



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

**ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN PROVENIENTE DEL SATÉLITE  
GRACE PARA EL MONITOREO DE LA ACUMULACIÓN DE  
AGUA SUBTERRÁNEA: CASO EJEMPLO PROVINCIA  
HIDROGEOLÓGICA DE LOS LLANOS ORIENTALES**

**Diana Lorena Ospina Montes**

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias  
Maestría en Ciencias-Geofísica  
Bogotá, Colombia  
2016



**ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN PROVENIENTE DEL SATÉLITE  
GRACE PARA EL MONITOREO DE LA ACUMULACIÓN DE  
AGUA SUBTERRÁNEA: CASO EJEMPLO PROVINCIA  
HIDROGEOLÓGICA DE LOS LLANOS ORIENTALES**

**Diana Lorena Ospina Montes**

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

**Magister en Geofísica**

Director:

Ph.D, Carlos Alberto Vargas Jiménez

Línea de Investigación:

Hidrogeología

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias  
Maestría en Ciencias-Geofísica  
Bogotá, Colombia  
2016

*(Dedicatoria)*

***A mi familia***

*Lo que embellece al desierto es que en  
alguna parte esconde un pozo de agua.  
Antoine de Saint-Exupery*

## **Agradecimientos**

Al Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) por proporcionar los registros de precipitación y temperatura de las estaciones hidrometeorológicas.

Al programa de Geofísica de la Universidad Nacional de Colombia por apoyar esta investigación.

A mi director de tesis Profesor Dr. Carlos Alberto Vargas Jiménez, por su orientación y respaldo durante el desarrollo de esta investigación.

Al Geólogo Nelson Omar Vargas, subdirector del área de Hidrología del IDEAM, por su tiempo y valiosas sugerencias.

A mis amigos Sonia Salazar Velásquez y Sebastián Gómez Alba, por su motivación, comprensión, paciencia y fortaleza. Serán para mi siempre muy importantes.



## Resumen

Se caracterizó regionalmente la variación espacio temporal de la acumulación de agua subterránea en el periodo comprendido entre el 2003 y 2014, en la provincia hidrogeológica de los Llanos Orientales, analizando información de anomalías de acumulación de agua terrestre (TWS) proveniente de la misión GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), humedad del suelo (SM) del sistema GLDAS (*Global Land Data Assimilation System*). Esta información fue contrastada con cambios en la acumulación de agua subterránea obtenida a partir de la ecuación del balance hidrológico, empleando las variables de precipitación y temperatura de las estaciones hidrometeorológicas del IDEAM (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales), con el fin de conocer la aplicabilidad de los datos de GRACE en el área. Con los resultados obtenidos se propuso un modelo para explicar la extensa sequía que se vivió entre el 2013 y 2014 en la zona, la cual causo una crisis ambiental en el país, desencadenando una serie de problemas sociales que afectaron particularmente la industria del petróleo, al respecto se puede decir que este comportamiento es una respuesta a cambios climáticos. Las variaciones temporales en TWS, SM y agua subterránea, corresponden con los periodos secos y lluviosos de la región. Algunos periodos presentan contrastes que pueden estar asociados a los fenómenos del Niño (2009-2010) y la Niña (2010-2011). Los coeficientes de correlación entre cambios en TWS, agua subterránea versus cambios de infiltración y cambios en la recarga fueron de 0.56 y 0.98 respectivamente.

**Palabras Claves:** GRACE, GLDAS, TWS, Humedad del suelo, Agua subterránea, IDEAM, Cuenca de los Llanos Orientales, Colombia, El Niño, La Niña.

## **Abstract**

The space-time variation of groundwater accumulation in the Eastern Llanos Basin between 2003 and 2014 was characterized using terrestrial water storage anomaly (TWS) from GRACE mission (Gravity Recovery and Climate Experiment) and soil moisture (SM) from GLDAS (Global Land Data Assimilation System). This information was contrasted with changes in groundwater storage obtained from the equation of water budget using information from hydrometeorological stations to know their applicability in the area. With the results we proposed a model to explain the extended drought between 2013 and 2014 in the area; it caused one of the most dramatic environmental crisis in the country, triggering in turn a social problem which particularly affected the oil industry. The temporal variations in TWS, SM, and groundwater, correspond to rain and drought periods in the region. These periods are sensitive to climatic events such as El Niño and La Niña. Correlation coefficients between changes in TWS and groundwater versus changes in infiltration and recharge were 0.56 and 0.98, respectively. We found that the drought during 2013 and 2014 is a response to the climate changes.

Keywords: GRACE, GLDAS, TWS, Soil Moisture, Groundwater, IDEAM, Eastern Llanos Basin, Colombia, El Niño, La Niña.

# Contenido

	Pág.
<b>Resumen</b> .....	<b>V</b>
<b>Lista de figuras</b> .....	<b>VIII</b>
<b>Lista de tablas</b> .....	<b>XI</b>
<b>1. Introducción</b> .....	<b>1</b>
<b>2. Contexto Nacional</b> .....	<b>5</b>
2.1 Área de estudio .....	7
<b>3. Datos</b> .....	<b>12</b>
3.1 Datos Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) .....	12
3.1.1 Series de tiempo GRACE .....	16
3.1.1.1 Aproximación de mínimos cuadrados .....	17
3.2 Datos del sistema Global Land Data Assimilation System (GLDAS) .....	18
3.3 Datos del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) .....	19
3.3.1 Precipitación .....	24
3.3.2 Temperatura .....	25
<b>4. Metodología</b> .....	<b>29</b>
4.1 Balance Hídrico .....	31
4.1.1 Evapotranspiración .....	31
4.1.2 Escorrentía superficial .....	34
4.1.3 Infiltración y recarga .....	41
<b>5. Resultados</b> .....	<b>43</b>
<b>6. Discusión</b> .....	<b>51</b>
<b>7. Conclusiones y recomendaciones</b> .....	<b>55</b>
7.1 Conclusiones .....	55
7.2 Recomendaciones .....	56
<b>Bibliografía</b> .....	<b>57</b>

## Lista de figuras

	Pág.
<b>Figura 1-1.</b> Elementos que pueden alterar el campo gravitacional. Tanto las fluctuaciones atmosféricas, como los cambios topográficos, efectos de marea, movimientos de agua, hielo y nieve entre otros factores, pueden variar el campo gravitacional, por lo tanto la información detectada por GRACE tiene una serie de correcciones que permite dejar las variaciones del campo causadas por movimientos de agua. ....	2
<b>Figura 2-1.</b> Mapa de demanda de agua subterránea resaltando en rojo las zonas donde el agua subterránea es una alternativa viable (Ingeomimas 2004). ....	6
<b>Figura 2-2.</b> Mapa de cubrimiento de información hidrogeológica (Ingeomimas 2004). ....	7
<b>Figura 2-3.</b> Provincias hidrogeológicas de Colombia. (Tomado de IDEAM 2010).....	8
<b>Figura 2-4.</b> Mapa de localización de la zona de estudio con las estaciones hidrometeorológicas del IDEAM (triángulos rojos: temperatura, estrellas azules: precipitación), la grilla de puntos de GRACE y GLDAS (en círculos en amarillo) y drenajes principales (líneas azules). ....	9
<b>Figura 2-5.</b> Precipitación mensual promedio para el periodo comprendido entre el 2003 y 2014. Región de los Llanos Orientales .....	10
<b>Figura 2-6.</b> Modelo hidrogeológico básico de la provincia hidrogeológica de los Llanos Orientales (IDEAM, 2010). Pz: Paleozoico, K: Cretácico, J: Jurásico.....	11
<b>Figura 3-1.</b> Serie de tiempo de anomalía de acumulación de agua terrestre (TWS) promedio mensual en cm, entre el 2003 y el 2014. ....	13
<b>Figura 3-2.</b> Comparación de TWS derivada de GRACE con TWS calculada de.....	15
<b>Figura 3-3.</b> Anomalía en GWS de GRACE (TWS – SM) comparada con GWS in-situ. ....	15
<b>Figura 3-4.</b> Mapa de anomalía de humedad del suelo promedio anual 2003-2014, del sistema GLDAS (izquierda). Datos promedios anuales con barras de error de predicción estándar (derecha).....	19

<b>Figura 3-5.</b> Mapa de precipitación promedio anual 2003-2014 (izquierda). Datos promedios anuales con barras de error de predicción estándar promedio (derecha).....	24
<b>Figura 3-6.</b> Temperatura del mes de febrero del año 2013 versus altura de las estaciones meteorológicas. ....	25
<b>Figura 3-7.</b> Mapa de temperatura promedio anual 2003-2014, en °C (izquierda). Mapa de error de predicción estándar 2003-2014 (derecha). Los triángulos negros representan las estaciones meteorológicas del IDEAM. ....	27
<b>Figura 4-1.</b> Flujograma de la metodología desarrollada .....	30
<b>Figura 4-2.</b> Mapa promedio anual de evapotranspiración 2003-2014, en cm (izquierda). Datos promedios anuales con las barras de incertidumbre calculada a partir de la Ecuación (4.7) (derecha) .....	34
<b>Figura 4-3.</b> Mapa de infiltración promedio anual 2003-2014 en cm. Estimado a partir de los coeficientes de escorrentía de Prevert (1986). ....	36
<b>Figura 4-4.</b> Precipitación total anual en cm entre el 2003 y 2014. Las barras representan el error de predicción estándar promedio anual. ....	40
<b>Figura 5-1.</b> Promedios acumulados mensuales (izquierda). Promedios anuales (derecha) con sus respectivas barras de error de predicción estándar promedio y tendencias lineales (línea negra punteada). En general la tendencia sugiere un incremento en cada una de las variables.....	44
<b>Figura 5-2.</b> Mapas de promediados mensuales de precipitación (fila superior) y TWS (fila inferior) para los meses de enero hasta abril de 2014. En la margen izquierda se reflejan las series de tiempo mensuales (precipitación: parte superior, TWS: parte inferior) señalando en el recuadro azul el periodo de tiempo comprendido entre enero y abril. ....	45
<b>Figura 5-3.</b> Mapas de promediados mensuales de precipitación (fila superior) y TWS (fila inferior) para los meses de mayo hasta agosto de 2014. En la margen izquierda se reflejan las series de tiempo mensuales (precipitación: parte superior, TWS: parte inferior) señalando en el recuadro azul el periodo de tiempo comprendido entre mayo y agosto.....	46
<b>Figura 5-4.</b> Mapas de promediados mensuales de precipitación para los meses de septiembre hasta diciembre de 2014 (fila superior) y TWS (fila inferior) para los meses de septiembre a noviembre de 2014. En la margen izquierda se reflejan las series de tiempo mensuales (precipitación: parte superior, TWS: parte inferior)	



## Lista de tablas

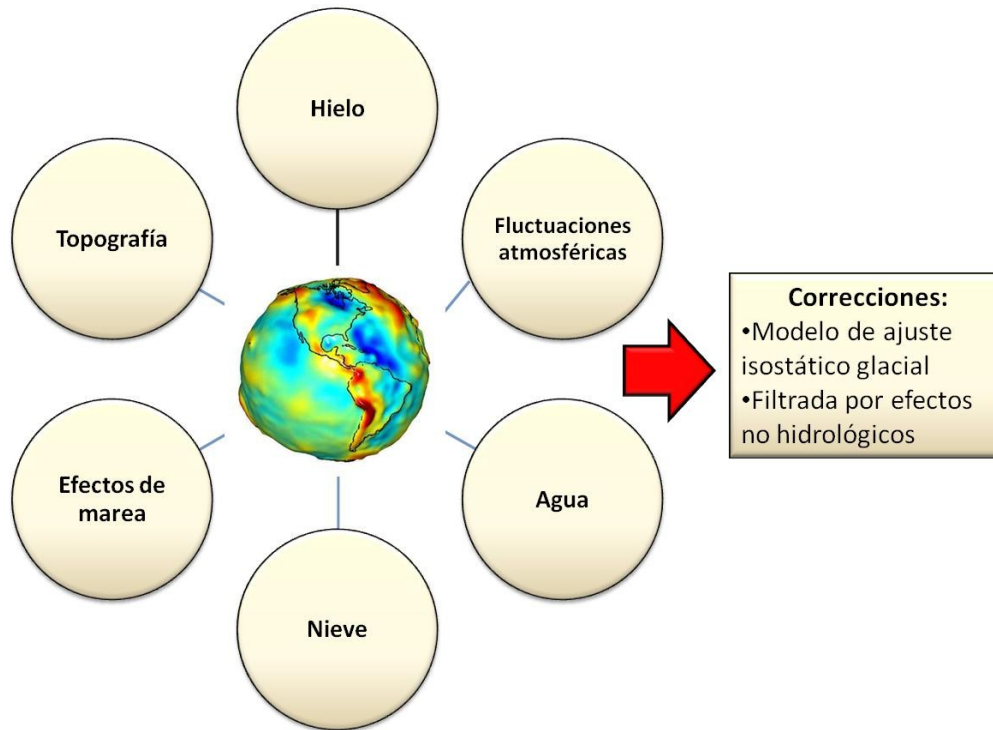
	Pág.
<b>Tabla 3-1:</b> Vacíos de información en las series de tiempo GRACE 2003-2014, resaltados en gris. ....	16
<b>Tabla 3-2:</b> Información de las estaciones hidrometeorológicas de la región. En gris se encuentran las seleccionadas para el trabajo. (Tomado y modificado del Catálogo Nacional de Estaciones del IDEAM). (PM: Pluviométrica, CO: Climatológica Ordinaria, CP: Climatológica Principal, SS: Sinóptica Secundaria, SP: Sinóptica Principal, ME: Meteorológica Especial, LM: Limnimétrica, HA: Hidrometeorológica Automática) .....	24
<b>Tabla 3-3:</b> Incertidumbre mensual asociada al método de interpolación para la variable temperatura año 2003. En gris los valores más bajos. ....	26
<b>Tabla 4-1:</b> Calculo del coeficiente de escorrentía según Prevert (1986). ....	35
<b>Tabla 4-2:</b> Coeficientes de escorrentía estimados a partir del proceso de inversión. ....	41



# 1. Introducción

Las observaciones satelitales representan una nueva oportunidad para monitorear cambios en la acumulación del recurso hídrico desde el espacio, dadas las limitaciones que existen hoy en día para obtener medidas completas y confiables de los niveles de agua subterránea para grandes regiones geográficas. Este es el caso de la misión del Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), lanzada el 7 de marzo de 2002, y conformada por dos satélites separados 220 km que co-orbitan cerca de inclinaciones polares entre 300 km a 500 km de altitud (Rodell & Famiglietti, 2002).

GRACE tiene el potencial de proveer cambios aproximadamente mensuales en la acumulación de agua terrestre, sobre medidas derivadas del campo global gravitacional de la Tierra (**Figura 1-1**). Dado que durante un período de un mes, el desplazamiento de agua bajo los continentes es una de las principales causas de fluctuaciones en la distribución de la masa de la Tierra, se reflejará en el campo de gravedad (Rodell & Famiglietti, 2002; Strassberg et al., 2009). Esta sensibilidad a cambios de masa, equivale a una lamina de 1 cm de espesor de agua sobre la superficie, con dimensiones de unos pocos cientos de kilómetros (Longuevergne et al., 2010). Un cambio en el campo gravitacional altera la distancia entre los satélites (Strassberg et al., 2009) y un equipo instrumental del sistema es capaz de detectar estas variaciones con una sensibilidad de un micrómetro.



**Figura 1-1.** Elementos que pueden alterar el campo gravitacional. Tanto las fluctuaciones atmosféricas, como los cambios topográficos, efectos de marea, movimientos de agua, hielo y nieve entre otros factores, pueden variar el campo gravitacional, por lo tanto la información detectada por GRACE tiene una serie de correcciones que permite dejar las variaciones del campo causadas por movimientos de agua.

Los datos variables en el tiempo son convertidos en mapas de anomalías de acumulación de agua terrestre (TWS), empleando la metodología desarrollada por Wahr et al. (1998), en la cual relaciona cada valor a un cambio de nivel de agua equivalente en una región específica, mediante una conversión que describe la cantidad de agua que se necesitaría, para producir el cambio en el campo gravitacional que GRACE observó sobre la región (<http://earthobservatory.nasa.gov>). Para lo anterior, se asume que en periodos de 100 años, a escala de cuenca, la redistribución de masas es debida a cambios en la acumulación de agua terrestre, la cual es controlada principalmente por (Strassberg et al., 2007; Rodell et al., 2009): a) la humedad del suelo (SM-Soil Moisture) y b) la acumulación de agua subterránea (GWS-Ground Water Storage).

Tres centros de procesamiento de datos hacen parte del equipo de GRACE en campo, para entregar la información procesada y pos-procesada: CSR (University of Texas /

Center for Space Research); GFZ (GeoForschungsZentrum Potsdam); y el JPL (Jet Propulsion Laboratory).

En cuanto a la humedad del suelo, esta puede ser inferida de sistemas de modelamiento de la superficie de la Tierra, como el Global Land Data System (GLDAS), desarrollado conjuntamente por la NASA, Goddard Space Flight Center (GSFC), la National Oceanic y Atmospheric Administration (NOAA) y el National Centers for Environmental Prediction (NCEP), el cual integra datos de sistemas avanzados de observación para estimar la distribución global de este tipo de parámetros entre otros (Chen & Dudhia, 2001).

A nivel mundial hay estudios que han validado los datos derivados de GRACE, por ejemplo, en el trabajo de Rodell & Famiglietti (2002), concluye que dicha información puede aplicarse a cuencas con forma irregular tan pequeñas como 200.000 km<sup>2</sup>. En este caso, la provincia hidrogeológica de los Llanos Orientales comprende una extensión de aproximadamente 265.547 km<sup>2</sup>, ocupando un área suficiente para aplicar los datos de GRACE y GLDAS.

La región de los Llanos Orientales representa una de las provincias hídricas más grandes del territorio, con cerca del 41,6% del potencial hídrico subterráneo (IDEAM, 2010), albergando múltiples ecosistemas, así como una amplia actividad agroeconómica. A finales del año 2013 y principios del 2014, la región experimentó una de las más dramáticas crisis ambientales debido a una extensa sequía, en torno a la cual se generaron problemas sociales que afectaron particularmente la industria de los hidrocarburos.

Diferentes instituciones especializadas trataron de analizar el fenómeno desde diversas visiones: cambio climático, falta de previsión de las administraciones municipales y departamentales, alta población bovina que soporta la región, creciente agroindustria y progresivo aumento de la industria petrolera (Galvis & Cía. S.A., 2014; Calle, 2014; Elespectador, 2014).

Los objetivos del trabajo son validar el uso de los datos de GRACE en la región contrastando los cambios en la acumulación de agua subterránea a partir de información satelital con respecto a los obtenidos a partir de la ecuación del balance hídrico usando

información de ecuaciones empíricas y datos de precipitación y temperatura obtenidos de las estaciones hidrometeorológicas del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM), entre el 2003 y 2014. Adicionalmente, dado que no hay evidencias claras que justifiquen la causa de la sequía entre el 2013 y 2014 en el área, se pretende proponer un modelo que pueda explicar estos comportamientos.

Los resultados del estudio aportaran al conocimiento sobre el comportamiento temporal del almacenamiento de agua en este tipo de cuenca, permitiendo además desarrollar planes de gestión efectivos, y analizar el impacto de fenómenos climáticos sobre el recurso hídrico subterráneo, lo cual ayudaría a mejorar la capacidad de predecir, planificar y responder a eventos extremos, como inundaciones y sequías.

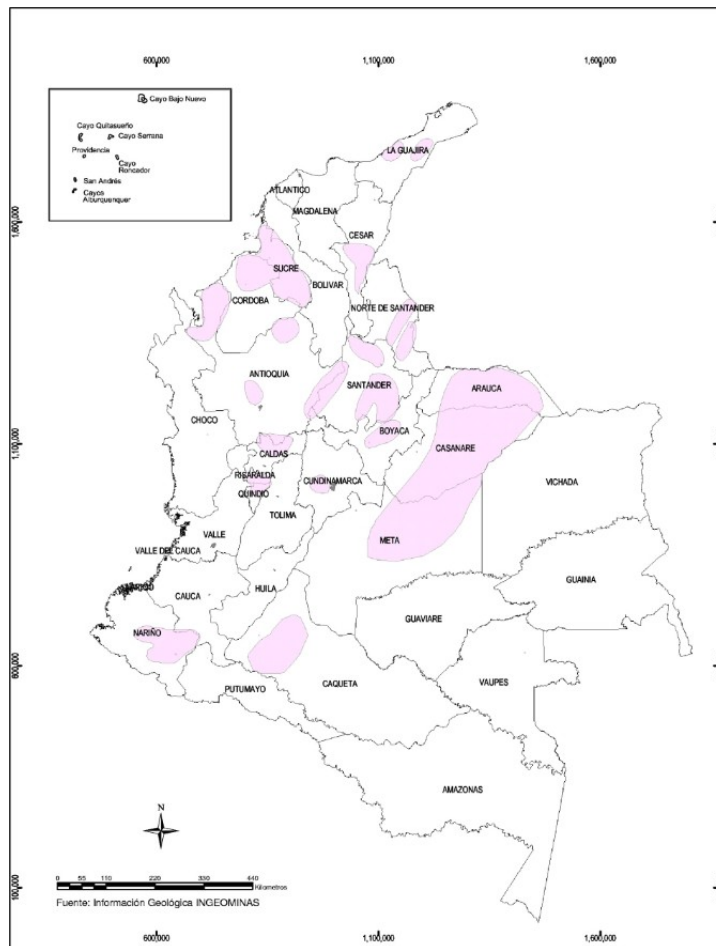
El documento se divide en siete capítulos distribuidos en datos, en el capítulo dos se contextualiza el área de estudio presentando el mapa de provincias hidrogeológicas y el estado de conocimiento de esta unidad de análisis adicionalmente se presenta la localización y generalidades del área de estudio. En el capítulo tres se muestra la naturaleza de los datos usados para el análisis, su procedencia, tratamiento de los mismos, e incertidumbres. En el capítulo cuatro se expone la metodología de trabajo. En el capítulo cinco se describen los resultados obtenidos. En el capítulo seis se hace el análisis de los resultados y en el capítulo siete se listan las conclusiones del trabajo y las recomendaciones.

## 2. Contexto Nacional

A nivel nacional no se cuenta con una red de seguimiento y muestreo de aguas subterráneas que permita evaluar el estado y la dinámica del recurso hídrico subterráneo (Vargas Martínez 2006). Adicionalmente no se conocen los impactos de fenómenos climáticos sobre el mismo.

Aspectos como déficit de agua para consumo humano, deficiencias de los sistemas actuales de abastecimiento y las diferentes categorías de uso económico del agua, son elementos considerados para identificar las necesidades del recurso hídrico. En la **Figura 2-1** se resalta en rojo las áreas donde el agua subterránea es una alternativa viable (Ingeomimas 2004).

6 Análisis de la información proveniente del satélite GRACE para el monitoreo de la acumulación de agua subterránea: caso ejemplo provincia hidrogeológica de los Llanos Orientales



**Figura 2-1.** Mapa de demanda de agua subterránea resaltando en rojo las zonas donde el agua subterránea es una alternativa viable (Ingeomimas 2004).

En el caso del área rural de la zona de sabanas de Casanare, Arauca y Meta existe un déficit en el abastecimiento de agua para consumo debido a que las fuentes de agua superficial son intermitentes y el agua de los jagüeyes no es apta para consumo.

Teniendo en cuenta lo anterior en la **Figura 2-2** se resalta en colores azul, verde y rojo el cubrimiento de información hidrogeológica (Ingeomimas 2004).

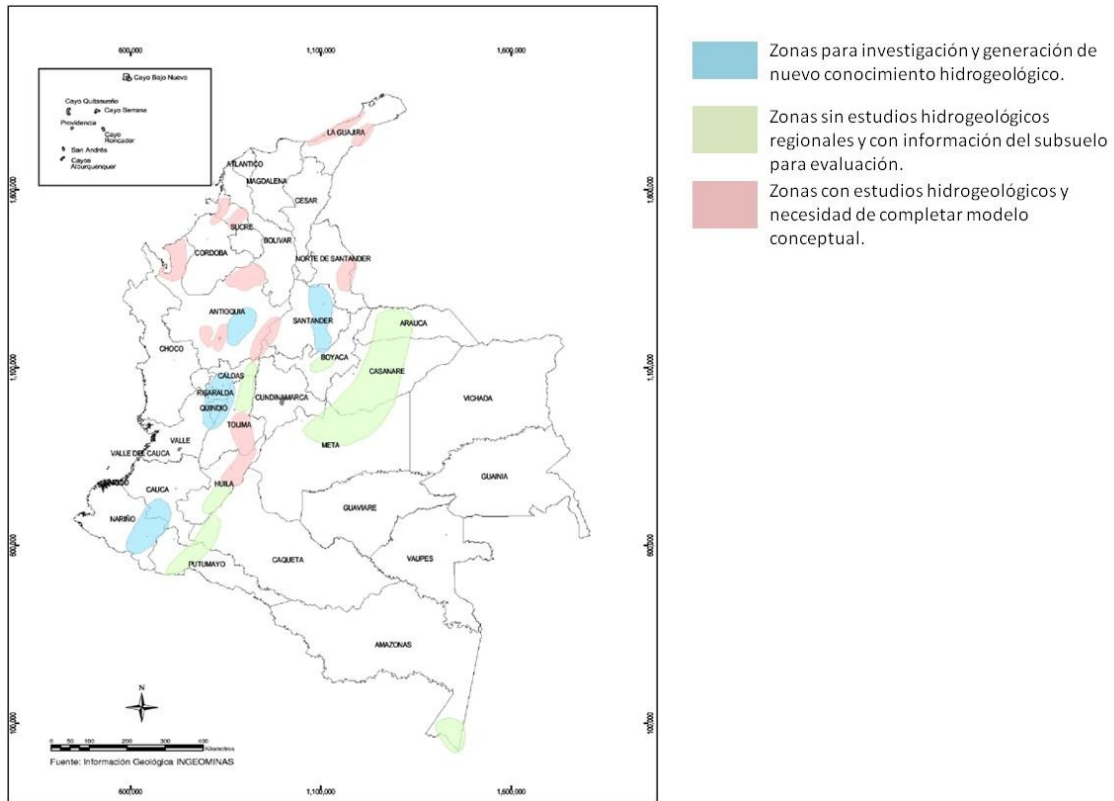


Figura 2-2. Mapa de cubrimiento de información hidrogeológica (Ingeomimas 2004).

## 2.1 Área de estudio

Teniendo en cuenta el modelo geológico del país, IDEAM (2010) reúnen las cuencas geológicas con características litológicas, geomorfológicas y estructurales similares y adicionalmente sugieren un comportamiento hidrogeológico homogéneo reconocible espacialmente. Esta información la emplean para dividir el territorio colombiano en provincias hidrogeológicas, las cuales están limitadas por rasgos estructurales o estratigráficos regionales que son considerados barreras impermeables (Figura 2-3).

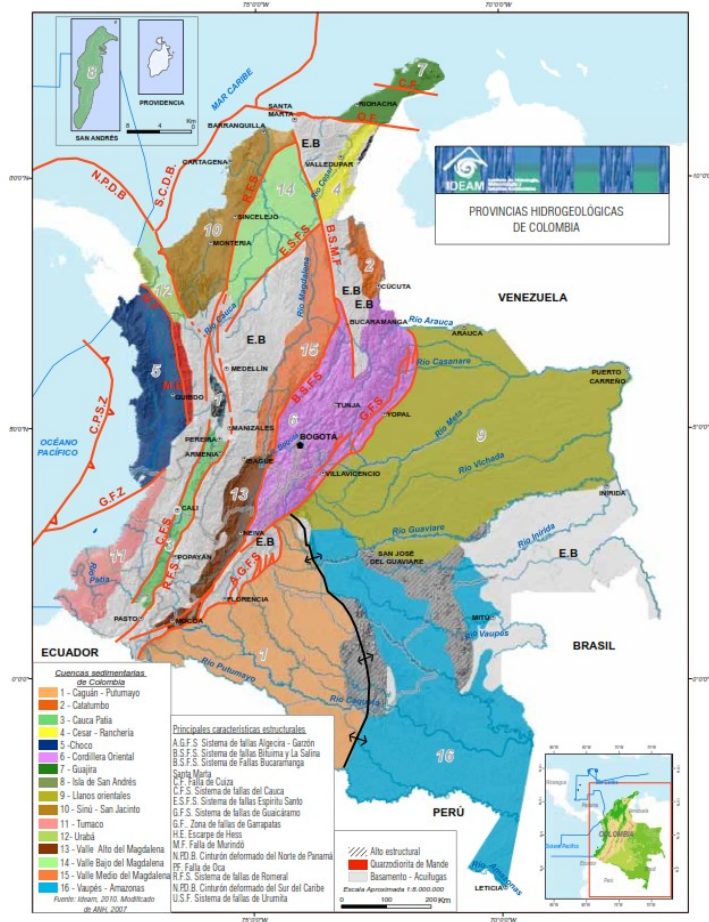
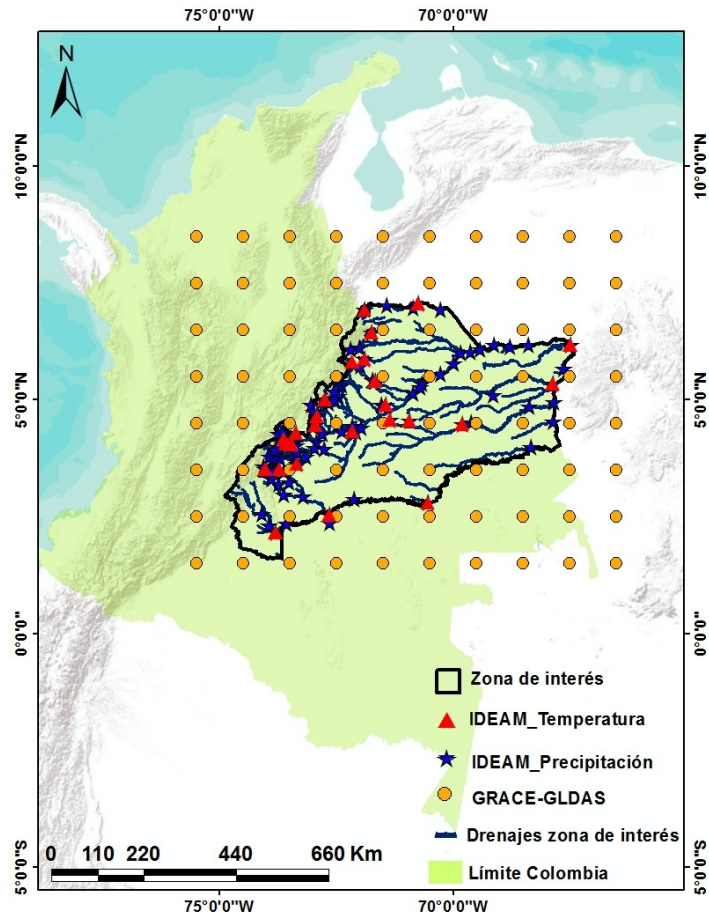
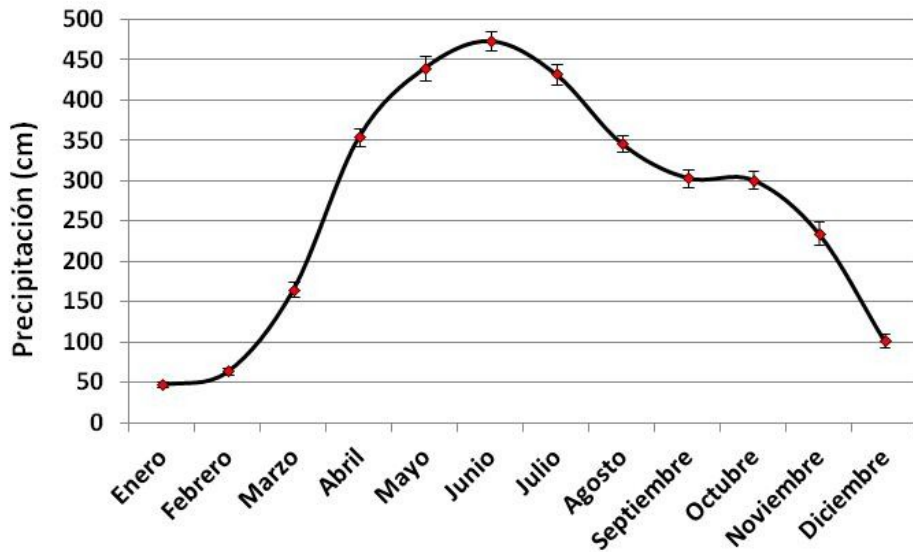


Figura 2-3. Provincias hidrogeológicas de Colombia. (Tomado de IDEAM 2010)

La provincia hídrica de los Llanos Orientales se encuentra entre  $1^{\circ}$  -  $8^{\circ}$ N y  $74^{\circ}$  -  $68^{\circ}$  W (Figura 2-4), específicamente al Oriente del territorio colombiano, abarcando un área de aproximadamente  $265.547 \text{ km}^2$ . Durante el año, la región presenta un régimen monomodal de lluvias entre los meses de abril a noviembre, con un máximo en el mes de junio, como se puede apreciar en la Figura 2-5, en la cual se presenta la precipitación mensual promedio del periodo comprendido entre el 2003 y 2014, información obtenida de las estaciones hidrometeorológicas del IDEAM. La precipitación anual promedio es de aproximadamente 2745 mm.



**Figura 2-4.** Mapa de localización de la zona de estudio con las estaciones hidrometeorológicas del IDEAM (triángulos rojos: temperatura, estrellas azules: precipitación), la grilla de puntos de GRACE y GLDAS (en círculos en amarillo) y drenajes principales (líneas azules).

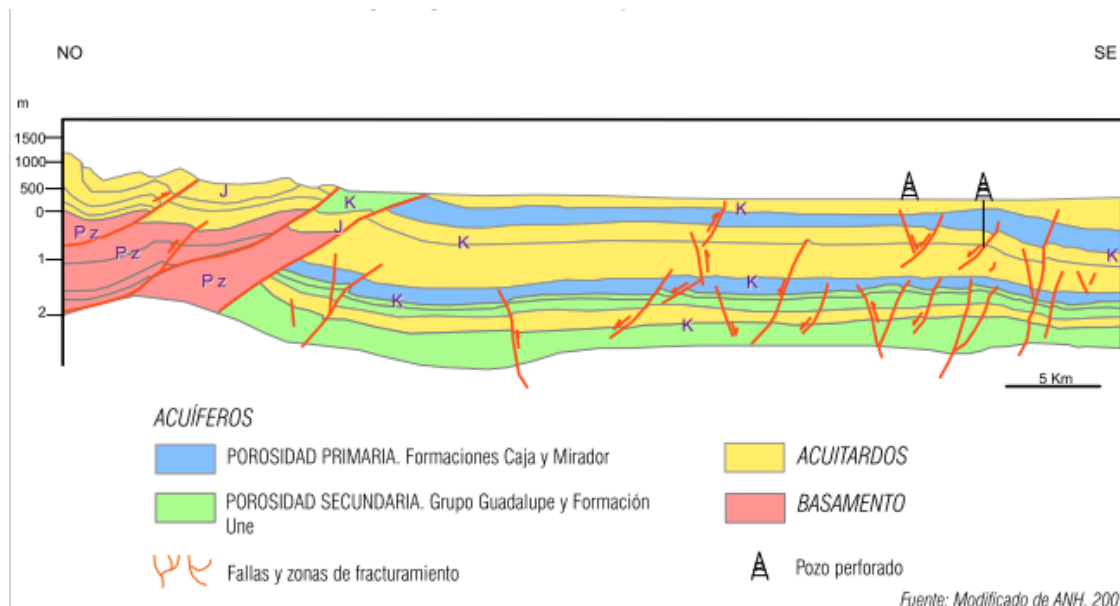


**Figura 2-5.** Precipitación mensual promedio para el periodo comprendido entre el 2003 y 2014. Región de los Llanos Orientales

En términos geológicos, la zona corresponde a una cuenca sedimentaria de tipo antepaís que se formó como consecuencia del levantamiento de la Cordillera Oriental durante el Mioceno – Plioceno. La cuenca pertenece a una unidad tectónicamente desarrollada a partir del Cretáceo inferior hasta el Cuaternario reciente. La gruesa secuencia de rocas sedimentarias detríticas se acuña hacia el Oriente sobre secuencias del Paleozoico y sobre rocas ígneas y metamórficas del Escudo de Guayana. La parte más potente en el piedemonte, se encuentra en subsidencia bajo la Cordillera Oriental, conformando una estructura monoclinall fallada ligeramente basculada. La zona está cubierta por depósitos cuaternarios fluviolacustres que suprayacen rocas sedimentarias detríticas de texturas arenosas, lutíticas y carbonatadas, que se extienden desde el Paleozoico hasta el Neógeno (Ecopetrol, 1997).

Las formaciones geológicas con potencial hidrogeológico corresponden a Mirador, Guayabo, Caja, Necesidad, Corneta y depósitos recientes de tipo aluvial y terrazas.

En la zona han sido reportados acuíferos libres a semiconfinados en los depósitos recientes y confinados en el resto de las formaciones ya mencionadas (**Figura 2-6**). El espesor del acuífero se estima en 550 m. (IDEAM, 2010).



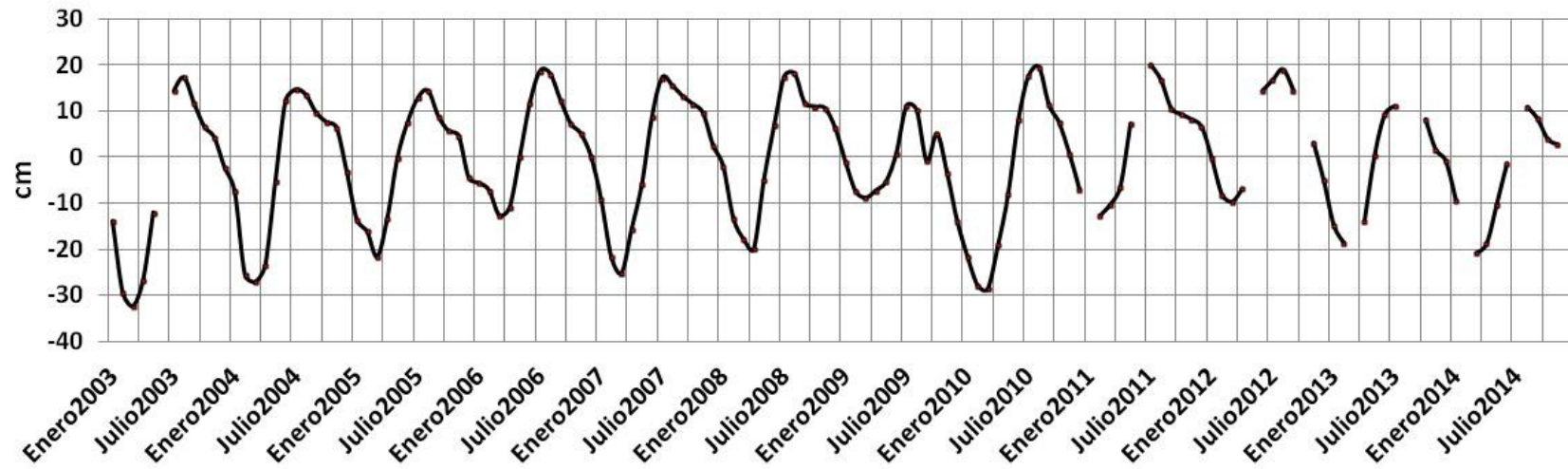
**Figura 2-6.** Modelo hidrogeológico básico de la provincia hidrogeológica de los Llanos Orientales (IDEAM, 2010). Pz: Paleozoico, K: Cretácico, J: Jurásico.

## 3. Datos

Tanto la información satelital como los datos de las estaciones hidrometeorológicas del IDEAM, se han interpolado sobre el área de estudio utilizando el software ArcGIS 10.2, con el fin de obtener las series de tiempo de cambios en la recarga de agua subterránea, en el periodo comprendido entre el 2003 y 2014.

### 3.1 Datos Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE)

Se utilizaron los datos globales gravimétricos del *Center for Space Research* (CSR) de la Universidad de Texas en Austin. Dicha información posee mayor longitud del período registrado y menor número de datos faltantes entre el 2003 y 2014 (**Figura 3-1**). Los datos se encuentran disponibles en la página web TELLUS del *Jet Propulsion Laboratory* (<http://grace.jpl.nasa.gov>) y tienen resolución espacial de 1° x 1° y una resolución temporal mensual. Los datos se encuentran corregidos por un modelo de ajuste isostático glacial basado en el modelo de Geruo & Wahr (2013) (<http://grace.jpl.nasa.gov/data/monthly-mass-grids/>), y filtrados por efectos no hidrológicos (Longuevergne *et al.*, 2010). En cuanto a los filtros empleados en el pos-procesamiento, el primer filtro remueve errores sistemáticos manifestados con líneas orientadas Norte-Sur y un segundo filtro, de tipo promedio Gausiano de 300 km, reduce los errores no removidos por el primer filtro (Landerer & Swenson, 2012b).



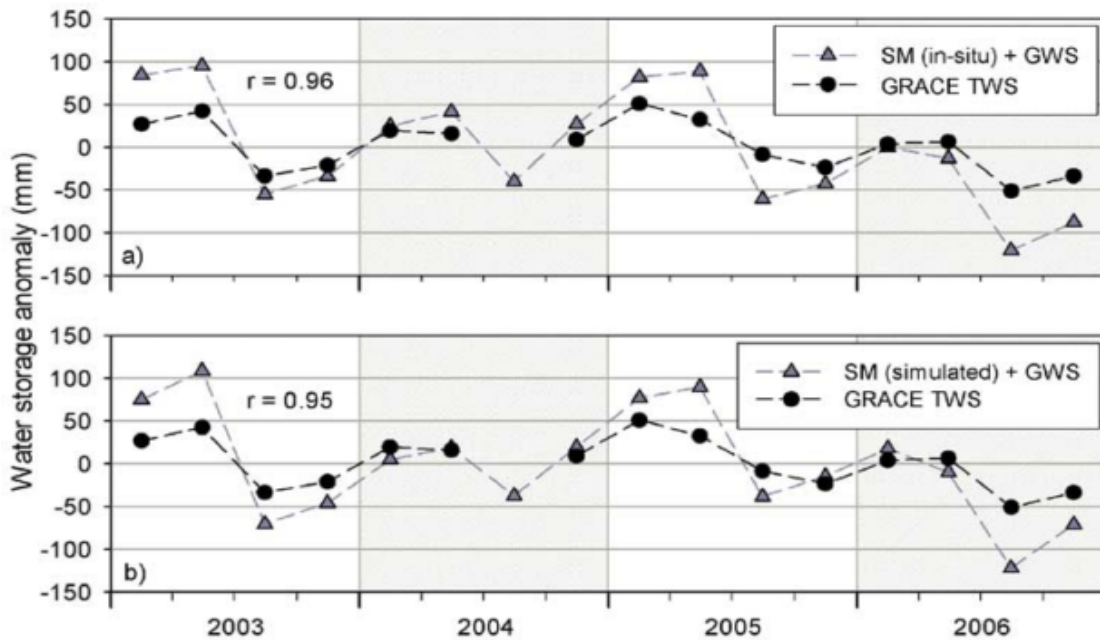
**Figura 3-1.** Serie de tiempo de anomalía de acumulación de agua terrestre (TWS) promedio mensual en cm, entre el 2003 y el 2014.

Según Rodell & Famiglietti (2002), los cambios en las anomalías de acumulación de agua terrestre (TWS) derivados de las observaciones de GRACE, representan una medida integrada verticalmente de variaciones en la acumulación de agua expresada en centímetros y constituyen el agua subterránea, la humedad del suelo (SM), el agua superficial, la nieve y la biomasa. Sin embargo, teniendo en cuenta el estudio realizado por Strassberg *et al.* (2007), TWS es controlada principalmente por la humedad del suelo y el agua subterránea. Este estudio evalúa la capacidad del satélite GRACE para controlar el almacenamiento del agua subterránea en el acuífero semiárido High Plains; uno de los acuíferos más monitoreados de los Estados Unidos, el cual comprende un área de 450.000 km<sup>2</sup> y ha sido sometido a un intenso riego. Los datos con los cuales se realizó el estudio fueron:

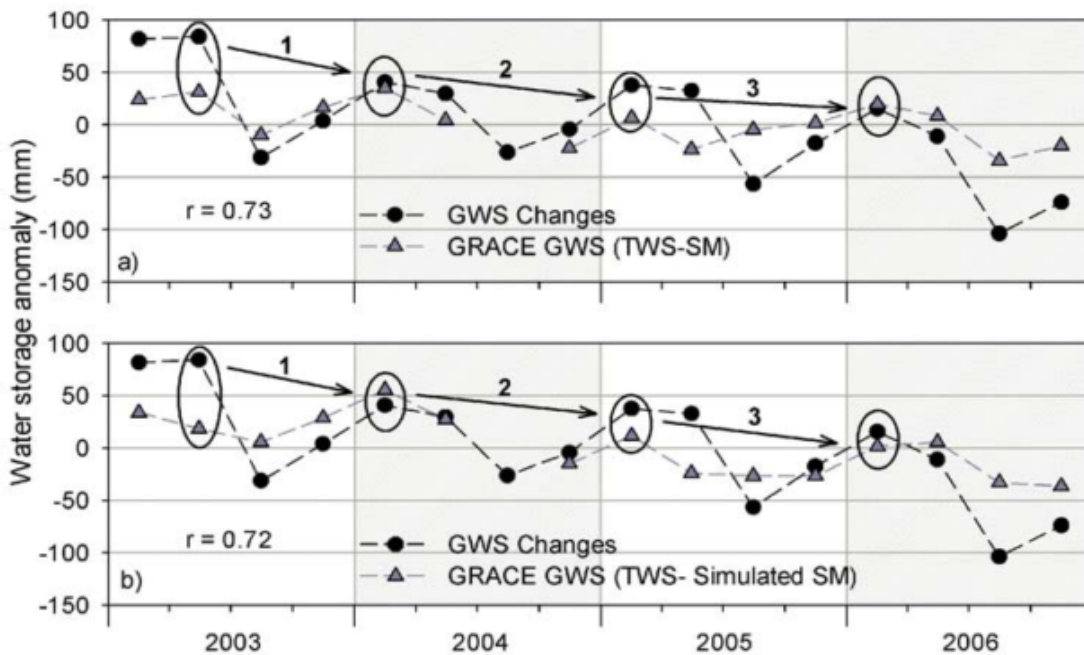
- Humedad del suelo (SM): obtenida de 90 estaciones en campo y simulaciones
- Acumulación de agua subterránea (GWS) de 1000 pozos
- Acumulación de Agua Terrestre (TWS) obtenida a partir de los datos de GRACE

Encontrándose altos coeficientes de correlación entre el almacenamiento de agua terrestre (TWS) derivados de GRACE con la cantidad de humedad en el suelo (SM) y el almacenamiento del agua subterránea (GWS) de 0.96 (para SM medido en campo) y 0.95 (para SM simulada) como se observa en la **Figura 3-2**.

Adicionalmente Strassberg *et al.* (2007), correlacionaron los cambios de GWS calculados como TWS (obtenida de GRACE) - SM con GWS obtenida de datos de pozo, encontrando coeficientes de correlación de 0.73 trabajando con SM obtenida en campo y 0.72 para SM simulada (**Figura 3-3**). Los resultados del estudio demuestran el potencial para el uso de mediciones de gravedad GRACE para monitorear TWS y GWS en grandes regiones semiáridas sometidos a un intenso riego.



**Figura 3-2.** Comparación de TWS derivada de GRACE con TWS calculada de a) SM in-situ + GWS y b) SM simulada + GWS



**Figura 3-3.** Anomía en GWS de GRACE (TWS – SM) comparada con GWS in-situ. a) SM in-situ y b) SM derivada del modelo superficie terrestre Noah.

Los datos satelitales contienen dos tipos de error, el error medido, el cual es intrínseco del sistema de medición y el error por fuga (*leakage*), el cual corresponde al residuo que hay entre la señal original y la señal procesada. Los errores mensuales medidos y *leakage* fueron obtenidos de la página web TELLUS (<http://grace.jpl.nasa.gov>). Es importante tener en cuenta que los errores cambian con el tamaño, la forma de la cuenca y la latitud. (Seo *et al.*, 2006). El error promedio para la zona de interés se obtuvo a partir de aplicar la raíz cuadrada a la suma de los errores medidos y de *leakage* al cuadrado (Landerer & Swenson, 2012a), encontrándose un valor de 9.9 cm.

### 3.1.1 Series de tiempo GRACE

Debido a problemas de envejecimiento de las baterías del sistema GRACE, durante ciertos periodos orbitales y varias semanas consecutivas, no se registra información, por lo tanto el campo de gravedad no puede ser calculado. Estos vacios de información ocurren aproximadamente cada 5 a 6 meses con una duración de 4 a 5 semanas (**Tabla 3.1**)

Años/meses	2003	2011	2012	2013	2014
Enero					
Febrero					
Marzo					
Mayo					
Junio					
Julio					
Agosto					
Septiembre					
Octubre					
Diciembre					

**Tabla 3-1:** Vacios de información en las series de tiempo GRACE 2003-2014, resaltados en gris.

Teniendo en cuenta lo anterior, las series de tiempo faltantes fueron proyectadas utilizando técnicas de análisis numérico. En tal sentido, se asumió que el comportamiento de los datos de la serie de tiempo siguen una función polinómica o combinación de funciones polinómicas para el intervalo de tiempo que involucra a los valores que faltan. Los valores del polinomio deben ser estimaciones razonables de los valores de la función desconocida. Basado en la teoría estadística, la técnica de mínimos cuadrados permite hallar el polinomio más probable que se aproxima a los valores reales (Gerald & Wheatley, 1994).

### 3.1.1.1 Aproximación de mínimos cuadrados

El método de mínimos cuadrados opera bajo el principio de máxima probabilidad estadística. Es muy poco probable que los datos de series de tiempo sean lineales, por lo que se requiere ajustar el conjunto de datos con funciones distintas al polinomio de primer grado. Al usar polinomios de grado superior se puede reducir la desviación de los puntos de la curva hasta que el grado del polinomio  $n$ , es igual a uno menos que el número de puntos de datos, donde hay una coincidencia exacta (suponiendo que no hay datos duplicados al mismo valor  $x$ ). Esta función es denominada polinomio de interpolación, la cual se ilustra a continuación (Chi, 2006):

Consideremos ajustar un polinomio de grado fijo  $m$

$$y = a_0 + a_1x + a_2x^2 + \dots + a_mx^m \quad (3.1)$$

para  $n$  puntos de datos

$$(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_n)$$

Substituyendo los  $n$  valores en la Ecuación (3.1) se obtiene un sistema de ecuaciones que se puede representar así:

$$y_n = a_0 + a_1x_n + \dots + a_mx_n^m \quad (3.2)$$

La Ecuación (3.2) puede ser expresada como  $y = Mv$ . De esta forma se puede resolver por medio de matrices:

$$y = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{bmatrix}, \quad M = \begin{bmatrix} 1 & x_1 & x_1^2 & \dots & x_1^m \\ 1 & x_2 & x_2^2 & \dots & x_2^m \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1 & x_n & x_n^2 & \dots & x_n^m \end{bmatrix}, \quad v = \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \vdots \\ a_m \end{bmatrix}$$

Los coeficientes del polinomio pueden ser expresados de la siguiente forma:

$$y = Mv$$

$$M \cdot y = M \cdot Mv$$

$$(M \cdot M)^{-1} M \cdot y = (M \cdot M)^{-1} (M \cdot M)v$$

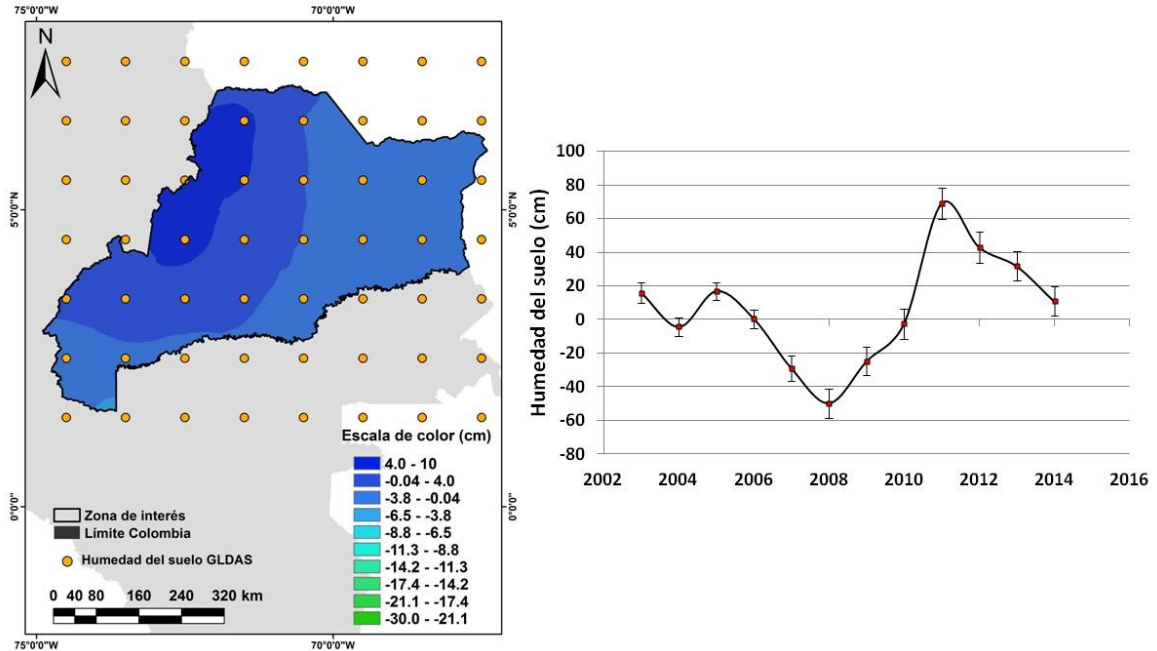
$$v = (M \cdot M)^{-1} M \cdot y$$

### 3.2 Datos del sistema Global Land Data Assimilation System (GLDAS)

Los datos de anomalías de humedad del suelo (SM) del GLDAS para el periodo de 2003 al 2014 (Figura 3-4), presentan una resolución espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$  y una resolución temporal mensual. Esta información se encuentra disponible en la página <http://grace.jpl.nasa.gov/data/get-data/land-water-content/>. GLDAS hace uso de las nuevas generaciones de sistemas de observación satelital y en campo, con el fin de obtener datos que permitan caracterizar óptimamente el estado de la Tierra en superficie, en tiempo cuasi real (Rodell *et al.*, 2004).

Las observaciones pueden ser precisas en puntos discretos en el espacio y en el tiempo, pero son sujetas a fallas instrumentales, la deriva en los datos, las interrupciones del flujo de datos y fallas en los algoritmos utilizados para obtener cantidades útiles de las señales medidas. Los modelos sintetizan el conocimiento de los procesos físicos e incorporan miles de cálculos necesarios para simular una parte del sistema de la Tierra, pero ellos son limitados por la simplificación y poco entendimiento de una infinidad de procesos y mecanismos de retroalimentación que son activos en el mundo real, así como por errores en los datos utilizados para forzar los modelos. La naturaleza de los datos en

este trabajo, es producto de la combinación de mediciones con las predicciones del modelo, en busca de maximizar la cobertura espacial y temporal, la resolución y la precisión (Rodell *et al.*, 2004).



**Figura 3-4.** Mapa de anomalía de humedad del suelo promedio anual 2003-2014, del sistema GLDAS (izquierda). Datos promedio anuales con barras de error de predicción estándar (derecha).

### 3.3 Datos del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM)

La información de precipitación fue obtenida de 104 estaciones hidrológicas y la temperatura de 30 estaciones meteorológicas (En la **Tabla 3.2** se presentan las estaciones que se encuentran en el área y se resaltan en gris las estaciones con las que se trabajó). Los datos fueron suministrados por el IDEAM y corresponden a valores totales mensuales de precipitación y temperatura media.

CODIGO	CLASE	CATEG	DEPART	MUNICIPIO	LAT N	LONG E	ALTU
32020020	MET	PM	META	LA URIBE	3.243	285.646	950
32035010	MET	CP	META	LA MACARENA	2.176	286.207	350
32037010	HID	LM	META	LA MACARENA	2.438	286.068	383

CODIGO	CLASE	CATEG	DEPART	MUNICIPIO	LAT N	LONG E	ALTU
32040010	MET	PM	GUAVIARE	SAN JOSE DEL GUAVIARE	2.355	286.419	262
32047020	HID	LM	GUAVIARE	SAN JOSE DEL GUAVIARE	2.614	287.186	177
32047040	HID	LM	GUAVIARE	SAN JOSE DEL GUAVIARE	2.374	286.834	192
32060020	MET	PM	META	EL CASTILLO	3.531	286.099	600
32060030	MET	PM	META	CUBARRAL	3.791	286.157	600
32060090	MET	PM	META	LEJANIAS	3.576	285.940	840
32065010	MET	CO	META	LEJANIAS	3.533	285.983	680
32070010	MET	PM	META	VISTA HERMOSA	3.200	286.250	260
32070030	MET	PM	META	SAN JUAN DE ARAMA	3.316	286.108	500
32080010	MET	PM	META	PUERTO RICO	2.943	286.790	230
32080030	MET	PM	META	PUERTO RICO	2.833	286.917	184
32080040	MET	PM	META	PUERTO CONCORDIA	2.833	287.191	235
32090010	MET	PM	META	MAPIRIPAN	2.890	287.870	158
32097010	HID	LM	META	MAPIRIPAN	2.890	287.870	158
32105070	MET	CO	GUAVIARE	SAN JOSE DEL GUAVIARE	2.553	287.353	165
32107030	HID	LM	GUAVIARE	SAN JOSE DEL GUAVIARE	2.573	287.362	172
32110010	MET	PM	VICHADA	CUMARIBO	2.783	289.333	125
32120010	MET	PM	META	MAPIRIPAN	3.734	287.630	168
32155010	MET	CO	GUAVIARE	SAN JOSE DEL GUAVIARE	2.800	289.467	140
32200010	MET	PM	VICHADA	CUMARIBO	3.988	291.675	94
32207010	HID	LM	VICHADA	CUMARIBO	3.986	291.646	94
33035010	MET	CO	META	PUERTO GAITAN	4.574	288.659	200
33050020	MET	PM	VICHADA	CUMARIBO	4.516	290.394	90
33055010	MET	CO	VICHADA	CUMARIBO	4.495	290.197	125
33060010	MET	PM	VICHADA	CUMARIBO	4.866	291.636	87
33077010	HID	LM	VICHADA	CUMARIBO	4.866	291.637	80
34015010	MET	CP	VICHADA	CUMARIBO	4.554	289.070	171
34035020	MET	CO	VICHADA	CUMARIBO	5.112	290.852	315
35010010	MET	PM	META	PUERTO LOPEZ	4.105	287.064	182
35010070	MET	PM	META	GUAMAL	3.878	286.241	525
35010090	MET	PM	META	SAN MARTIN	3.750	286.299	420
35010230	MET	PM	META	PUERTO LOPEZ	3.985	287.029	183
35015050	MET	CO	META	SAN MARTIN	3.631	286.651	250
35017090	HID	LM	META	SAN MARTIN	3.711	286.294	410
35020030	MET	PM	META	ACACIAS	4.117	286.200	1,200
35030050	MET	PM	META	VILLAVICENCIO	4.091	286.551	300
35035020	MET	SP	META	VILLAVICENCIO	4.163	286.380	423

CODIGO	CLASE	CATEG	DEPART	MUNICIPIO	LAT N	LONG E	ALTU
35035070	MET	CP	META	VILLAVICENCIO	4.077	286.418	340
35035090	MET	ME	META	EL CALVARIO	4.285	286.252	3,530
35037130	HID	LM	META	VILLAVICENCIO	4.086	286.331	433
35047030	HID	LM	META	CUMARAL	4.312	286.588	389
35057040	HID	LM	META	RESTREPO	4.198	286.430	390
35090040	MET	PM	CASANARE	SABANALARGA	4.905	286.952	390
35090110	MET	PM	CASANARE	SABANALARGA	4.748	287.003	300
35095110	MET	CP	CASANARE	VILLANUEVA	4.655	287.083	255
35100020	MET	PM	META	CABUYARO	4.284	287.207	180
35105050	MET	CO	META	BARRANCA DE UPIA	4.469	287.046	190
35107010	HID	LM	META	CABUYARO	4.296	287.134	168
35107030	HID	LM	META	CABUYARO	4.281	287.207	169
35120010	MET	PM	META	PUERTO GAITAN	4.311	287.923	150
35125010	MET	CO	META	PUERTO LOPEZ	4.341	287.844	150
35127010	HID	LM	META	PUERTO GAITAN	4.312	287.923	146
35127030	HID	LM	META	PUERTO GAITAN	3.815	287.711	154
35130010	MET	PM	META	PUERTO LOPEZ	3.956	287.234	225
35137010	HID	LM	META	PUERTO LOPEZ	3.734	287.630	169
35180030	MET	PM	META	PUERTO LOPEZ	4.328	287.609	155
35180050	MET	PM	CASANARE	MANI	4.418	288.039	142
35220040	MET	PM	CASANARE	OROCUE	4.908	288.469	117
35225020	MET	CO	CASANARE	OROCUE	4.910	288.567	130
35227090	HID	LM	CASANARE	OROCUE	4.905	288.564	139
35250020	MET	PM	VICHADA	LA PRIMAVERA	6.177	290.872	76
35250030	MET	PM	VICHADA	LA PRIMAVERA	6.146	291.222	73
35260010	MET	PM	VICHADA	SANTA ROSALIA	5.143	289.146	112
35260030	MET	PM	VICHADA	SANTA ROSALIA	5.352	289.322	106
35260050	MET	PM	VICHADA	LA PRIMAVERA	5.561	289.719	95
35260070	MET	PM	VICHADA	LA PRIMAVERA	5.792	290.013	92
35260080	MET	PM	VICHADA	LA PRIMAVERA	6.010	290.156	89
36027050	HID	LM	ARAUCA	CRAVO NORTE	6.296	289.806	91
36030020	MET	PM	ARAUCA	CRAVO NORTE	6.042	290.361	87
38010030	MET	PM	VICHADA	PUERTO CARREÑO	5.683	292.360	70
38015030	MET	SP	VICHADA	PUERTO CARREÑO	6.182	292.509	50
38017010	HID	LM	VICHADA	PUERTO CARREÑO	6.177	292.520	55
38017040	HID	LM	VICHADA	PUERTO CARREÑO	5.683	292.360	65
38020020	MET	PM	VICHADA	CUMARIBO	4.957	292.166	79
38030010	MET	PM	VICHADA	CUMARIBO	4.546	292.141	88
38037010	HID	LM	VICHADA	CUMARIBO	4.539	292.140	88
31015010	MET	CO	GUAVIARE	SAN JOSE DEL GUAVIARE	2.373	287.360	150

22 Análisis de la información proveniente del satélite GRACE para el monitoreo de la acumulación de agua subterránea: caso ejemplo provincia hidrogeológica de los Llanos Orientales

CODIGO	CLASE	CATEG	DEPART	MUNICIPIO	LAT N	LONG E	ALTU
32010010	MET	PM	META	LA URIBE	2.563	285.897	383
32030020	MET	PM	META	LA MACARENA	2.323	286.056	351
32035020	MET	CO	META	LA MACARENA	2.438	286.068	372
32040020	MET	PM	GUAVIARE	SAN JOSE DEL GUAVIARE	2.374	286.834	184
32047030	HID	LM	GUAVIARE	SAN JOSE DEL GUAVIARE	2.355	286.419	255
32060060	MET	PM	META	EL DORADO	3.742	286.165	800
32060100	MET	PM	META	CUBARRAL	3.793	286.078	745
32070020	MET	PM	META	FUENTE DE ORO	3.250	286.483	240
32070040	MET	PM	META	VISTA HERMOSA	2.983	286.367	245
32070060	MET	PM	META	FUENTE DE ORO	3.467	286.367	300
32070090	MET	PM	META	SAN JUAN DE ARAMA	3.317	286.083	440
32070110	MET	PM	META	GRANADA	3.472	286.142	520
32075040	MET	CO	META	GRANADA	3.516	286.284	360
32077080	HID	LM	META	PUERTO RICO	2.942	286.789	199
34035010	MET	CO	VICHADA	CUMARIBO	5.353	292.142	250
35010020	MET	PM	META	ACACIAS	3.995	286.234	525
35010040	MET	PM	META	GUAMAL	3.924	286.185	800
35010060	MET	PM	META	CASTILLA LA NUEVA	3.787	286.599	230
35010080	MET	PM	META	PUERTO LOPEZ	3.794	286.850	200
35010150	MET	PM	META	SAN CARLOS DE GUAROA	3.883	286.660	275
35017020	HMT	HA	META	PUERTO LOPEZ	4.103	287.064	177
35017040	HID	LM	META	SAN CARLOS DE GUAROA	3.750	286.820	193
35017070	HID	LM	META	ACACIAS	3.864	286.459	337
35017100	HID	LM	META	PUERTO LOPEZ	3.985	287.029	180
35020060	MET	PM	META	VILLAVICENCIO	4.040	286.632	260
35025020	MET	CP	META	VILLAVICENCIO	4.057	286.532	336
35030020	MET	PM	META	EL CALVARIO	4.310	286.352	1,100
35035010	MET	SS	META	VILLAVICENCIO	4.077	286.440	400
35177020	HID	LM	CASANARE	MANI	4.418	288.039	139
35180040	MET	PM	CASANARE	MANI	4.442	287.848	147
35187010	HID	LM	CASANARE	MANI	4.442	287.848	148
35217020	HID	LM	CASANARE	OROCUE	4.693	288.438	134
35250010	MET	PM	VICHADA	LA PRIMAVERA	6.096	290.577	82
35250040	MET	PM	VICHADA	PUERTO CARREÑO	6.175	291.606	67
35257020	HID	LM	VICHADA	LA PRIMAVERA	6.176	290.871	76
35260020	MET	PM	VICHADA	SANTA ROSALIA	5.271	289.294	108
35267010	HID	LM	CASANARE	PAZ DE	5.533	289.558	93

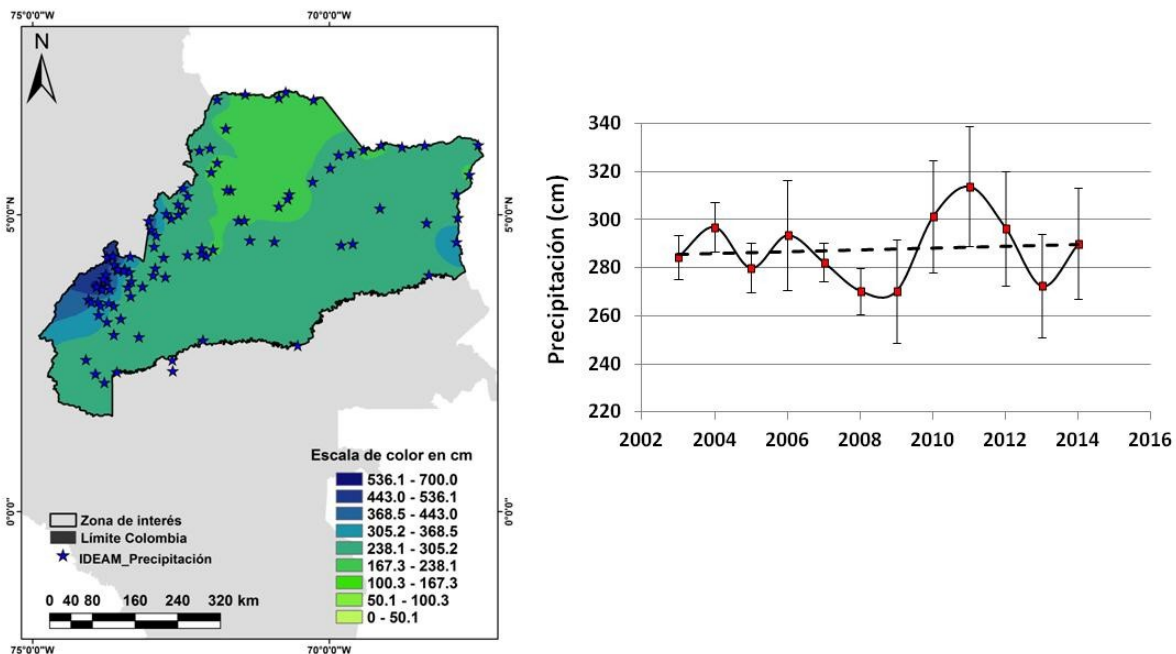
CODIGO	CLASE	CATEG	DEPART	MUNICIPIO	LAT N	LONG E	ALTU
				ARIPORO			
35267030	HID	LM	VICHADA	SANTA ROSALIA	5.271	289.294	108
35267090	HID	LM	VICHADA	LA PRIMAVERA	6.010	290.156	75
36037010	HID	LM	ARAUCA	CRAVO NORTE	6.042	290.361	72
32067030	HMT	HA	META	CUBARRAL	3.793	286.078	745
35030370	MET	PM	META	VILLAVICENCIO	4.137	286.375	444
35030380	MET	PM	META	VILLAVICENCIO	4.144	286.358	503
35180010	MET	PM	CASANARE	TAURAMENA	4.937	287.334	180
35190070	MET	PM	CASANARE	AGUAZUL	5.098	287.541	190
35195020	MET	CO	CASANARE	TAURAMENA	5.021	287.250	460
35197180	HID	LM	CASANARE	MANI	4.817	287.709	290
35215010	MET	CP	CASANARE	YOPAL	5.320	287.613	325
35217030	HID	LM	CASANARE	YOPAL	5.438	287.544	479
35230020	MET	PM	CASANARE	PORE	5.724	288.007	300
35235030	MET	CP	CASANARE	TRINIDAD	5.419	288.334	265
35237020	HID	LM	CASANARE	PORE	5.732	287.995	360
36015010	MET	CP	CASANARE	PAZ DE ARIPORO	5.881	288.109	342
36017020	HID	LM	CASANARE	PAZ DE ARIPORO	5.843	288.082	400
36017030	HID	LM	CASANARE	HATO COROZAL	5.921	288.100	400
36020020	MET	PM	CASANARE	HATO COROZAL	6.128	287.990	575
35190040	MET	PM	CASANARE	AGUAZUL	5.010	287.456	290
35195030	MET	CO	CASANARE	AGUAZUL	5.179	287.449	380
35197040	HID	LM	CASANARE	AGUAZUL	5.256	287.514	293
35210010	MET	PM	CASANARE	YOPAL	5.455	287.539	656
35217040	HID	LM	CASANARE	YOPAL	5.403	287.671	268
35230010	MET	PM	CASANARE	SAN LUIS DE PALENQUE	5.421	288.272	170
35235020	MET	CO	CASANARE	TAMARA	5.822	287.833	1,200
36020010	MET	PM	CASANARE	SACAMA	6.088	287.809	1,020
36020030	MET	PM	ARAUCA	TAME	6.236	288.024	860
36025010	MET	CO	ARAUCA	TAME	6.456	288.255	350
36030030	MET	PM	ARAUCA	TAME	6.571	288.292	300
37045010	MET	CO	ARAUCA	SARAVENA	6.946	288.109	148
37050010	MET	PM	ARAUCA	ARAUQUITA	7.037	288.580	100
37050040	MET	PM	ARAUCA	ARAUCA	6.974	289.148	150
37055010	MET	SP	ARAUCA	ARAUCA	7.069	289.262	128
37057020	HMT	HA	ARAUCA	ARAUQUITA	7.035	288.584	162
37057040	HID	LM	ARAUCA	ARAUQUITA	6.989	288.894	139
37057050	HID	LM	ARAUCA	ARAUCA	7.063	289.104	134
37057070	HID	LM	ARAUCA	ARAUCA	7.079	289.434	115
37057100	HID	LM	ARAUCA	ARAUQUITA	6.947	288.781	137
37057120	HID	LM	ARAUCA	ARAUQUITA	6.940	288.792	135
37057130	HID	LM	ARAUCA	ARAUQUITA	6.951	288.814	124
37050050	MET	PM	ARAUCA	ARAUCA	6.940	289.734	100
37057030	HID	LM	ARAUCA	ARAUQUITA	7.025	288.722	148

CODIGO	CLASE	CATEG	DEPART	MUNICIPIO	LAT N	LONG E	ALTU
37057060	HID	LM	ARAUCA	ARAUCA	7.091	289.256	122
37057110	HID	LM	ARAUCA	ARAUQUITA	7.003	288.766	145
35045020	MET	CO	META	CUMARAL	4.300	286.643	305

**Tabla 3-2:** Información de las estaciones hidrometeorológicas de la región. En gris se encuentran las seleccionadas para el trabajo. (Tomado y modificado del Catálogo Nacional de Estaciones del IDEAM). (PM: Pluviométrica, CO: Climatológica Ordinaria, CP: Climatológica Principal, SS: Sinóptica Secundaria, SP: Sinóptica Principal, ME: Meteorológica Especial, LM: Limnimétrica, HA: Hidrometeorológica Automática)

### 3.3.1 Precipitación

Estos datos fueron interpolados sobre la zona de interés (**Figura 3-5**), aplicando el método de ponderación de distancia inversa (IDW). El método consiste en estimar los valores de los píxeles mediante el cálculo de los promedios de los puntos de datos muestreados, los cuales son empleados como punto de partida para darle un valor al vecino más cercano (ARCGIS – ESRI. CENTRO DE RECURSOS 2015).



**Figura 3-5.** Mapa de precipitación promedio anual 2003-2014 (izquierda). Datos promedios anuales con barras de error de predicción estándar promedio (derecha)

### 3.3.2 Temperatura

Se realizó un análisis de los datos mensuales y anuales, con el fin de identificar los datos anómalos y de esta forma seleccionar las estaciones más apropiadas. Para el cálculo de la temperatura se aplicó la metodología propuesta por Fries *et al.* (2012). Tiene en cuenta el grado de correlación entre la temperatura y la elevación. La metodología consiste en llevar los datos de temperatura a un mismo nivel de referencia (Fries *et al.*, 2012), utilizando la Ecuación:

$$T_{DET} = T_{mensual} + (r(Z_{DET} - Z_{estación})) \quad (3.3)$$

Donde:

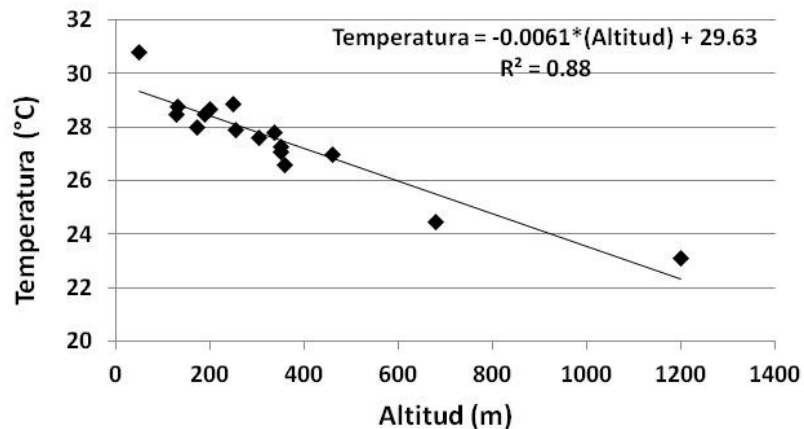
$T_{DET}$  es la temperatura determinada en el nuevo nivel de referencia

$T_{mensual}$  es la temperatura promedio mensual de cada estación meteorológica

$Z_{DET}$  es el nuevo nivel de referencia (0 m)

$Z_{estación}$  es la altura de la estación meteorológica

$r$  es la pendiente obtenida de las gráficas de temperatura versus altura estaciones meteorológicas, de la información que se graficó anual y mensualmente, un ejemplo de ello se puede observar en la Figura 3-6, en la cual se aprecia la temperatura versus la elevación para el mes de febrero del año 2013. En este caso la pendiente de los datos es de -0.0061.



**Figura 3-6.** Temperatura del mes de febrero del año 2013 versus altura de las estaciones meteorológicas.

Todos los puntos fueron llevados a un mismo nivel de referencia, en este caso se utilizó 0 m como nivel base. Con la temperatura determinada en el mismo nivel de referencia, se generaron los mapas de la región, para lo cual fue necesario identificar el método de interpolación.

Haciendo un análisis de incertidumbre mensual-anual, comparando dos métodos de interpolación, se concluyó que en este caso, Kriging ordinario presenta menores incertidumbres mensuales, comparado con el método IDW. Kriging es un método geoestadístico, basado en modelos estadísticos que incluyen auto-correlación de los puntos medidos, tiene la capacidad de producir una superficie de predicción al igual que provee medidas de incertidumbre o precisión de predicción (ARCGIS – ESRI. CENTRO DE RECURSOS 2015). En **Tabla 3.3**, se presenta la incertidumbre mensual para el año 2003, resaltando en gris los valores más bajos.

Meses	Kriging	IDW
Enero	0.62	0.64
Febrero	0.72	0.74
Marzo	1.05	1.02
Abril	0.69	0.71
Mayo	0.52	0.57
Junio	0.47	0.53
Julio	0.63	0.64
Agosto	0.57	0.72
Septiembre	0.59	0.56
Octubre	0.60	0.63
Noviembre	0.68	0.67
Diciembre	0.77	0.75

**Tabla 3-3:** Incertidumbre mensual asociada al método de interpolación para la variable temperatura año 2003. En gris los valores más bajos.

Para establecer la distribución vertical de la temperatura para cada pixel se utilizó el Modelo de Elevación Digital ASTER GDEM, un producto del METI y la NASA, con una

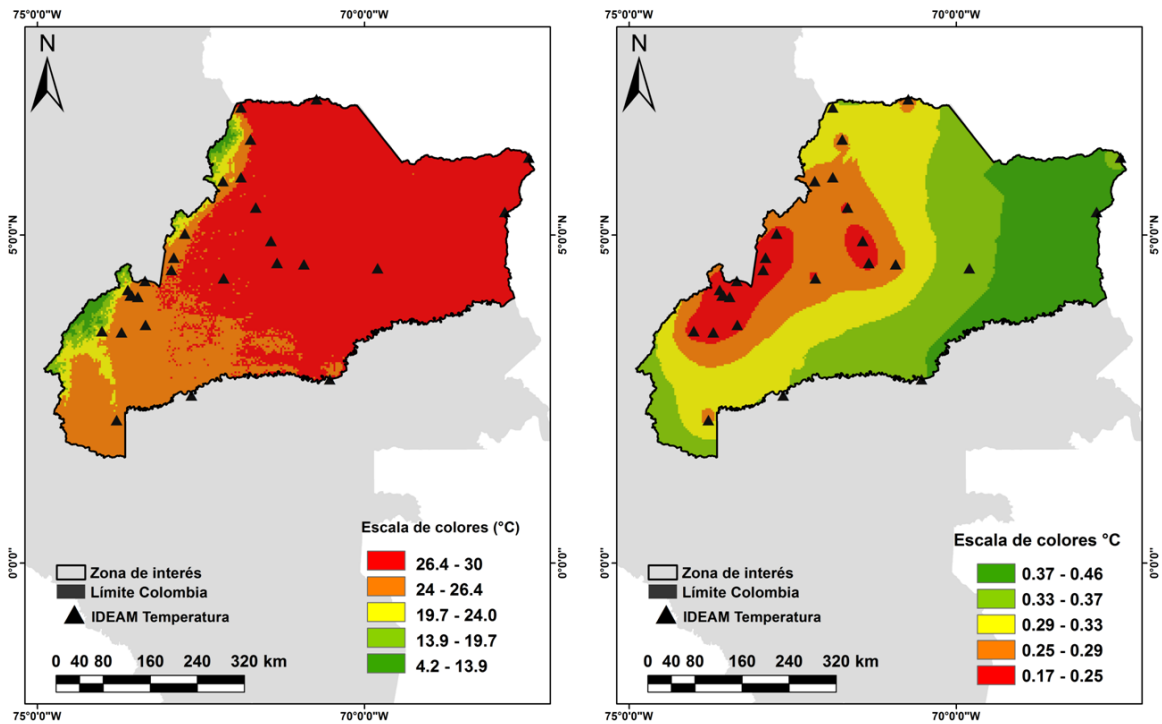
resolución topográfica de 30 m. Los mapas de temperatura mensual con gradiente altitudinal (Figura 3-7) se obtuvieron aplicando la Ecuación (3.4):

$$T_{(x,y)} = T_{DET} + (r(Z_{DEM} - Z_{DET})) \tag{3.4}$$

Donde:

$T_{(x,y)}$  es la temperatura resultante mensual en la posición de un pixel (x,y)

$Z_{DEM}$  es la altitud del pixel obtenida del Modelo de Elevación Digital



**Figura 3-7.** Mapa de temperatura promedio anual 2003-2014, en °C (izquierda). Mapa de error de predicción estándar 2003-2014 (derecha). Los triángulos negros representan las estaciones meteorológicas del IDEAM.



## 4. Metodología

El cálculo de las variaciones de agua subterránea ( $\Delta GWS$ ) se realizó por medio de información satelital y empleando la ecuación del balance hídrico citada por Crowley *et al.*, 2006. Debido a que la información satelital con la que se está trabajando tiene una resolución espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$ , la metodología puede aplicarse para estudios regionales en cuencas mayores a  $200.000 \text{ km}^2$ , pues como se menciona en el ítem 3.1 al trabajar con GRACE la incertidumbre varía con el tamaño, la forma de la cuenca y la latitud. (Seo *et al.*, 2006).

El cálculo de las variaciones de agua subterránea con información satelital se puede abordar a partir del supuesto, que la anomalía de acumulación del agua terrestre (TWS) es controlada principalmente por la humedad del suelo y el agua subterránea (Strassberg *et al.*, 2007), como se observa en la Ecuación (4.1):

$$TWS = SM + GWS \quad (4.1)$$

Donde TWS es la anomalía de acumulación de agua derivada de GRACE, SM es la humedad del suelo obtenida del sistema GLDAS y GWS es la acumulación de agua subterránea.

Cambios anuales en las anomalías TWS fueron calculadas usando la Ecuación (4.2): estos datos fueron y comparados con los obtenidos a partir del balance de agua realizado con las estaciones hidrometeorológicas del IDEAM, en el intervalo de tiempo comprendido entre el 2003 y 2014.

$$\Delta TWS = TWS(t_2) - TWS(t_1) \quad (4.2)$$

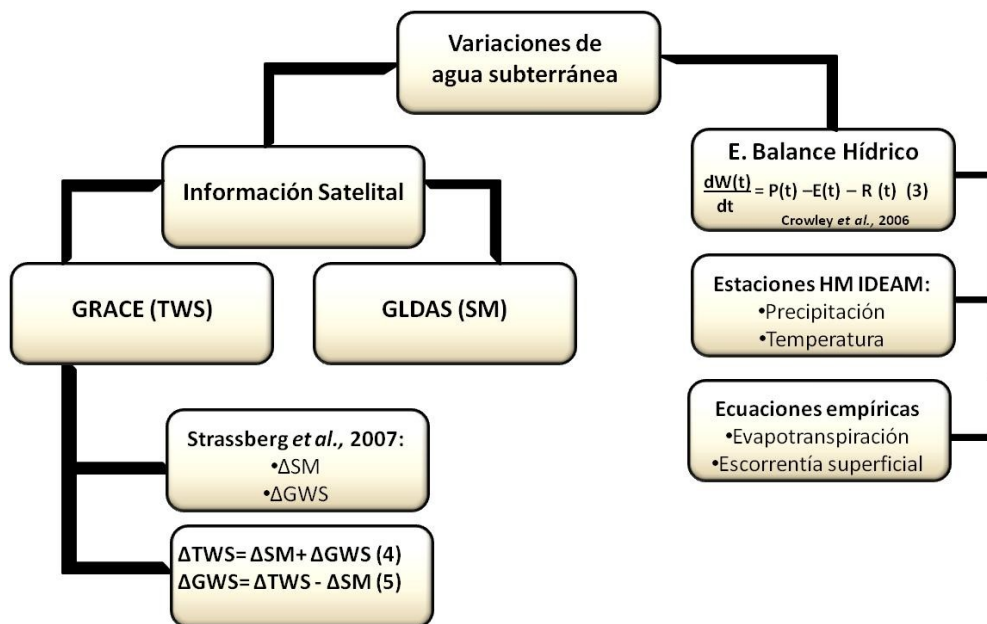
Donde  $\Delta TWS$  representa el cambio de la anomalía de acumulación derivada de GRACE,  $TWS(t_1)$  es la anomalía de acumulación en el periodo de tiempo 1 y  $TWS(t_2)$  es la anomalía de acumulación en el periodo de tiempo 2.

Con la información del satélite GRACE y del sistema GLDAS se obtuvieron las anomalías de acumulación de agua terrestre y humedad del suelo, esta información fue interpolada sobre la zona de interés para crear las series de tiempo de anomalías, a partir de las cuales se calcularon las variables  $\Delta TWS$  y  $\Delta SM$ . Para obtener el cambio en la acumulación de agua subterránea ( $\Delta GWS$ ) en ciclos estacionales anuales, se substrajo  $\Delta SM$  de  $\Delta TWS$  (Strassberg *et al.*, 2007):

$$\Delta GWS = \Delta TWS - \Delta SM \quad (4.3)$$

Esta variable se comparó con cambios en la acumulación de agua subterránea, derivada del balance de agua realizado en la región.

En la **Figura 4.1** se ilustra la metodología desarrollada en forma de diagrama de flujo.



**Figura 4-1.** Flujograma de la metodología desarrollada

## 4.1 Balance Hídrico

Por medio del balance hídrico anual y a través de registros de precipitación y temperatura, es posible conocer la cantidad de agua que se evapora del suelo y transpiran las plantas en un lugar determinado, al igual que el agua que escurre superficialmente y la cantidad de agua almacenada en el suelo.

El agua que es almacenada, una vez satisface las necesidades de humedad del suelo, percola y alcanza la zona freática, renovando las reservas del acuífero.

La ecuación del balance hídrico es comúnmente expresada como:

$$\frac{dW(t)}{dt} = P(t) - R(t) - E(t) \quad (4.4)$$

Donde cada una de las variables está en función del tiempo y corresponden a: W es la acumulación de agua en el suelo (infiltración), P es la precipitación, R es la escorrentía, y E es la evapotranspiración (Crowley *et al.*, 2006).

### 4.1.1 Evapotranspiración

Tomando como referencia el estudio realizado por Barco *et al.* (2000), en el cual concluyen que los métodos más confiables para estimar la evapotranspiración en Colombia se basan en las ecuaciones propuestas por Cenicafé y Turc, y teniendo en cuenta la información disponible para el cálculo de la misma, se decide trabajar con Turc.

Turc (1954), calcula la evapotranspiración real anual en mm, basado en precipitación y temperatura. La ecuación empírica fue obtenida a partir de observaciones realizadas en 254 cuencas ubicadas en todos los climas terrestres. La Ecuación (4.5) fue planteada por este autor:

$$E = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (4.5)$$

Donde,  $E$  es la evapotranspiración real (mm/año),  $P$  es la precipitación media en la cuenca (mm/año) y  $L$  es un parámetro que depende de la temperatura media anual en grados centígrados y se obtiene mediante la Ecuación (4.6):

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3 \quad (4.6)$$

La Ecuación (4.5) es válida para  $P/L > 0.316$ . De no ser así,  $E = P$ .

#### 4.1.1.1 Incertidumbre asociada al cálculo de la evapotranspiración aplicando el método de Turc

La incertidumbre asociada con la estimación de la evapotranspiración real, se determina a partir de la metodología presentada por Álvarez (2007), en la cual plantea la siguiente expresión de propagación estadística de los errores, implementada por Amaya *et al.* (2009).

La propagación de errores debida al cálculo de la evapotranspiración real a partir de la Ecuación (4.5) se puede calcular como:

$$S_E = \left[ \left( \frac{\partial E}{\partial P} \right)^2 S_p^2 + \left( \frac{\partial E}{\partial L} \right)^2 S_L^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.7)$$

Donde,  $S_E$  es la incertidumbre asociada al cálculo de la evapotranspiración real por el método de Turc (mm/año),  $S_p$  es la incertidumbre en la precipitación (mm/año) y  $S_L$  es la incertidumbre en la estimación del parámetro  $L$  (mm/año) de la Ecuación (4.5) y se estima como:

$$S_L = \left[ \left( \frac{\partial L}{\partial T} \right)^2 S_T^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.8)$$

Tomando como referencia el reporte de validación del modelo de elevación digital utilizado para el cálculo de la temperatura, la incertidumbre en la medición de la elevación es de aproximadamente 11 m (Team, 2011). Este dato es implementado en la Ecuación (4.9) para estimar la incertidumbre asociada con la temperatura media:

$$S_T = \left[ \left( \frac{\partial T}{\partial h} \right)^2 S_h^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.9)$$

Donde,  $S_h$  es igual a 11 m y la derivada de la temperatura respecto a la elevación se estima como:

$$\frac{\partial T}{\partial h} = -0.0055 \quad (4.10)$$

La derivada de L respecto a T se obtiene de la Ecuación (4.11):

$$\frac{\partial L}{\partial T} = 25 + 0.15T^2 \quad (4.11)$$

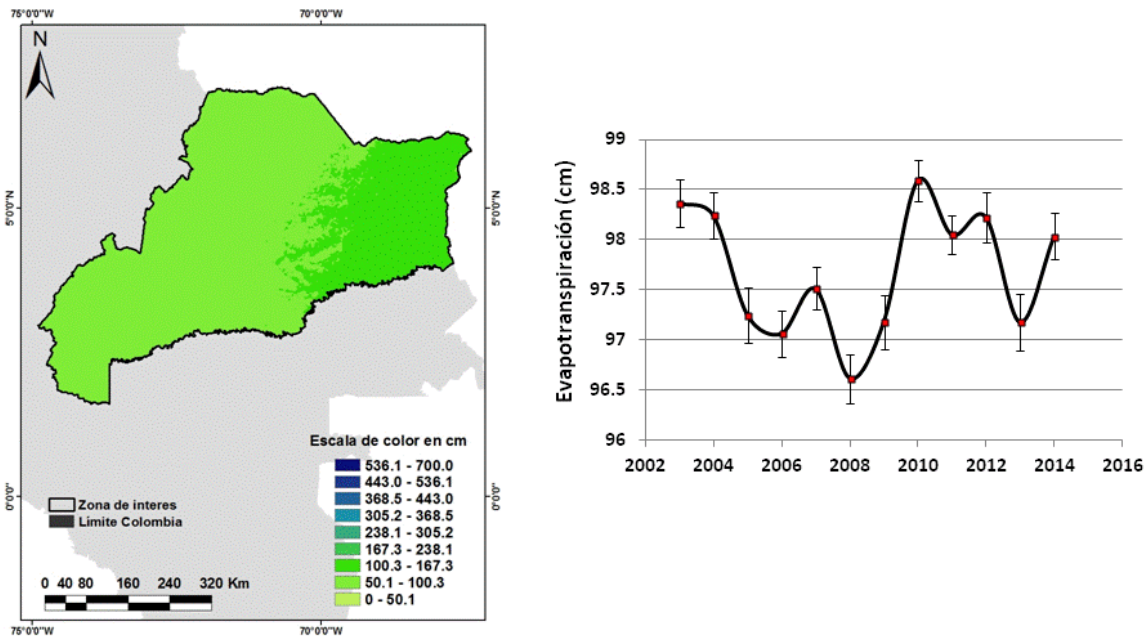
La derivada de la evapotranspiración real respecto a la precipitación se estima como:

$$\frac{\partial E}{\partial P} = \frac{0.9}{\left(0.9 + \frac{P^2}{L^2}\right)^{\frac{3}{2}}} \quad (4.12)$$

La derivada de la evapotranspiración real respecto al parámetro L es:

$$\frac{\partial E}{\partial L} = \frac{P^3}{L^3 \left(0.9 + \frac{P^2}{L^2}\right)^{\frac{3}{2}}} \quad (4.13)$$

Teniendo en cuenta los resultados de las Ecuaciones 4.8 a 4.13, se reemplazan los valores en la Ecuación (4.7) y se obtiene la incertidumbre asociada al cálculo de la variable de Evapotranspiración como se observa en la **Figura 4-2**.



**Figura 4-2.** Mapa promedio anual de evapotranspiración 2003-2014, en cm (izquierda). Datos promedio anuales con las barras de incertidumbre calculada a partir de la Ecuación (4.7) (derecha)

#### 4.1.2 Escorrentía superficial

Mediante la implementación de la tabla de Prevert (1986), quien a partir de parcelas experimentales identifica los valores de los coeficientes de escorrentía (**Tabla 4.1**), se hace el cálculo de la escorrentía superficial.

Uso del suelo	Pendiente %	Textura de suelo		
		Arenoso-Limoso Limoso-arenoso	Limoso Limoso-arenoso	Arcilloso
Bosque	0 - 5	0.10	0.30	0.4
	5 - 10	0.25	0.35	0.5
	10 - 30	0.30	0.40	0.60
	> 30	0.32	0.42	0.63
Pastizal	0 - 5	0.15	0.35	0.45
	5 - 10	0.30	0.40	0.55

Uso del suelo	Pendiente %	Textura de suelo		
		Arenoso-Limoso Limoso-arenoso	Limoso Limoso-arenoso	Arcilloso
	10 - 30	0.35	0.45	0.65
	> 30	0.37	0.47	0.68
Cultivo Agrícola	0 - 5	0.30	0.5	0.60
	5 - 10	0.40	0.66	0.70
	10 - 30	0.50	0.70	0.80
	> 30	0.53	0.74	0.84

**Tabla 4-1:** Cálculo del coeficiente de escorrentía según Prevert (1986).

El coeficiente está en función de las características de la cuenca y expresa la relación existente entre la escorrentía superficial o precipitación neta y la precipitación total. Para su estimación se trabajó con la siguiente información:

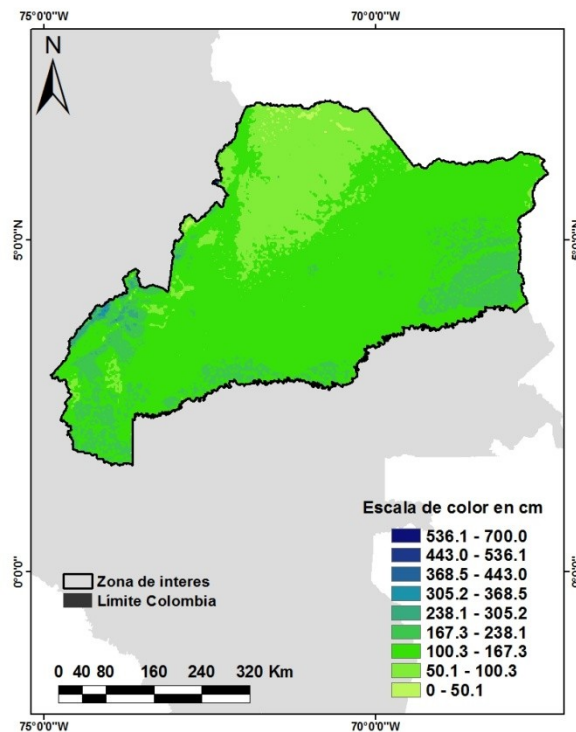
- Mapa geológico del Servicio Geológico Colombiano escala 1:1000.000 (SGC, 2015). Las unidades litológicas fueron agrupadas según su descripción, en arenoso-limoso, limoso-arenoso, limoso y arcilloso. Partiendo de la litología de la roca se asume que la textura del suelo derivado sería similar.
- Mapa de cobertura de la tierra 2012, escala 1:500.000 (IGAC, 2012). Teniendo en cuenta la metodología CORINE Land Cover para el territorio colombiano, las coberturas fueron ubicadas en tres categorías: bosques, pastizales y cultivos.
- Tomando como referencia el modelo de elevación digital y el software ArcGIS 10.2 se generó el mapa de pendientes en porcentaje.

Una vez calculado el coeficiente de escorrentía, se utiliza la Ecuación (4.14) para calcular la escorrentía superficial:

$$R = P * \mu \quad (4.14)$$

Donde  $R$  es la escorrentía superficial,  $P$  es la precipitación total y  $\mu$  es el coeficiente de escorrentía.

Con la esorrentía superficial y aplicando la ecuación del balance hidrológico (Ecuación (4.4)) se generaron los mapas de infiltración anual. Sin embargo, como se puede apreciar en la **Figura 4-3**, los valores de infiltración predominantes en la zona están en el rango de 50 cm a 238 cm, lo que equivale a más del 10% de la precipitación total. Los valores obtenidos no son concordantes con los reportados por otros estudios realizados en la zona, en los cuales la infiltración está alrededor del 10% de la precipitación total (Ojeda & Ocampo, 2005). Esto puede deberse a la heterogeneidad de las variables que deben ser consideradas en la estimación del coeficiente de esorrentía superficial, adicionalmente durante el proceso de agrupación de cada una de ellas se maneja cierta subjetividad.



**Figura 4-3.** Mapa de infiltración promedio anual 2003-2014 en cm. Estimado a partir de los coeficientes de esorrentía de Prevert (1986).

Teniendo en cuenta lo anterior, se planteó una nueva forma de calcular los coeficientes de esorrentía superficial involucrando la variable de anomalía de acumulación de agua terrestre (TWS) proveniente de GRACE.

Tomando como punto de partida la Ecuación (4.4) del balance hídrico, se realizan las siguientes consideraciones:

- La anomalía de acumulación de agua terrestre (TWS) es controlada principalmente por la humedad del suelo y el agua subterránea.
- Del agua que se infiltra ( $W$ ) una parte queda retenida como humedad del suelo y el resto se percola, recargando los acuíferos. Por lo tanto se puede decir que  $W = TWS$

Teniendo en cuenta lo anterior:

$$TWS = P - E - R$$

$$R = P * \mu$$

Reemplazando R, se tiene que:

$$TWS = P - E - (P * \mu) \quad (4.15)$$

Despejando  $\mu$  de la Ecuación 4.15

$$\mu = 1 - \frac{TWS+E}{P} \quad (4.16)$$

Específicamente dentro de la zona de interés hay 18 puntos que corresponden a las observaciones satelitales, en esos mismos puntos se extrajo la información de precipitación total y evapotranspiración, variables que son requeridas en la implementación de la Ecuación (4.16), con la cual se determinaron los coeficientes de escorrentía anuales para el periodo comprendido entre el 2003 y 2014

Aplicando inversión basada en modelos se estimó el mapa de coeficientes de escorrentía en la zona de interés. Este es un método que puede ser implementado con un conjunto de observaciones geofísicas en busca de determinar el modelo que mejor se ajusta a esas observaciones. Matemáticamente las observaciones o los datos y el modelo, pueden ser expresados como vectores (Russell, 1988):

$$d = [d_1, d_2, \dots, d_N]^T \quad (4.17)$$

Donde  $d$  corresponde a los datos obtenidos a partir de medidas experimentales u observaciones en la naturaleza.

$$m = [m_1, m_2, \dots, m_N]^T \quad (4.18)$$

Donde  $m$  son los parámetros del modelo.

Por medio de la Ecuación (4.16) se establece la relación entre los datos y los parámetros del modelo. Cualquier conjunto de parámetros del modelo puede producir una salida, pero lo que se busca es analizar el error entre el modelo de salida y las observaciones, y entonces perturbar los parámetros del modelo hasta producir una salida con el menor error posible (Russell, 1988). En este caso tanto la información satelital como la proveniente de las estaciones hidrometeorológicas se establecen como constantes durante el cálculo; incrementando en 0.1 cm la variable de evapotranspiración (E) en cada uno de los puntos de observación.

Durante el proceso de inversión se itera a través de una solución matemática:

$$F(M) = F(M_0) + \frac{\partial F(M_0)}{\partial M} \Delta M \quad (4.19)$$

Donde  $M_0$  es el modelo inicial

$M$  es el modelo real

$\Delta M$ . son los cambios en los parámetros del modelo

$F(M)$ . son las observaciones

$F(M_0)$ . son valores del modelo inicial

$\frac{\partial F(M_0)}{\partial M}$  . son los en los valores calculados

Los errores entre las observaciones y los valores calculados se pueden expresar como una ecuación matricial:

$$\Delta F = A \Delta M \quad (4.20)$$

Donde  $A$  es la matriz de cambios en los valores calculados con  $n$  filas y  $k$  columnas, por lo tanto despejando  $\Delta M$  de la Ecuación (4.20) se tiene que:

$$\Delta M = A^{-1} \Delta F \quad (4.21)$$

Donde  $A^{-1}$  es la matriz inversa de  $A$

En este caso, como la matriz no es cuadrada, la Ecuación (4.21) es replanteada:

$$\Delta M = (A^T A)^{-1} A^T \Delta F \quad (4.22)$$

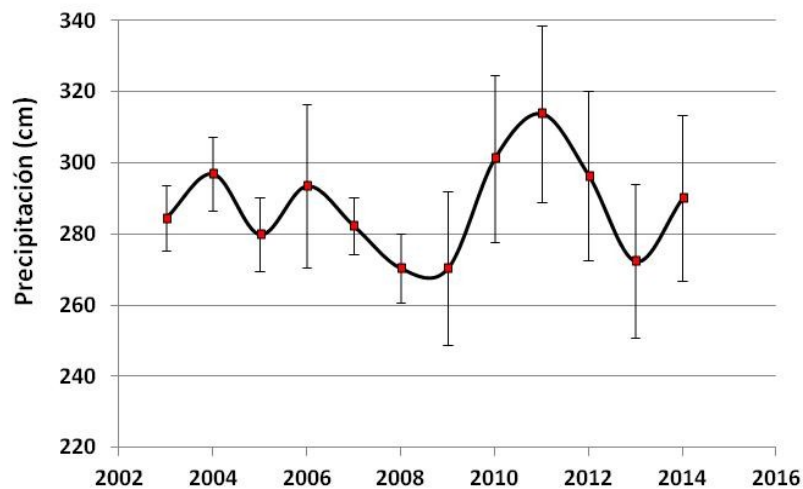
El criterio de convergencia que se utilizó para detener el proceso de inversión fue el error cuadrático medio (RMS), el cual es la diferencia entre los valores medidos y los valores predichos, definido como:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left( \frac{q_i - y_i}{y_i} \right)^2}{N}} \times 100\% \quad (4.23)$$

Donde  $N$  es el número total de mediciones,  $y$  son los datos medidos y  $q$  son los predichos (Zuñiga, 2005)

Teniendo en cuenta la **Figura 4-4**, para el periodo comprendido entre el 2003 y 2014, se observa que los datos de precipitación han variado considerablemente en el tiempo, motivo por el cual se identificaron tres categorías definidas como:

- Años normales: 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2010, 2013, 2014
- Años de baja precipitación: 2008, 2009
- Años de altas precipitaciones: 2011 y 2012



**Figura 4-4.** Precipitación total anual en cm entre el 2003 y 2014. Las barras representan el error de predicción estándar promedio anual.

En cada categoría se llevó a cabo un proceso de inversión, obteniendo como resultado tres coeficientes de escorrentía para cada uno de los 18 puntos (**Tabla 4.2**). Estos fueron interpolados con Kriging ordinario mediante el software ArcGIS 10.2 y multiplicados por los mapas de precipitación total para generar los mapas de escorrentía superficial.

Puntos	Longitud_E	Latitud_N	Años normales	Años baja precipitación	Años alta precipitación
1	-74.5	2.5	0.63	0.63	0.84
2	-74.5	3.5	0.77	0.82	0.98
3	-73.5	2.5	0.63	0.59	0.84
4	-73.5	3.5	0.70	0.67	0.75
5	-72.5	3.5	0.58	0.60	0.68
6	-72.5	4.5	0.56	0.61	0.59
7	-71.5	3.5	0.65	0.62	0.67
8	-71.5	4.5	0.63	0.61	0.59
9	-71.5	5.5	0.61	0.59	0.53
10	-71.5	6.5	0.49	0.58	0.50
11	-70.5	3.5	0.70	0.62	0.69
12	-70.5	4.5	0.64	0.62	0.62
13	-70.5	5.5	0.62	0.58	0.55

Puntos	Longitud_E	Latitud_N	Años normales	Años baja precipitación	Años alta precipitación
14	-70.5	6.5	0.59	0.57	0.39
15	-69.5	4.5	0.65	0.67	0.62
16	-69.5	5.5	0.64	0.63	0.53
17	-68.5	4.5	0.71	0.67	0.60
18	-68.5	5.5	0.72	0.68	0.40

**Tabla 4-2:** Coeficientes de escorrentía estimados a partir del proceso de inversión.

### 4.1.3 Infiltración y recarga

Una vez generados los mapas de precipitación total, evapotranspiración y escorrentía superficial anual, se utiliza la Ecuación (4.4) para hacer el cálculo del mapa de infiltración anual. Posteriormente, los mapas de infiltración se convirtieron en anomalías usando la Ecuación (4.24):

$$W_a = W - \bar{W} \quad (4.24)$$

Donde:

$W_a$ : Anomalía de infiltración

$W$ : Acumulación de infiltración para el año en consideración

$\bar{W}$ : Valor promedio de acumulación de todo el periodo analizado

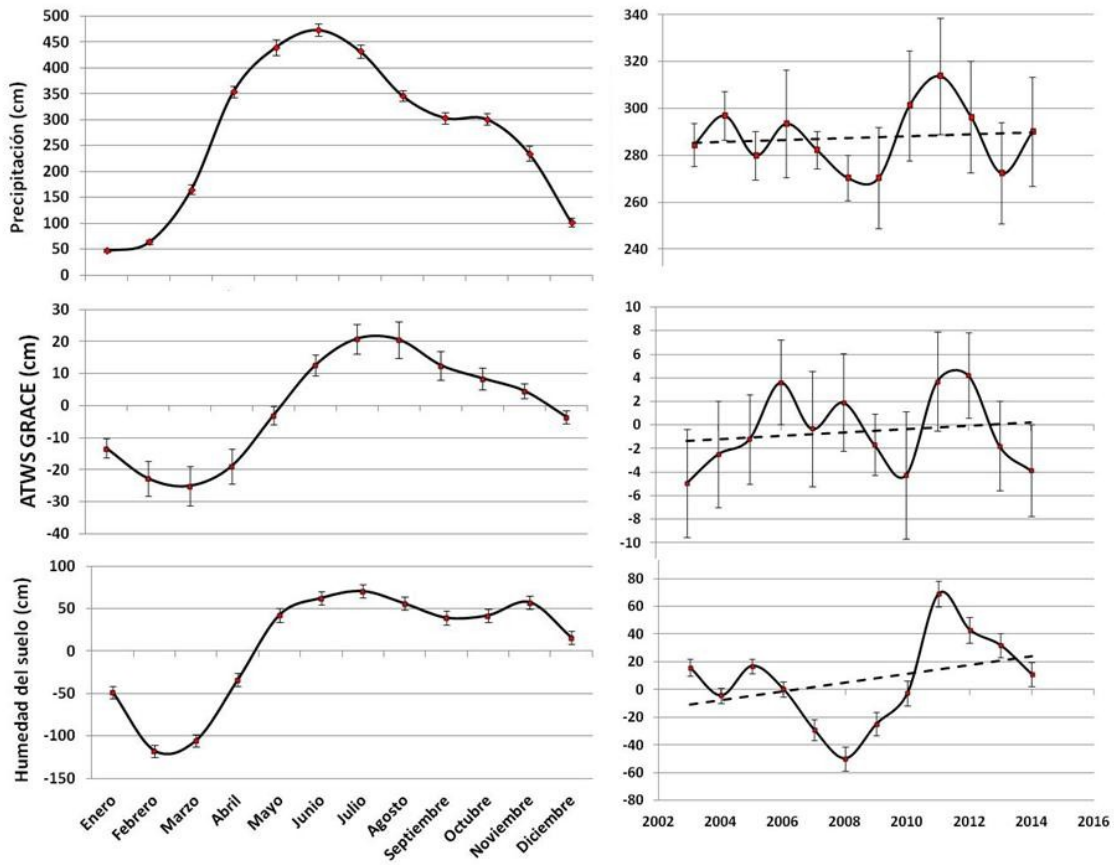
Teniendo en cuenta lo anterior, se substrajo la humedad del suelo obtenida del sistema GLDAS, de los mapas de anomalías anuales de infiltración, para generar los mapas de anomalías de recarga. Posteriormente se realizó la estimación de los mapas de cambios de infiltración y recarga para el periodo de interés y se correlacionaron con los mapas de cambios de acumulación de agua terrestre y acumulación de agua subterránea obtenidos a partir de información satelital.



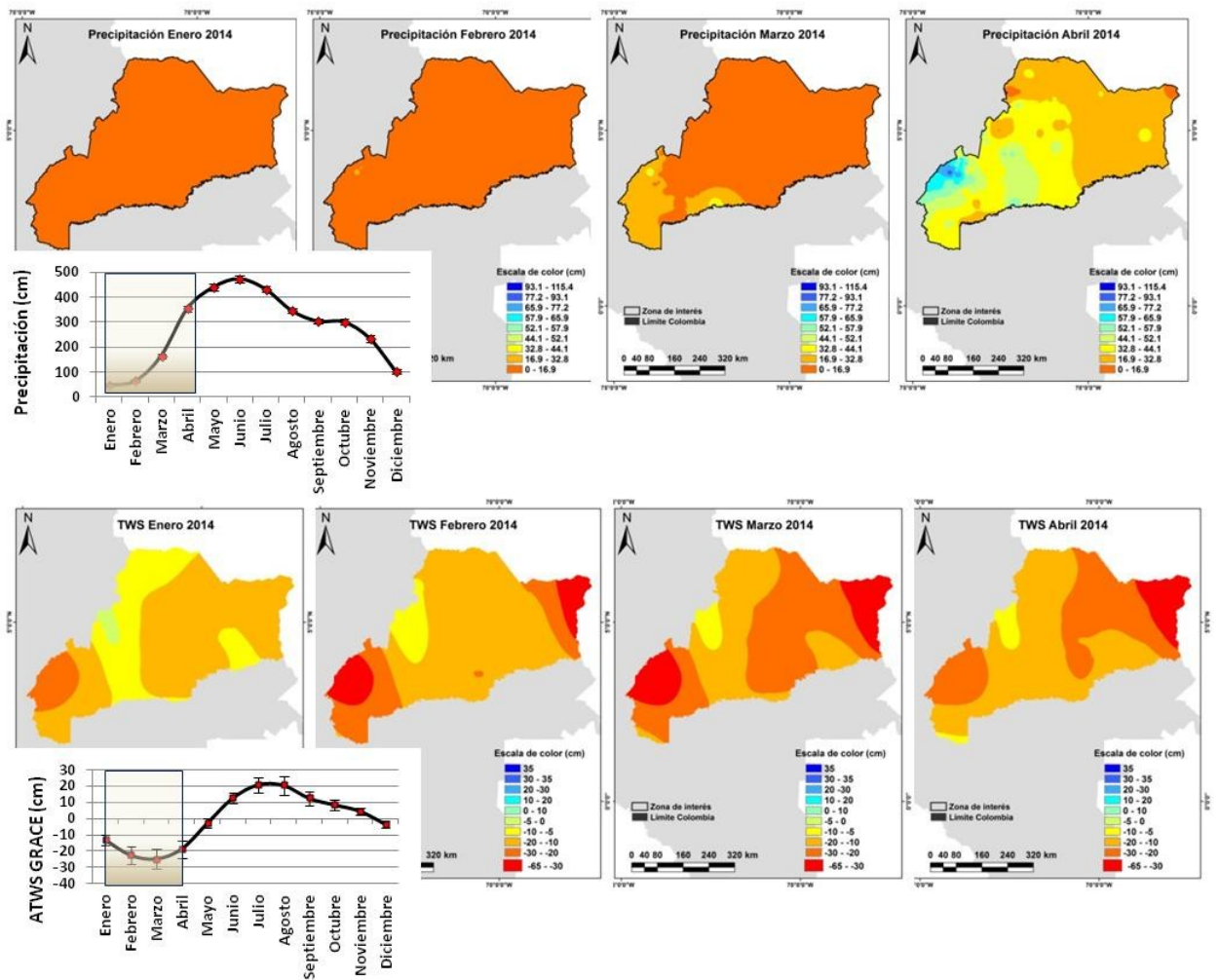
## 5. Resultados

Las series de tiempo de precipitación, anomalía de acumulación de agua terrestre y humedad del suelo (**Figura 5-1**) fueron elaboradas para promedios de ciclos mensuales y anuales. En términos generales se observa un incremento en cada una de las tendencias lineales, lo cual debe reflejarse en las variables de acumulación. Las amplitudes de los promedios mensuales sugieren que la acumulación es alta en los meses de junio a septiembre, lo cual coincide con el periodo de altas precipitaciones de la región.

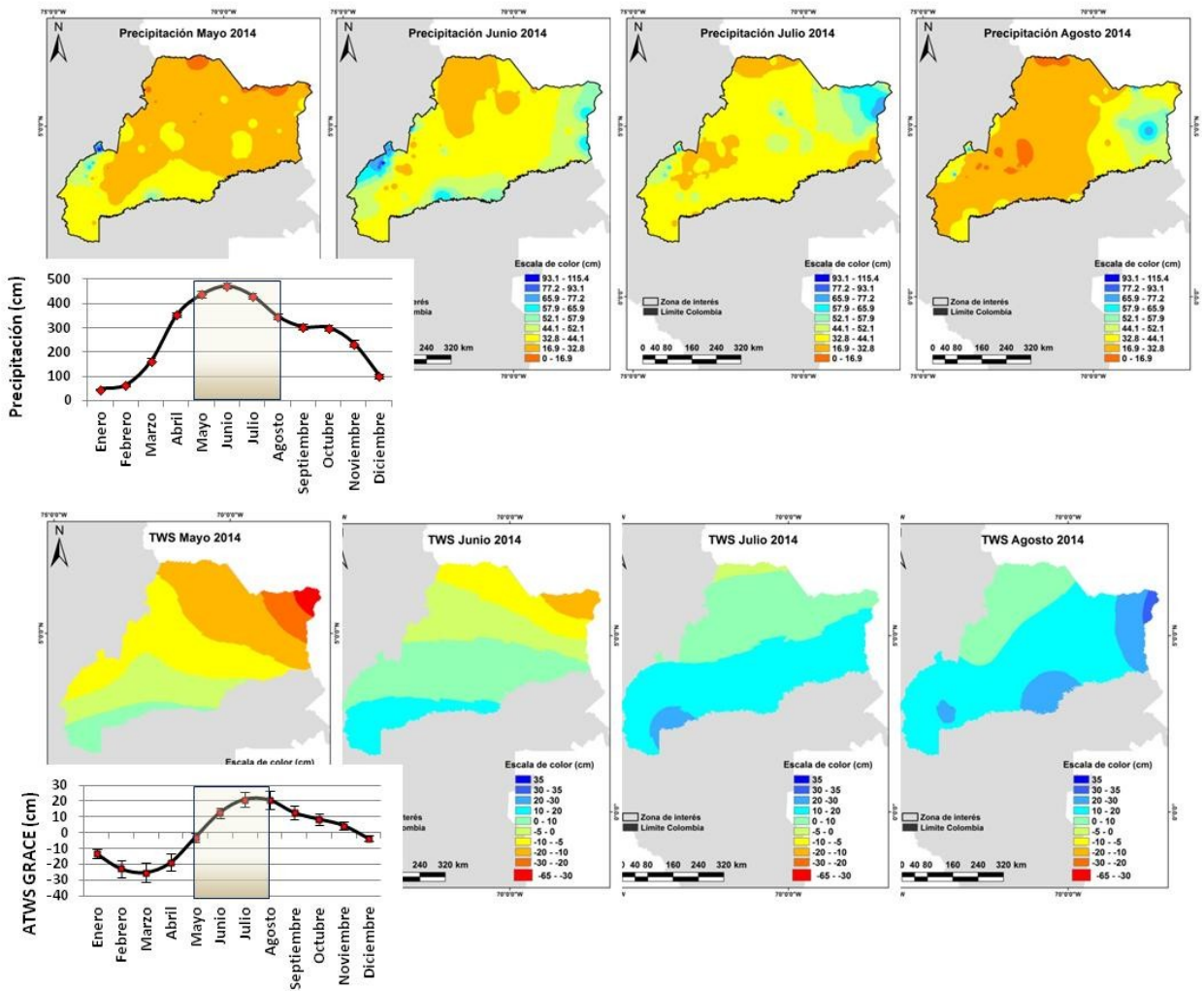
En los mapas de promedios mensuales de precipitación y acumulación de agua terrestre (TWS) para la zona de interés (**Figura 5-2**, **Figura 5-3**, **Figura 5-4**), se observa que la variable de precipitación está íntimamente relacionada con la acumulación de agua terrestre estimada a partir de los datos de GRACE. En la **Figura 5-2** durante los meses de enero y febrero se presentan bajas precipitaciones, las cuales incrementan de Suroeste a Noreste entre marzo y abril. En los meses de enero, febrero y marzo disminuye la variable TWS (**Figura 5-2** parte inferior), la cual empieza a incrementarse de Suroeste a Noreste entre mayo y agosto (**Figura 5-3** parte inferior). Durante este mismo periodo de tiempo la precipitación exhibe un incremento máximo entre junio y julio, y un decrecimiento entre agosto y diciembre (**Figura 5-4** parte superior). Finalmente, la magnitud de los datos de TWS inician su disminución desde septiembre hasta diciembre (**Figura 5-4** parte inferior).



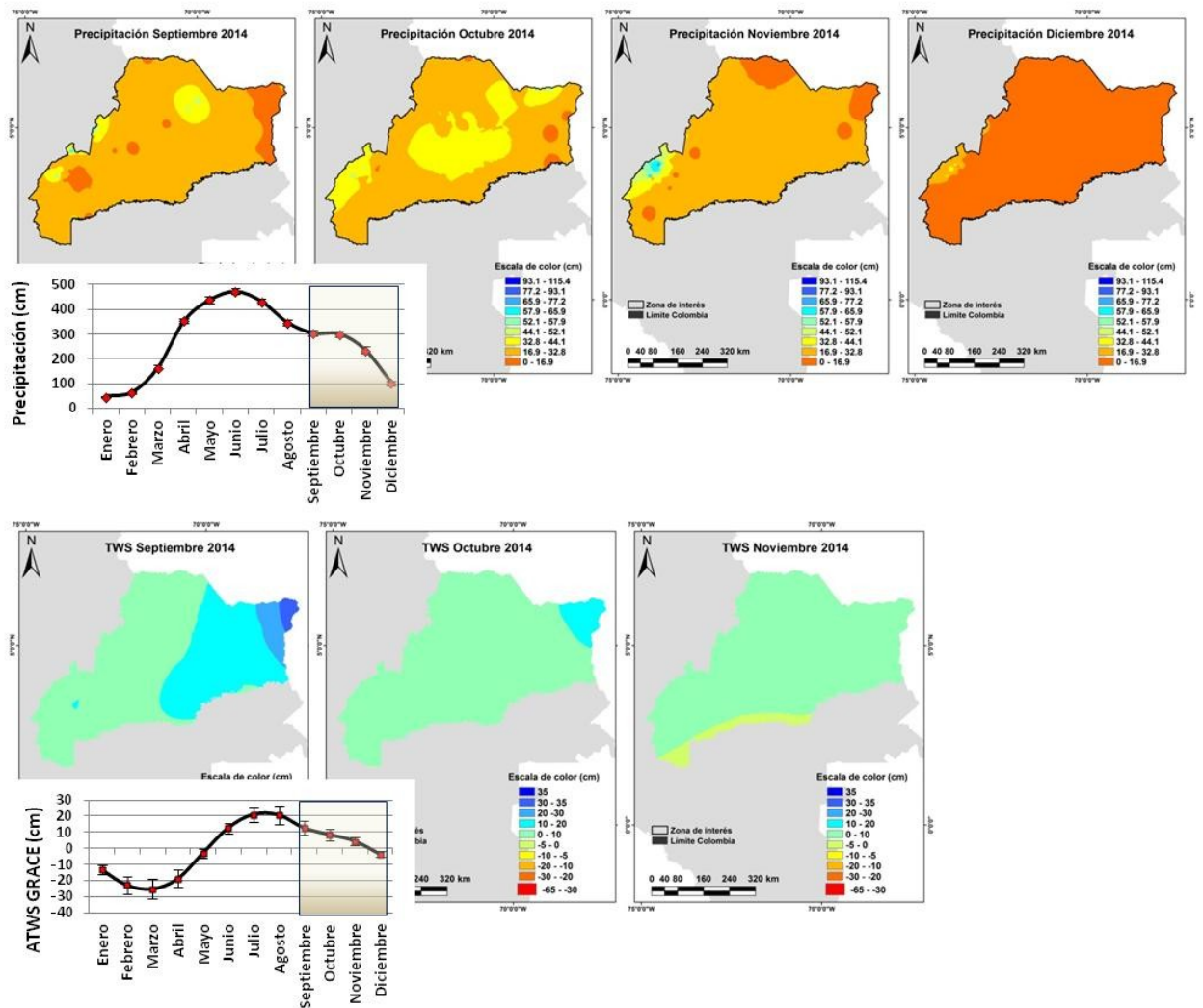
**Figura 5-1.** Promedios acumulados mensuales (izquierda). Promedios anuales (derecha) con sus respectivas barras de error de predicción estándar promedio y tendencias lineales (línea negra punteada). En general la tendencia sugiere un incremento en cada una de las variables.



**Figura 5-2.** Mapas de promediados mensuales de precipitación (fila superior) y TWS (fila inferior) para los meses de enero hasta abril de 2014. En la margen izquierda se reflejan las series de tiempo mensuales (precipitación: parte superior, TWS: parte inferior) señalando en el recuadro azul el periodo de tiempo comprendido entre enero y abril.



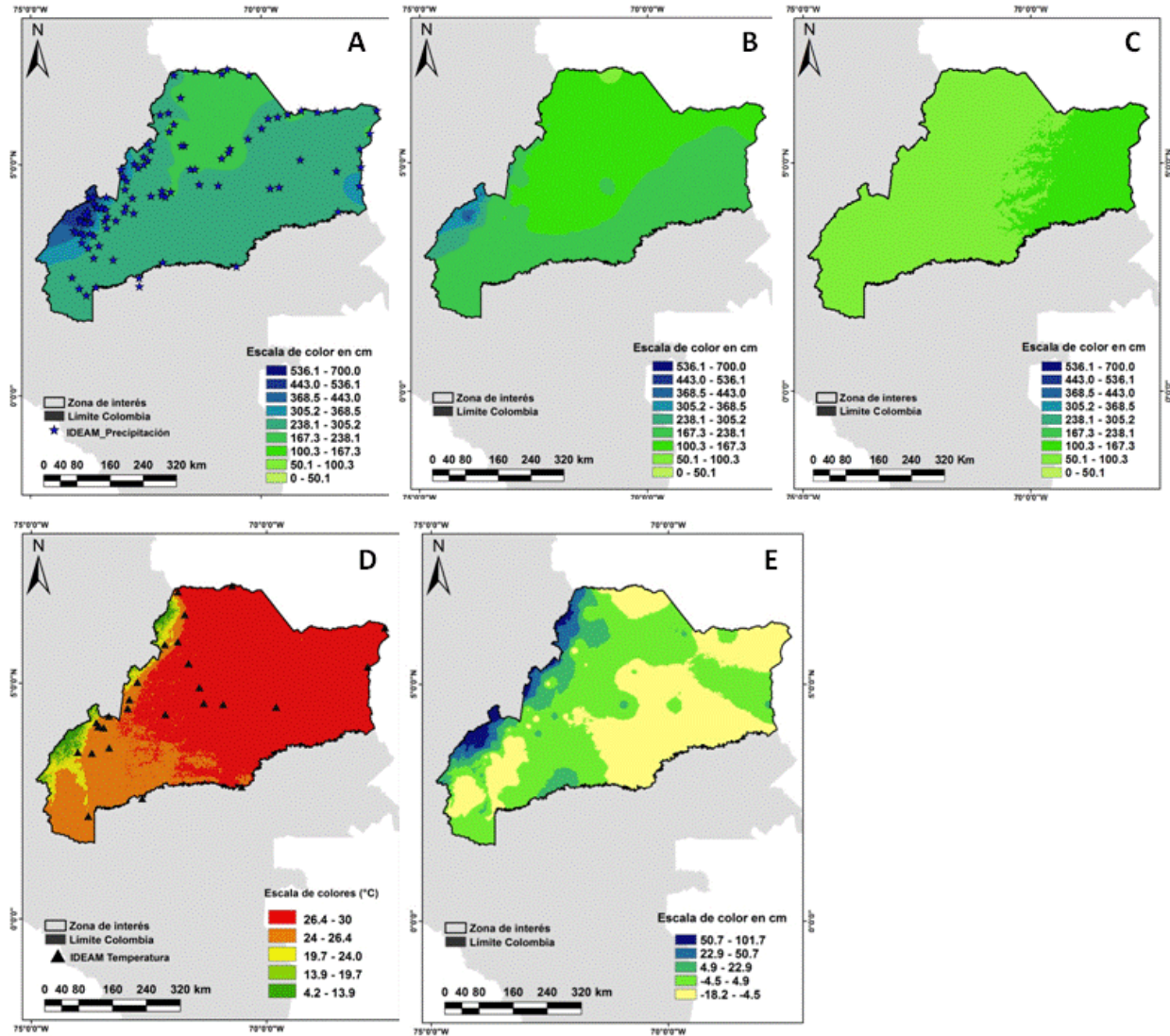
**Figura 5-3.** Mapas de promediados mensuales de precipitación (fila superior) y TWS (fila inferior) para los meses de mayo hasta agosto de 2014. En la margen izquierda se reflejan las series de tiempo mensuales (precipitación: parte superior, TWS: parte inferior) señalando en el recuadro azul el periodo de tiempo comprendido entre mayo y agosto.



**Figura 5-4.** Mapas de promediados mensuales de precipitación para los meses de septiembre hasta diciembre de 2014 (fila superior) y TWS (fila inferior) para los meses de septiembre a noviembre de 2014. En la margen izquierda se reflejan las series de tiempo mensuales (precipitación: parte superior, TWS: parte inferior) señalando en el recuadro azul el periodo de tiempo comprendido entre septiembre y diciembre.

La distribución espacial de los promedios 2003-2014, de las variables de precipitación y temperatura obtenidas de las estaciones hidrometeorológicas y los mapas de escorrentía superficial, evapotranspiración e infiltración en la zona de interés, se encuentran en la **Figura 5-5**. Hacia el Suroeste de la región se presentan las mayores precipitaciones, con valores entre 481cm a 697 cm (A), al igual que de escorrentía superficial (B). Las mayores temperaturas (26°C a 30°C) se observan hacia el Oriente y los valores más

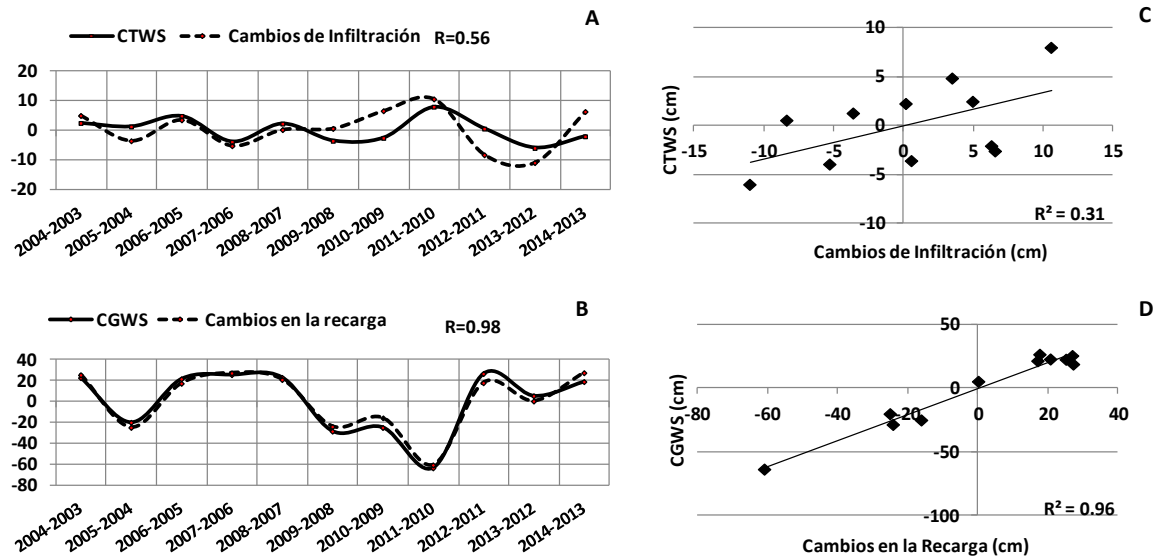
altos de infiltración están en el Occidente (parte inferior). Un incremento en la evapotranspiración de Occidente a Oriente, coincide con la región donde se presentan las más altas temperaturas.



**Figura 5-5.** Mapas de promedios acumulados 2003-2014 de las variables de: precipitación en cm (A), escorrentía superficial en cm (B), evapotranspiración en cm (C), temperatura en °C (D) e infiltración en cm (E).

En la **Figura 5-6** se ilustran los cambios de acumulación de agua terrestre (CTWS) con respecto a los cambios de infiltración (parte superior), y cambios en la acumulación de

agua subterránea (CGWS) obtenidos con los datos de GRACE y el sistema GLDAS, contrastados con los cambios de acumulación en la recarga, (parte inferior). Los coeficientes de correlación para ciclos anuales son de 0.56 y 0.98 respectivamente.



**Figura 5-6.** Comparación de series de tiempo (**A y B**) y sus correspondientes gráficos de dispersión (**C y D**) entre: cambios de acumulación promedio de agua de terrestre (CTWS) obtenidos a partir de los datos de GRACE vs Cambios de infiltración obtenidos a partir de la ecuación del balance hídrico (**A y C**). Cambios en la acumulación de agua subterránea (CGWS) obtenidos a partir de los datos de GRACE y el sistema GLDAS con respecto a los cambios en la recarga obtenidos a partir del balance hídrico y el sistema GLDAS (**B y D**).

Comparando los incrementos o disminuciones mensuales y anuales de las variables de cambio de precipitación, TWS, SM y GWS (**Figura 5-7, Figura 5-8**), se puede observar la interrelación entre cada una de ellas. En escala de tiempo mensual (**Figura 5-7**), se aprecia que en promedio durante el año, aproximadamente entre los meses de julio a septiembre, existe un incremento positivo en la acumulación de agua subterránea. A escala de tiempo anual (**Figura 5-8**), la recarga se presenta entre el 2006-2008 y 2011-2014.

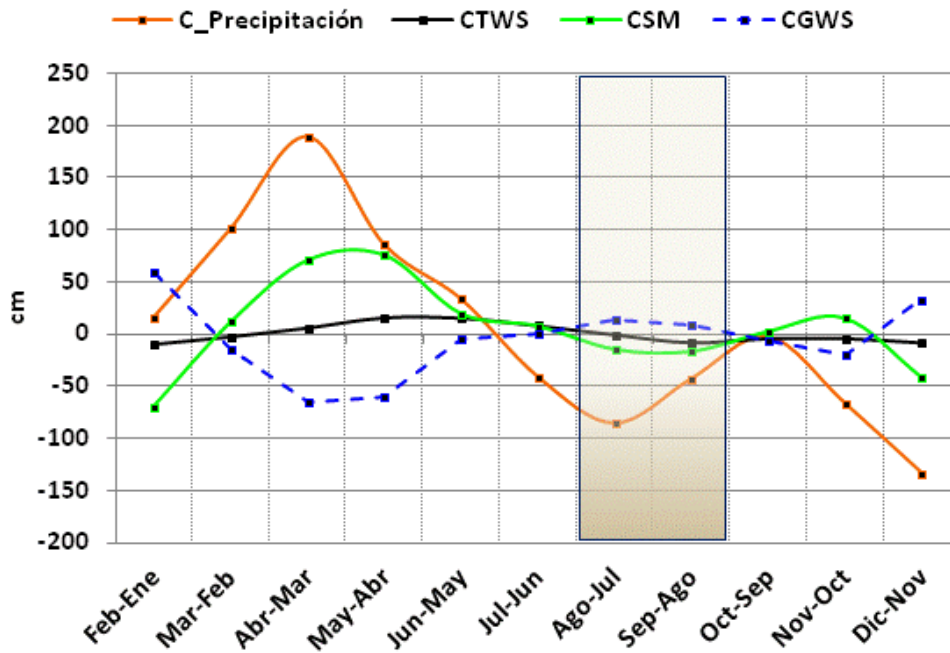


Figura 5-7. Cambios en los promedios mensuales de Precipitación, TWS, SM y GWS

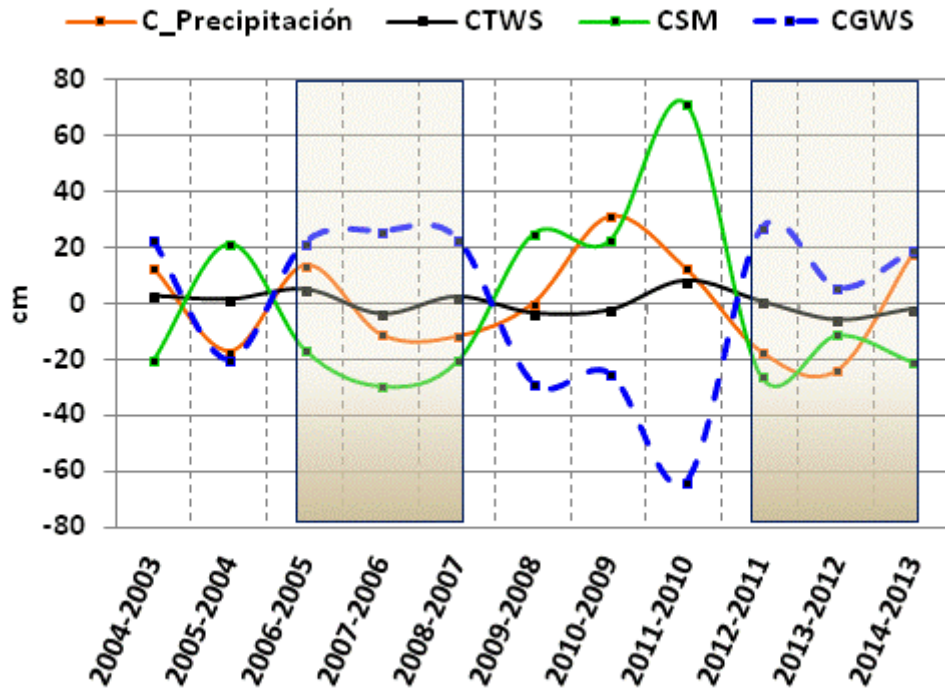


Figura 5-8. Cambios en los promedios anuales de Precipitación, TWS, SM y GWS

## 6. Discusión

La región presenta un régimen monomodal de lluvias entre abril y noviembre, con un promedio máximo de 473.3 cm en junio (**Figura 5-1**, parte superior izquierda). Durante el mes de julio tanto la curva mensual de humedad como TWS alcanzan los valores promedio más altos, 70.0 cm y 20.9 cm respectivamente (**Figura 5-1**, parte inferior izquierda), reflejando un mes de diferencia con respecto al máximo de precipitación. Esto puede deberse al tiempo que tarda en regularse el almacenamiento de agua en el suelo y subsuelo, lo cual coincide con las observaciones realizadas por Giraldo & Poveda. (2013), en las cuales se presentan rezagos de uno o dos meses entre las variables de precipitación y TWS, indicando que posterior a la precipitación, el proceso de satisfacer las necesidades de humedad del suelo no es inferior a un mes, tiempo después del cual el agua comienza a almacenarse.

Tomando como ejemplo el año 2014 (**Figura 5-2**, **Figura 5-3** y **Figura 5-4**), se establece una comparación mensual entre las variables de precipitación y TWS, siendo evidente su estrecha relación, al observar como en los periodos de decrecimiento o incremento en la precipitación debido a la variabilidad climática, se ve afectada la anomalía de acumulación de agua terrestre (TWS) y por ende los cambios en la acumulación de agua subterránea.

El potencial de recarga en un año se da entre los meses de julio a octubre (**Figura 5-3**, **Figura 5-4** y **Figura 5-7**). Durante abril y julio se alcanza el máximo de acumulación de humedad del suelo (valor promedio de 76.5 cm) y durante este mismo intervalo de tiempo se presenta la mayor descarga del año, con un máximo promedio en el mes de abril de -65.4 cm. Posteriormente entre julio y octubre se genera recarga, alcanzando un máximo promedio de 14.2 cm en el mes de agosto (**Figura 5-7**).

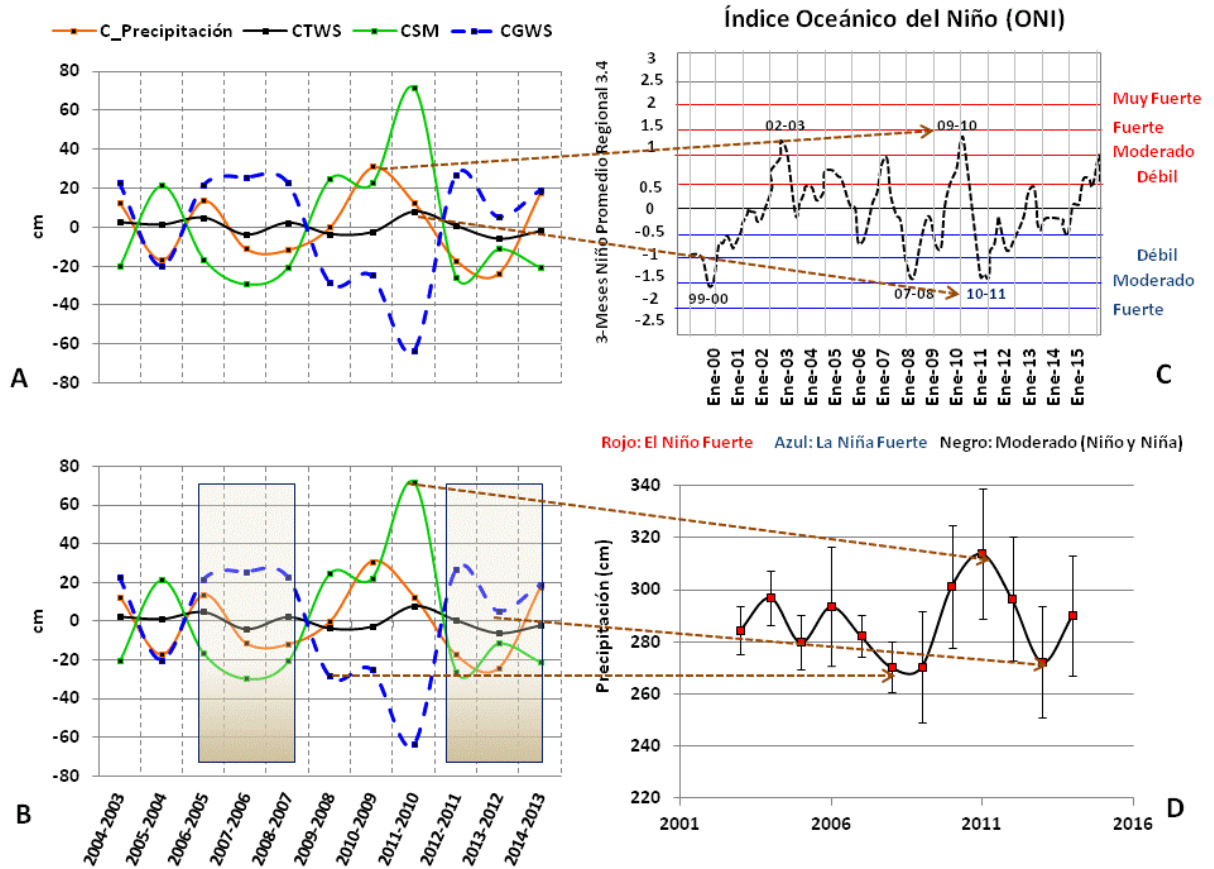
Teniendo en cuenta la **Figura 5-5**, es posible apreciar que la infiltración se concentra en la zona del piedemonte (al Occidente) con valores entre 4.9 cm y 101.7 cm, este sector presenta temperaturas entre 4°C y 26°C con niveles de evapotranspiración menores a 100.3 cm y aunque la escorrentía superficial es mayor en esta región (167.3 cm -443 cm), la cobertura vegetal (pastos y bosques) y litologías de textura areno-limoso y limoso-arenoso favorecen la retención de agua en el subsuelo.

Los coeficientes de correlación (**Figura 5-6**) entre CTWS con respecto a los cambios de infiltración y de CGWS versus cambios en la recarga, son de 0.56 y 0.98 respectivamente. Teniendo en cuenta la dispersión de los datos en la **Figura 5-6 C** se puede justificar el coeficiente de correlación de 0.56, sin embargo los datos obtenidos satelitalmente y por medio de la ecuación del balance hídrico siguen una tendencia similar (**Figura 5-6 A**), demostrando que la información satelital puede representar el ciclo hidrológico en la zona de estudio

Los incrementos o disminuciones en los promedios anuales de precipitación, anomalía de acumulación de agua terrestre, humedad del suelo y acumulación de agua subterránea (**Figura 6-1**), durante todo el intervalo de tiempo analizado, presentan dos periodos de recarga y dos periodos de descarga, cada uno de aproximadamente tres años. Es de anotar que estos periodos han sido sensibles a eventos climáticos como El Niño (2009-2010) y la Niña (2010-2011), motivo por el cual se observan picos fuera de la tendencia tanto en CSM como en CGWS (**Figura 6-1, B**).

Bajo la influencia del Niño, las precipitaciones en el 2009 fueron en promedio de 270.4 cm. Esto conllevó a que la cantidad de agua que llegó al suelo por procesos de infiltración no fue suficiente para saturar el suelo y dar inicio a la recarga (**Figura 6-1, A**), incrementando el proceso de descarga. Entre el 2010-2011 se presenta el fenómeno de La Niña, la pluviosidad de la zona ascendió a 313.8 cm en promedio, el agua que se infiltró saturó el suelo completamente, generando un pico máximo positivo en CSM para el 2011. Durante este mismo año se presenta un pico máximo negativo en CGWS, pero en este momento inicia el proceso de recarga y el sistema se estabiliza. En el segundo periodo de recarga (2011-2014), se presenta una disminución en CGWS, la cual coincide

con el segundo pico de bajas precipitaciones que se generó durante el 2013, con un valor promedio de 272.4 cm (Figura 6-1, B-D).



**Figura 6-1.** Cambios en los promedios anuales de Precipitación, TWS, SM y GWS (A y B), Índice Oceánico del Niño modificado de <http://www.cpc.ncep.noaa.gov> (C), serie de tiempo de precipitación promedio (D).



## **7. Conclusiones y recomendaciones**

### **7.1 Conclusiones**

Las series de tiempo de precipitación, TWS, SM y GWS, para la provincia hidrogeológica de los Llanos Orientales en el periodo comprendido entre el 2003 y 2014, usando información proveniente de GRACE, el sistema GLDAS y de las estaciones hidrometeorológicas del IDEAM, permiten identificar que las variaciones temporales en las anomalías de acumulación de agua terrestre, humedad del suelo y agua subterránea, corresponden con los periodos secos y lluviosos de la región. Algunos periodos presentan contrastes que pueden estar asociados a los fenómenos del Niño y la Niña.

El ciclo anual de TWS corresponde con el ciclo anual de precipitación reflejando un mes de diferencia con respecto al máximo de precipitación. Esto puede deberse al tiempo que tarda en regularse el almacenamiento de agua en el suelo y subsuelo.

Las variables de CSM y CGWS son inversamente proporcionales, indicando que los procesos de saturación del suelo y recarga no ocurren simultáneamente. Durante un año el proceso de satisfacer las necesidades de humedad del suelo inicia en marzo hasta julio y entre julio y octubre se da la recarga.

Las variaciones mensuales y anuales y los coeficientes de correlación entre CTWS, CGWS versus cambios de infiltración y cambios en la recarga, indican que GRACE es capaz de detectar el comportamiento de la acumulación en la zona de estudio, siendo una herramienta útil para el monitoreo de los cambios en la recarga de la región de los Llanos Orientales.

Las amplitudes de cambios de acumulación anuales de agua subterránea están entre 25.5 cm y -20.1 cm, mostrando la magnitud promedio de la variación de acumulación en el área de estudio.

Teniendo en cuenta el análisis de la dinámica de acumulación de agua en la región, integrando el uso de datos GRACE, GLDAS y del IDEAM, se puede decir que la sequía que se vivió en la región a finales del 2013 y principio del 2014 es una respuesta a las bajas precipitaciones que se presentaron después del evento de la niña en el 2011 (**Figura 6-1**).

Los resultados del estudio aportan al conocimiento sobre el comportamiento temporal del almacenamiento de agua en este tipo de cuenca, contribuyendo al desarrollo de planes de gestión efectivos y al análisis del impacto de fenómenos climáticos sobre el recurso hídrico subterráneo. Esta información puede ser utilizada para mejorar la capacidad de predecir, planificar y responder a eventos extremos, como inundaciones y sequías.

## **7.2 Recomendaciones**

Teniendo en cuenta que los periodos de decrecimiento o incremento de la precipitación afectan las variaciones en el almacenamiento de agua subterránea, es importante realizar este análisis sobre un periodo de tiempo más largo, con el fin de poder caracterizar la zona e identificar su variabilidad climática natural.

## Bibliografía

- Álvarez, O., 2007. *Cuantificación de la Incertidumbre en la Estimación de Campos Hidrológicos. Aplicación al Balance Hídrico de Largo Plazo*. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.
- Amaya, G., Restrepo, C. & David, O., 2009. *Cuantificación de la Incertidumbre en la Estimación de Campos Hidrológicos. Aplicación al Balance Hídrico de Largo Plazo*.
- ARCGIS – ESRI. CENTRO DE RECURSOS, 2015. Análisis geoestadístico utilizando la herramienta IDW. *Journal of Chemical Information and Modeling*.
- Barco, J. et al., 2000. Estimación de la evaporación en Colombia. *Avances en Recursos Hidráulicos*, (7), pp.43–51.
- Calle, M.C., 2014. Un día en la tragedia ambiental de Casanare. *Semana*. Available at: <http://www.semana.com/nacion/articulo/un-dia-en-la-tragedia-ambiental-de-casanare/381714-3>.
- Chen, F. & Dudhia, J., 2001. Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part II: Preliminary Model Validation. *Monthly Weather Review*, 129(4), pp.587–604.
- Chi Fung, D.S., 2006. *Methods for the Estimation of Missing Values in Time Series*. Edith Cowan.
- Crowley, J.W. et al., 2006. Land water storage within the Congo Basin inferred from GRACE satellite gravity data. *Geophysical Research Letters*, 33(3 October 2006), pp.1–4.
- Ecopetrol, 1997. *Sedimentary basins of Colombia areas for exploration*, Bogotá.
- Elespectador, 2014. Procuraduría revisará cumplimiento de planes de mitigación por crisis ambiental en Casanare. *El Espectador*. Available at: <http://www.elespectador.com/noticias/nacional/procuraduria-revisara-cumplimiento-de-planes-de-mitigac-articulo-482538>.

- Fries, A. et al., 2012. Near surface air humidity in a megadiverse Andean mountain ecosystem of southern Ecuador and its regionalization. *Agricultural and Forest Meteorology*, 152(1), pp.17–30. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2011.08.004>.
- Galvis Ramírez y Cía. S.A., 2014. Muerte a los chigüiros de Casanare. *Vanguardia.com*. Available at: <http://www.vanguardia.com/actualidad/colombia/252251-muerte-a-los-chiguiros-de-casanare>.
- Gerald, C.F. & Wheatley, P.O., 1994. *Applied Numerical Analysis*,
- Giraldo, G.W.G. & Poveda, G., 2013. Variabilidad Espacial y Temporal del Almacenamiento de Agua en el Suelo en Colombia. *Academia Colombiana de Ciencias*, 37(Marzo), pp.89–113.
- IDEAM, 2010. *Estudio Nacional del Agua 2010*, Bogotá.
- IGAC, 2012. Mapa de cobertura de la tierra de Colombia. <http://sigotn.igac.gov.co/sigotn>.
- Ingeomimas, 2004. *Programa de exploración de aguas subterráneas*, Bogotá D.C.
- Landerer, F.W. & Swenson, S.C., 2012a. Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage. *Water Resources Research*, pp.1–34.
- Landerer, F.W. & Swenson, S.C., 2012b. Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. *Water Resour*, 48(February), pp.1–11.
- Longuevergne, L., Scanlon, B.R. & Wilson, C.R., 2010. GRACE Hydrological estimates for small basins : Evaluating processing approaches on the High Plains Aquifer , USA. , 46(March), pp.1–15.
- Ojeda Mesa, K. & Ocampo Escobar, D., 2005. *EVALUACIÓN DEL ESTADO ACTUAL DE LA EXPLOTACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS EN LOS ALREDEDORES DEL PERIMETRO URBANO DEL MUNICIPIO DE PUERTO LOPEZ (META)*. Universidad de la Salle.
- Rodell, M. et al., 2004. The Global Land Data Assimilation System. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85(March), pp.381–394.
- Rodell, M. & Famiglietti, J.S., 2002. The potential for satellite-based monitoring of groundwater storage changes using GRACE: The High Plains aquifer, Central US. *Journal of Hydrology*, 263(1-4), pp.245–256.

- Rodell, M., Velicogna, I. & Famiglietti, J.S., 2009. Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, 460(August).
- Russell, B., 1988. *Introduction to Seismic Inversion Methods*, Available at: <http://library.seg.org/doi/book/10.1190/1.9781560802303>.
- Seo, K. et al., 2006. Terrestrial water mass load changes from Gravity Recovery and Climate Experiment ( GRACE ). *Water Resources Research*, 42, pp.1–15.
- SGC, 2015. *Mapa geológico de Colombia 2015*, Bogotá.
- Strassberg, G., Scanlon, B.R. & Chambers, D., 2009. Evaluation of groundwater storage monitoring with the GRACE satellite : Case study of the High Plains aquifer , central United States. *Water Resources Research*, 45, pp.1–10.
- Strassberg, G., Scanlon, B.R. & Rodell, M., 2007. Comparison of seasonal terrestrial water storage variations from GRACE with groundwater-level measurements from the High Plains Aquifer ( USA ). *Geophysical Research Letters*, 34, pp.1–5.
- Team, A.G.V., 2011. *ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results*, Available at: [http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/ver2Validation/Summary\\_GDEM2\\_validation\\_report\\_final.pdf](http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/ver2Validation/Summary_GDEM2_validation_report_final.pdf).
- Turc, L. 1954. Le bilan d'eau des sols. Relation entre la précipitation, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agron.* , 5, 491-569.
- Vargas Martínez, N.O., 2006. Zonas hidrogeológicas homogéneas de Colombia. *Boletín Geológico y Minero*, 117(1), pp.47–61.
- Zuñiga Lara, R., 2005. *Detección de zonas de riesgo en la Ciudad de Guatemala*. Universidad Nacional Autónoma de México.