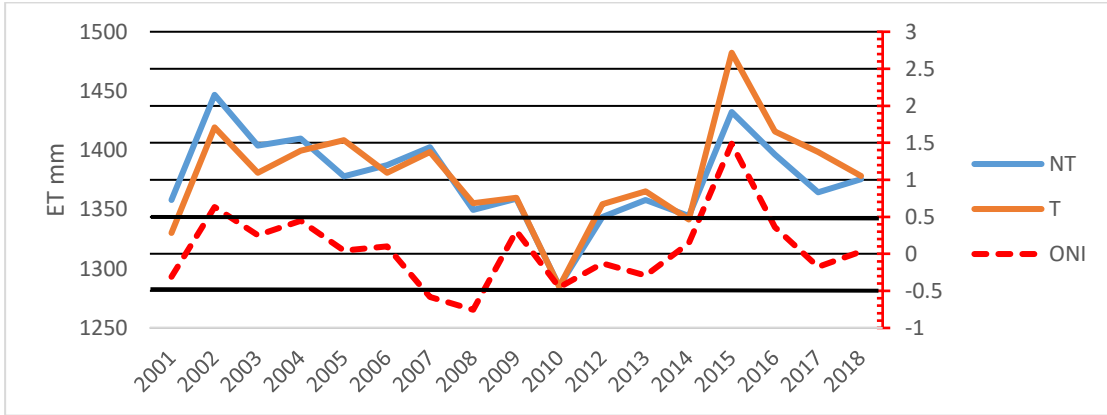


Figura 22. Relación ET zonas (NT) Zonas (T) – ON. Fuente: Autor.

## 5. CONCLUSIONES

- En la identificación de zonas (T) y (NT) se ubicaron los puntos de análisis en los departamentos de Caquetá 35.2% Putumayo 22% Guaviare 16.5% Meta 14.3 Nariño 5.5% Cauca 4.4% y Vaupés 2.2% localizados en el área de deforestación y asentamiento poblacional de la cuenca del Amazonas identificados por el IDEAM.
- En el Análisis de la ET en zonas NT y T se concluye que las zonas T son las que presentan mayores tasas de ET a diferencia de las zonas NT, con una diferencia de 47.7mm un 3.51% respecto a las zonas (NT). Debido al fuerte calor de convección y disponibilidad de agua que caracteriza a la cuenca del Amazonas.
- Se identificaron diferencias entre los valores máximos, medios y mínimos teniendo el mayor contraste en los valores máximos de las zonas (T) debido a la transferencia de calor en coberturas de talla baja que tienen la posibilidad de liberar más calor.
- La ET presenta un comportamiento relacionado al régimen de lluvias y temporada seca de la cuenca de la Amazonía, durante los meses de noviembre a marzo (estación húmeda) por otro lado de mayo a septiembre (estación seca).
- Existe una relación directa en el periodo de análisis 2001 – 2018 entre la ET y el ENSO, el comportamiento de esta variable coincide con las fluctuaciones del ONI, cuando se registran periodos de fenómeno del Niño y fenómeno de la Niña.

## **6.RECOMENDACIONES**

Es importante destacar el uso de herramientas de teledetección que existen y son de fácil acceso, sin embargo, en el caso del cálculo de la evapotranspiración, se deberían tener mediciones terrestres con instrumentos como lisímetros para corroborar los resultados de los datos que ofrece el producto MOD16 y contrastarlos, además utilizar otras herramientas de teledetección para decidir cuál es el más favorable en el estudio de las distintas variables climatológicas.

Incluir otras variables del balance de radiación y el balance hídrico para analizar de manera integral los impactos de la deforestación en la amazonia colombiana.

## REFERENCIAS

- Bell, Jean P., Adrian M. Tompkins, Clobite Bouka-Biona, and I. Seidou Sanda. 2015. "A Process-Based Investigation into the Impact of the Congo Basin Deforestation on Surface Climate." *Journal of Geophysical Research* 120(12): 5721–39.
- Bonan, Gordon B. 2008. "Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests." *Science* 320(5882): 1444–49.
- Brovkin, Victor et al. 2006. "Biogeophysical Effects of Historical Land Cover Changes Simulated by Six Earth System Models of Intermediate Complexity." *Climate Dynamics* 26(6): 587–600.
- Cui, Xintong et al. 2019. "Application of Remote Sensing to Water Environmental Processes under a Changing Climate." *Journal of Hydrology* 574(April): 892–902. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.078>.
- Danelichen, Victor H.M. et al. 2015. "Estimating of Gross Primary Production in an Amazon-Cerrado Transitional Forest Using MODIS and Landsat Imagery." *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 87(3): 1545–64.
- Dirmeyer, P. A., and J. Shukla. 1994. "Albedo as a Modulator of Climate Response to Tropical Deforestation." *Journal of Geophysical Research* 99(D10).
- Feddema, Johannes et al. 2005. "A Comparison of a GCM Response to Historical Anthropogenic Land Cover Change and Model Sensitivity to Uncertainty in Present-Day Land Cover Representations." *Climate Dynamics* 25(6): 581–609.
- G, García Alfredo, Campos Alfredo N, Di Bella Carlos M, and Posse Gabriela. 2008. "Vegetales De La Argentina Utilizando Productos Derivados Del Sensor Modis." : 1–5.
- Hölscher, D. et al. 1997. "Evaporation from Young Secondary Vegetation in Eastern Amazonia." *Journal of Hydrology* 193(1–4): 293–305.
- IDEAM. 2010. "Sistemas Morfogénicos Del Territorio Colombiano."
- . 2015. "Evapotranspiración Total Anual (Mm)." : 80.
- José, Helder, Weber Andrade Gonçalves, and Bergson Guedes Bezerra. 2019. "Comparative Analyzes and Use of Evapotranspiration Obtained through Remote Sensing to Identify Deforested Areas in the Amazon." *Int J Appl Earth Obs Geoinformation* 78(September 2018): 163–74. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.01.015>.

- Mahmood, Rezaul et al. 2014. "Land Cover Changes and Their Biogeophysical Effects on Climate." *International Journal of Climatology* 34(4): 929–53.
- Marini, F. et al. 2017. "Estimación de Evapotranspiración Real (ETR) y de Evapotranspiración Potencial (ETP) En El Sudoeste Bonaerense (Argentina) a Partir de Imágenes MODIS." *Revista de Teledeteccion* 2017(48): 29–41.
- Mas, Jean François. 2011. *Aplicaciones Del Sensor MODIS Para El Monitoreo Del Territorio*.
- Meisel-Roca, Adolfo, Leonardo Bonilla-Mejía, and Andrés Mauricio Sánchez-Jabba. 2013. "Geografía Económica de La Amazonia Colombiana." *Documentos de Trabajo Sobre Economía Regional y Urbana ; No. 193*.  
<http://repositorio.banrep.gov.co/handle/20.500.12134/3109>.
- MINAMBIENTE et al. 2017. "Resultados Monitoreo de La Deforestacion 2017." *Ideam*: 1–45. <http://documentacion.ideam.gov.co/openbiblio/bvirtual/023835/023835.html>.
- Mu, Qiaozhen, Maosheng Zhao, and Steven W. Running. 2011. "Improvements to a MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration Algorithm." *Remote Sensing of Environment* 115(8): 1781–1800. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2011.02.019>.
- Mu, Qiaozhen, Maosheng Zhao, and Steven W Running. 2013. "MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (MOD16A2/A3)." *Algorithm Theoretical Basis Document* Collection: 66.
- Murad, Cesar Augusto, and Jillian Pearse. 2018. "Landsat Study of Deforestation in the Amazon Region of Colombia: Departments of Caquetá and Putumayo." *Remote Sensing Applications: Society and Environment* 11: 161–71.  
<https://doi.org/10.1016/j.rsase.2018.07.003>.
- Nobre Carlos A, Sellers Piers J, and Jagadish. 1991. "Amazonian Deforestation and Regional." 4(April).
- Orsini, José A. Marengo. 2015. "Estimación De La Evapotranspiracion En El Bosque Húmedo Tropical De La Amazonia." 11: 1–13.  
[http://cedinfor.lamolina.edu.pe/Articulos\\_RFP/Vol11\\_no1-2\\_82-83\\_\(15\)/vol11\\_art6.pdf](http://cedinfor.lamolina.edu.pe/Articulos_RFP/Vol11_no1-2_82-83_(15)/vol11_art6.pdf).
- Páramo-Rocha, Gabriel Eduardo. 2011. Incendios de la cobertura vegetal en Colombia *Susceptibilidad de Las Coberturas Vegetales de Colombia Al Fuego*.
- Paruelo, José. 2008. "La Caracterización Funcional de Ecosistemas Mediante Sensores Remotos." *Ecosistemas: Revista científica y técnica de ecología y medio ambiente* 17(3): 1.
- Poveda, G., and O. Mesa. 1995. "Efectos Hidrologicos de La Deforestacion." *Energetica*

16: 91–102.

- von Randow, C. et al. 2004. “Comparative Measurements and Seasonal Variations in Energy and Carbon Exchange over Forest and Pasture in South West Amazonia.” *Theoretical and Applied Climatology* 78(1–3): 5–26.
- Rowell, David P., Chris K. Folland, Kathy Maskell, and M. Neil Ward. 1995. “Variability of Summer Rainfall over Tropical North Africa (1906–92): Observations and Modelling.” *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 121(523): 669–704.
- Running, Steven W. Qiaozhen mu. 2019. “User ’ s Guide NASA Earth Observing System MODIS Land Algorithm ( For Collection 6 ).”
- Running, Steven W. 2019. “MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration ( ET ) Product NASA Earth Observing System MODIS Land Algorithm ( For Collection 6 ).” : 1–37. [https://lpdaac.usgs.gov/documents/379/MOD17\\_User\\_Guide\\_V6.pdf](https://lpdaac.usgs.gov/documents/379/MOD17_User_Guide_V6.pdf).
- Running, Steven W, Qiaozhen Mu, Maosheng Zhao, and Alvaro Moreno. 2019. “User’s Guide MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (MOD16A2/A3 and Year-End Gap-Filled MOD16A2GF/A3GF) NASA Earth Observing System MODIS Land Algorithm (For Collection 6).” <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/missions-and-measurements/modis/MOD16UsersGuideV2.02019.pdf>.
- Swann, Abigail L.S. et al. 2015. “Future Deforestation in the Amazon and Consequences for South American Climate.” *Agricultural and Forest Meteorology* 214–215: 12–24. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.07.006>.
- Velasco Murguía, Abril, Elvira Duran Medina, Raúl Rivera, and David Barton Bray. 2015. “Cambios En La Cobertura Arbolada de Comunidades Indígenas Con y Sin Iniciativas de Conservación, En Oaxaca, México.” *Investigaciones Geográficas* 0(83): 56–74.
- Vergopolan, Noemi, and Joshua B. Fisher. 2016. “The Impact of Deforestation on the Hydrological Cycle in Amazonia as Observed from Remote Sensing.” *International Journal of Remote Sensing* 37(22): 5412–30. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2016.1232874>.
- Westerhoff, R. S. 2015. “Using Uncertainty of Penman and Penman-Monteith Methods in Combined Satellite and Ground-Based Evapotranspiration Estimates.” *Remote Sensing of Environment* 169: 102–12. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2015.07.021>.