



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERIA

**CIERRE DEL BALANCE HÍDRICO POR
MEDIO DE TELEDETECCIÓN Y
ESTIMACIÓN DE LA EVOLUCIÓN DEL
ALMACENAMIENTO DE AGUA
SUBTERRÁNEA EN EL NORTE DE CHILE**

MARÍA CECILIA MUÑOZ PEÑA

Tesis para optar al grado de
Magíster en Ciencias de la Ingeniería

Profesor Supervisor:
FRANCISCO SUÁREZ POCH

Santiago de Chile, Marzo 2023

© 2023 Muñoz P., María Cecilia



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERIA

CIERRE DEL BALANCE HÍDRICO POR MEDIO DE TELEDETECCIÓN Y ESTIMACIÓN DE LA EVOLUCIÓN DEL ALMACENAMIENTO DE AGUA SUBTERRÁNEA EN EL NORTE DE CHILE

MARÍA CECILIA MUÑOZ PEÑA

Tesis presentada a la Comisión integrada por los profesores:

FRANCISCO SUÁREZ POCH

SARAH LERAY

CAMILO DEL RÍO

ALFONSO CRUZ

Para completar las exigencias del grado de
Magíster en Ciencias de la Ingeniería

Santiago de Chile, Marzo 2023.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mi profesor guía por acompañarme durante esta etapa que involucró una pandemia de por medio, quien me permitió tomarme el tiempo que necesité para la investigación y aprovechar nuevas oportunidades que se me fueron dando en el camino. Además, quiero agradecer a Gerrit Schoups por estar dispuesto a contestar todas mis dudas cuando lo necesité.

También quiero agradecer a mi mamá, mi hermano, pololo y amigos que estuvieron en este proceso tratando de entender mi investigación y dándome aliento en los momentos de mayor dificultad y cuando la situación a nivel nacional y mundial se volvió incierta por el COVID-19.

Finalmente quiero agradecer a los proyectos ANID/FONDECYT/1210221, ANID/ATE/220005, ANID/FSEQ210018, ANID/FONDAP/15110020 y ANID/FONDAP/1522A0002 que apoyan al equipo de investigación.

ÍNDICE GENERAL

AGRADECIMIENTOS.....	iii
ÍNDICE DE TABLAS.....	vi
ÍNDICE DE FIGURAS	vi
RESUMEN	ix
ABSTRACT	xi
1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Hipótesis	3
1.2 Objetivos.....	3
1.3 Estructura de la tesis	4
2 Materiales y Métodos	4
2.1 Estimación de cierre del balance hídrico probabilístico	4
2.1.1 Modelo de error del almacenamiento	7
2.1.2 Modelo de error de precipitación.....	9
2.1.3 Modelo de error de evapotranspiración	10
2.1.4 Modelo de error de caudal	11
2.1.5 Estimación probabilística del cierre del balance	12
2.2 Validación de anomalía de almacenamiento de agua subterránea.....	14
2.3 Zona de estudio	15
2.4 Productos satelitales utilizados cerrar el balance hídrico	18
2.4.1 Almacenamiento de agua terrestre	18
2.4.2 Precipitación	22
2.4.3 Evapotranspiración	25
2.4.4 Caudal.....	26
2.5 Datos empleados para la validación de anomalía de almacenamiento de agua subterránea.....	27
2.5.1 GLDAS.....	28

2.5.2	Niveles freáticos	28
2.6	Resumen de productos satelitales utilizados y datos de entrada al modelo	29
3	Resultados.....	31
3.1	Variación de almacenamiento.....	31
3.2	Precipitación	34
3.3	Evapotranspiración	36
3.4	Caudal	39
3.5	Cierre del balance	40
3.6	Validación anomalía almacenamiento de agua subterránea	42
4	Discusión	46
5	Resumen y conclusiones.....	49
	REFERENCIAS	52

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Estaciones fluviométricas DGA utilizadas en el estudio.....	27
Tabla 2-a. Fuentes de datos de variables hidrológicas e hidrogeológicas promediadas espacialmente para la obtención de datos mensuales en la zona de estudio.....	30
Tabla 2-b. Fuentes de datos de variables hidrológicas e hidrogeológicas promediadas espacialmente para la obtención de datos mensuales en la zona de estudio.....	31
Tabla 3. Valores estadísticos de las anomalías de ΔGWS . La correlación es Corr y se determinar respecto los datos in- situ, al igual que el RMSE. El rango se define como la diferencia entre el mayor valor del registro y el menor.....	45

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Esquema metodología Schoups & Nasser (2021). Los parámetros presentados en el esquema se definen en el cuerpo del documento y los algoritmos de la metodología corresponden a <i>Markov chain Monte Carlo</i> (MCMC) y <i>Expectation propagation</i> . (EP).....	5
Figura 2. a) Ubicación de la zona de estudio en sudamérica. b) Delimitación provincias y subprovincias hidrogeológicas dentro de la zona de estudio; Además, se presenta la ubicación de estaciones fluviométricas DGA, la ubicación donde existen registros de derechos de agua subterránea y los pozos de monitoreo DGA. c) Descripción geología del Norte de Chile. .	16
Figura 3. a) Comparación almacenamiento GRACE-SH con St y Sobs – calibrado, t modelados (intervalos de confianza 90% almacenamiento modelado). b) Comparación almacenamiento GRACE-M con St y Sobs – calibrado, t modelados (intervalos de confianza 90% almacenamiento modelado). c) Comparación almacenamiento GRACE-JPL Factor con St y Sobs – calibrado, t modelados (intervalos de confianza 90% almacenamiento modelado). d) Aumento de escala del gráfico comparación almacenamiento GRACE-JPL Factor con St y Sobs – calibrado, t modelados para tener mayor detalle de los resultados.....	32

Figura 4. Comparación de la estimación de precipitación (con intervalos de confianza 90%) con GRACE-SH, GRACE-M y GRACE-JPL Factor con resultados de precipitación de los productos CR2MET y GPM IMERG.	35
Figura 5. a) Comparación resultados de precipitación modelada con GRACE-SH con valores originales de CR2MET. b) Comparación resultados de precipitación modelada con GRACE-M con valores originales de CR2MET. c) Comparación resultados de precipitación modelada con GRACE-JPL Factor con valores originales de CR2MET. d) Comparación resultados de precipitación modelada con GRACE-SH con valores originales de GPM IMERG. e) Comparación resultados de precipitación modelada con GRACE-M con valores originales de GPM IMERG. f) Comparación resultados de precipitación modelada con GRACE-JPL Factor con valores originales de GPM IMERG. En las Figuras las barras de error representan el grosor de la banda de incertidumbre y el valor central corresponde a la media entre el límite máximo y mínimo.....	36
Figura 6. Comparación de la estimación de evapotranspiración (con intervalos de confianza 90%) con GRACE-SH, GRACE-M y GRACE-JPL Factor con estimaciones de evapotranspiración de MOD16A2 y ET_PML_V2.....	37
Figura 7. a) Comparación resultados de evapotranspiración del modelo con GRACE-SH y valores originales de MOD16A2. b) Comparación resultados de evapotranspiración del modelo con GRACE-M y valores originales de MOD16A2. c) Comparación resultados de evapotranspiración del modelo con GRACE-JPL Factor y valores originales de MOD16A2. d) Comparación resultados de evapotranspiración del modelo con GRACE-SH y valores originales de ET_PML_V2. e) Comparación resultados de evapotranspiración del modelo con GRACE-M y valores originales de ET_PML_V2. f) Comparación resultados de evapotranspiración del modelo con GRACE-JPL Factor y valores originales de ET_PML_V2. En las Figuras las barras de error representan el grosor de la banda de incertidumbre y el valor central corresponde a la media entre el límite máximo y mínimo.....	38
Figura 8. Comparación resultado estimación de caudal (con intervalos de confianza 90%) con GRACE-SH, GRACE-M y GRACE-JPL Factor con factor de ganacia con resultados de medición in-situ.	39

Figura 9. a) Comparación resultados de caudal del modelo GRACE-SH con mediciones in-situ. b) Comparación resultados de caudal del modelo GRACE-M con mediciones in-situ. c) Comparación resultados de caudal del modelo GRACE-JPL Factor con mediciones in-situ. En las Figuras las barras de error representan el grosor de la banda de incertidumbre y el valor central corresponde a la media entre el límite máximo y mínimo. 40

Figura 10. Cierre del balance hídrico del modelo con GRACE-SH (a), GRACE-M (b) y GRACE-JPL Factor (c). 41

Figura 11. Comparación de $\Delta GWSA$ Model para los tres conjuntos de datos GRACE y datos sin calibrar de $\Delta GWSA$ GRACE-SH (a), $\Delta GWSA$ GRACE-M (b) y $\Delta GWSA$ GRACE-JPL Factor (c) con $\Delta GWSA_{obs}$ de mediciones in-situ. 43

RESUMEN

En el norte de Chile existe una escasa oferta de agua superficial, sumado a la sequía que enfrenta el país desde el año 2010 (Garreaud et al., 2017), esto ha llevado a estados críticos de explotación del agua subterránea (Suárez et al., 2020). Los métodos convencionales de monitoreo de niveles presentan limitaciones en la densidad y cobertura de las redes de monitoreo. La misión Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), permite estimar anomalías de almacenamiento de agua terrestre (TWS), que en conjunto con *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS) entregan estimaciones de anomalías de almacenamiento de agua subterránea. Montecino et al. (2016) evaluaron por primera vez estos productos satelitales en el norte de Chile. Donde observaron diferencias significativas en términos de magnitud entre las estimaciones obtenidas con datos in-situ y con datos de teledetección. En esta investigación se busca utilizar los datos de GRACE y GLDAS para estimar la anomalía de almacenamiento subterráneo en el norte grande de Chile, mediante la metodología de cierre del balance hídrico probabilístico propuesta por Schoups & Nasserí (2021), y así analizar si productos GRACE entregan resultados mejores que los obtenidos por Montecino et al. (2016). La metodología aplicada permitió obtener un mejor resultado de la raíz del error cuadrático medio (RMSE) de 13,6 mm máximo y 13,1 mm mínimo con *mascons* JPL con factor de ganancia. A pesar de mejorar el resultado, las correlaciones calculadas entre los datos modelados e in-situ son bajas. Estos resultados están asociados a limitaciones en los datos de precipitación y la escasez de datos de pozo que representen la estacionalidad de la zona. Por lo que se presenta como oportunidad de mejora a este estudio abordar el problema con enfoque de representación de acuífero para evaluar si los productos satelitales permiten reducir la escala de la zona de estudio. Además, como mejora al modelo se puede incorporar las extracciones asociadas a la cuenca, con el objetivo de reducir la incertidumbre de la representación. Respecto a la incertidumbre asociada a la precipitación, se debe evaluar la implementación de otros productos satelitales en sustitución del CR2MET. Finalmente, respecto a los datos obtenidos por la metodología de Schoups & Nasserí (2021) en la zona de estudio, se debe

considerar evaluar sus resultados comparándolos con el balance hídrico nacional desarrollado por la DGA durante el 2017.

Palabras clave: GRACE, Anomalía de almacenamiento de agua subterránea, cierre del balance hídrico, Norte de Chile.

ABSTRACT

In northern Chile there is a limited supply of surface water, coupled with the drought that the country has been facing since 2010 (Garreaud et al., 2017), which has led to critical states of groundwater exploitation (Suárez et al., 2020). Conventional methods of level monitoring have gaps in the density and coverage of monitoring networks. The Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) mission allows estimation of terrestrial water storage anomalies (TWS), which in combination with the Global Land Data Assimilation System (GLDAS) provides estimates of groundwater storage anomalies. Montecino et al. (2016) evaluated these satellite products for the first time in northern Chile. They observed significant differences in terms of magnitude between estimates obtained with in-situ and remotely sensed data. This research aims to use GRACE and GLDAS data to estimate the variation of underground storage in northern Chile, using the probabilistic water balance closure methodology proposed by Schoups & Nasser (2021), and thus analyse whether GRACE products provide better results than those obtained by Montecino et al. (2016). The applied methodology allowed obtaining a better root mean square error (RMSE) result of 13.6 mm maximum and 13.1 mm minimum with JPL mascons with gain factor. Despite the improved result, the calculated correlations between the modelled and in-situ data are almost zero. These results are associated with limitations in the precipitation data and the limited well data that represent the seasonality of the area. Therefore, it is presented as an opportunity to improve this study by addressing the problem with an aquifer representation approach in order to evaluate whether the satellite products allow reducing the scale of the study area. In addition, as an improvement to the model, the extractions associated with the basin can be incorporated, with the objective of reducing the uncertainty of the representation. Regarding the uncertainty associated with precipitation, the implementation of other satellite products to replace CR2MET should be evaluated. Finally, regarding the data obtained by the Schoups & Nasser (2021) methodology in the study area, it should be considered to evaluate its results by comparing them with the national water balance developed by the DGA during 2017.

Key words: GRACE, Groundwater storage anomaly, closure of the water balance, Northern Chile.

1 INTRODUCCIÓN

El desarrollo socioeconómico, el crecimiento de la población, y los cambios en los patrones de consumo han generado un aumento en la demanda de agua a nivel mundial (WWAP, 2016), lo que afecta la disponibilidad de los recursos hídricos superficiales y subterráneos. En el caso del agua subterránea, se ha detectado una gran reducción en el almacenamiento a nivel mundial, debido a un exceso de extracción de agua en comparación a la recarga de los acuíferos (Frappart & Ramillien, 2018). En el norte de Chile existe una escasa oferta de agua superficial y, en consecuencia, el recurso subterráneo se convierte en el principal insumo para las actividades económicas en la región. Esto, sumado a la sequía que enfrenta el país desde el año 2010 (Garreaud et al., 2017), ha llevado a estados críticos de explotación del agua subterránea (Suárez et al., 2020; DICTUC, 2020; MOP et al., 2020; Viguiet et al., 2019). El monitoreo del almacenamiento y variación de las reservas de agua subterránea se ha vuelto relevante para dar seguimiento a las zonas de escasez hídrica, y llevar a cabo una adecuada planificación y gestión de los recursos en este contexto de escasez.

Los métodos convencionales de monitoreo de niveles freáticos presentan brechas al momento de realizar observaciones a escala regional, debido a que las redes de monitoreo no son densas y su cobertura espacial está limitada a determinadas zonas. Además, el escaso monitoreo, y errores humanos o mecánicos en el registro generan inconsistencia en los datos (Sun et al, 2021; Skaskevych et al., 2020; Śliwińska et al., 2019; Xiao et al., 2015; Rodell et al., 2007). Esto se traduce en un problema al momento de evaluar la variación de almacenamiento de agua subterránea con mediciones in-situ a nivel regional. Una solución desarrollada para abordar la problemática mencionada consiste en el uso de datos satelitales. En particular, la misión Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), liderada por la Administración Nacional de Aeronáutica y el Espacio de los Estados Unidos (NASA), permite estimar variaciones de almacenamiento de agua terrestre (TWS), a través del mapeo de las variaciones del campo gravitatorio de la Tierra

asociadas a la redistribución de masa entre la atmósfera terrestre, océano y componentes sólidos (Watkins & Bettadpur, 2000).

Diversos estudios realizados en los últimos años han incorporado el uso de los datos de anomalías de TWS, y de datos de humedad de suelo y masa de nieve para estimar la anomalía de almacenamiento de agua subterránea (Sun et al, 2021; Skaskevych et al., 2020; Neves et al., 2020; Frappart et al., 2019; Śliwińska et al., 2019; Montecino et al., 2016 Xiao et al., 2015; Rodell, 2007). El producto satelital denominado *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS), es un producto complementario utilizado en diversos estudios relacionados a la estimación de la anomalía de almacenamiento de agua subterránea (Sun et al, 2021; Skaskevych et al., 2020; Śliwińska et al., 2019; Montecino et al., 2016; Shamsudduha, M., Taylor, RG. & Longuevergne, L., 2012; Rodell, M., Velicogna, I. & Famiglietti, J., 2009; Rodell et al., 2007). GLDAS entrega datos del ciclo del agua continental a gran escala, y en particular humedad de suelo y masa de nieve.

En el caso de Chile, Montecino et al. (2016) evaluaron por primera vez el producto satelital GRACE en el norte del país, desde la Región de Arica y Parinacota hasta la Región Metropolitana. Al igual que los estudios mencionados anteriormente, se utilizó GLDAS para estimar la anomalía de almacenamiento subterráneo. Sus resultados muestran que las tendencias de las observaciones de pozos son moderadamente consistentes con las anomalías de almacenamiento subterráneo obtenidas a partir de GLDAS y GRACE. Sin embargo, Montecino et al. (2016) observaron diferencias significativas en términos de magnitud entre las estimaciones obtenidas con datos in-situ y con datos de teledetección, las que se atribuyen a deficiencias en GRACE y/o el modelo GLDAS. Si bien el uso de datos de detección remota genera una oportunidad para estimar las anomalías de almacenamiento subterráneo en diversas cuencas, hay que considerar el desafío que presenta el uso de datos satelitales. Esto debido a que existen errores asociados a los datos, a la escala, errores en los algoritmos de recuperación, entre otros (Khan et al., 2018; Sadeghi et al., 2017; Kumar et al., 2016). Un estudio promisorio desarrollado por Schoups

& Nasserí (2021) en cuencas de Irán aborda esta problemática implementando el cierre del balance hídrico mediante un enfoque probabilístico.

En esta investigación se busca utilizar los datos suministrados por GRACE y GLDAS para estimar la anomalía de almacenamiento subterráneo en el norte grande de Chile, mediante la metodología de cierre del balance hídrico probabilístico propuesta por Schoups & Nasserí (2021), y así analizar si el uso de GRACE aplicado en una zona de estudio menor a la propuesta por Montecino et al. (2016) logra entregar mejores resultados.

1.1 Hipótesis

La hipótesis de este trabajo es que es posible implementar la metodología de cierre del balance hídrico con el enfoque probabilístico propuesta por Schoups & Nasserí (2021), y que mediante ésta se logra reducir el error en la estimación de la anomalía de almacenamiento de agua subterránea a nivel regional en el norte grande de Chile. Lo anterior permite mejorar el entendimiento de los recursos hídricos en zonas con escasez.

1.2 Objetivos

El objetivo general de esta tesis consiste en obtener intervalos de confianza para la anomalía de almacenamiento de agua subterránea a partir del cierre del balance hídrico con datos de teledetección en el norte grande. Para alcanzar el objetivo principal se definieron los siguientes objetivos específicos: 1) implementar una metodología de procesamiento, postprocesamiento y filtrado de datos entregados por GRACE para la zona de estudio; 2) aplicar la metodología de estimación de errores sistemáticos y aleatorios a partir del cierre del balance hídrico, propuesta por Schoups & Nasserí (2021); 3) procesar la información disponible de GLDAS, y así, obtener la anomalía de almacenamiento de

agua subterránea; y 4) validar los datos de anomalía de almacenamiento de agua subterránea obtenidos con GRACE con las mediciones de pozos in-situ.

1.3 Estructura de la tesis

Esta tesis presenta la siguiente estructura: en la sección 2 se describe la metodología utilizada para cerrar el balance hídrico con el método probabilístico y sus respectivos modelos de error. Luego, en la sección 3 se describe la metodología de validación de los resultados estimados de la anomalía de almacenamiento subterráneo. Después, en la sección 4 se define la caracterización de la zona de estudio y datos disponibles, ya sean in-situ u estimados, para dar paso a la sección 5 que plasma los resultados del trabajo. Finalmente, en las secciones 6 y 7 se presentan las discusiones y conclusiones del estudio, respectivamente.

2 Materiales y Métodos

2.1 Estimación de cierre del balance hídrico probabilístico

Para llevar a cabo esta investigación y estimar la anomalía de almacenamiento de agua subterránea a partir de GRACE, se implementó la metodología de cierre del balance hídrico con enfoque probabilístico desarrollada por Schoups & Nasser (2021) en diversas cuencas de Irán. Para resumir la metodología se presenta el esquema de la Figura 1, donde se indican las entradas y salidas del modelo.

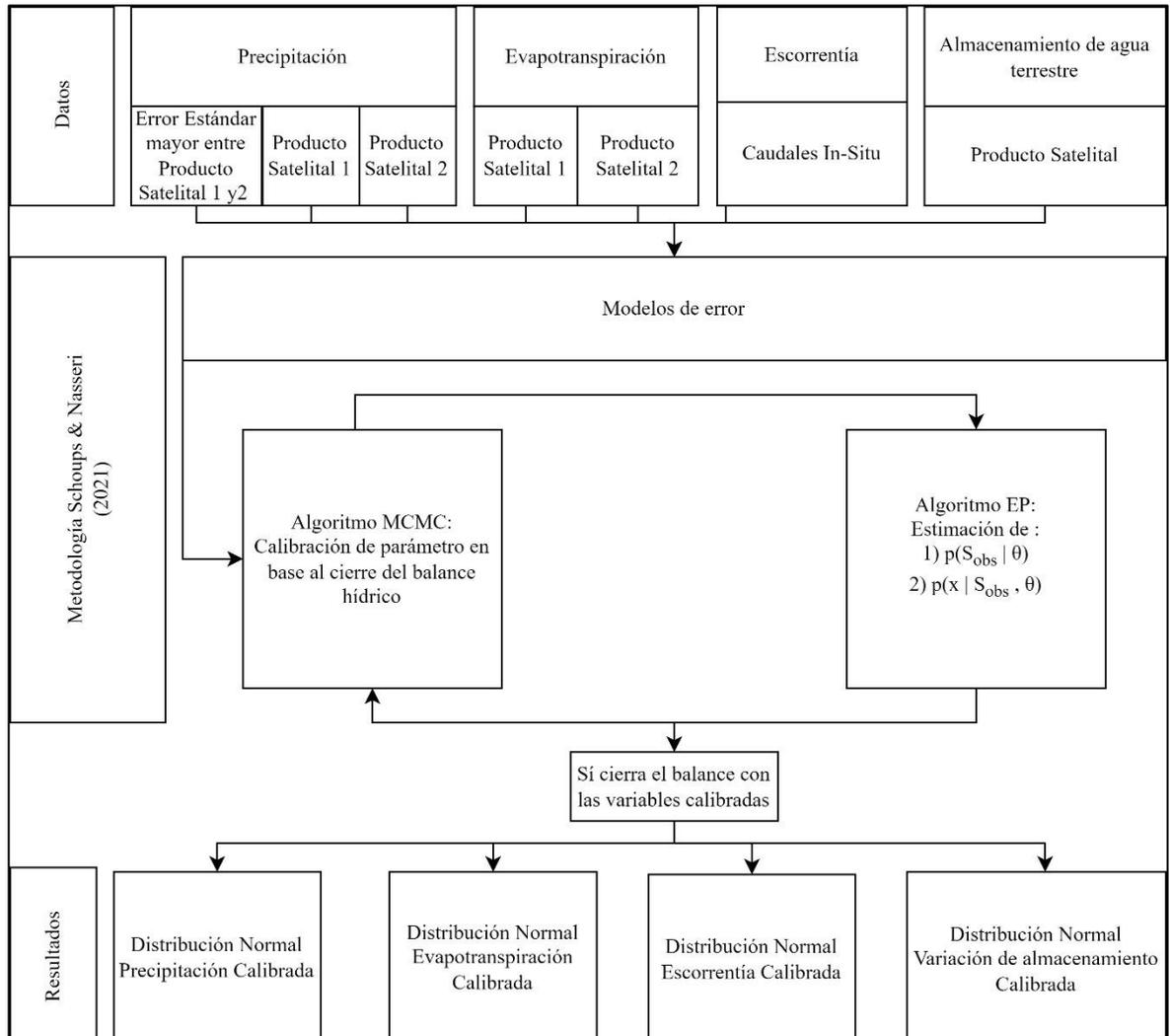


Figura 1. Esquema metodología Schoups & Nasser (2021). Los parámetros presentados en el esquema se definen en el cuerpo del documento y los algoritmos de la metodología corresponden a *Markov chain Monte Carlo* (MCMC) y *Expectation propagation*. (EP)

Las entradas del modelo están asociadas a las variables del balance hídrico de la ecuación (1), donde el valor de cada variable se estima a partir de teledetección y se detalla en la sección 2.4.

$$S_t = S_{t-1} + P_t - E_t - Q_t \quad (1)$$

En la ecuación (1), S_t (mm) y S_{t-1} (mm) corresponden al almacenamiento mensual (agua superficial y agua subterránea) en la zona de estudio para el mes t y el mes anterior, respectivamente; P_t (mm) corresponde a la precipitación y E_t (mm) es la evaporación promedio mensual de la zona de estudio. Finalmente, Q_t (mm) es el caudal mensual en la desembocadura normalizado por el área de la zona de estudio (Schoups & Nasser, 2021).

Cada término de la ecuación (1) se estima a partir de datos satelitales, grillados e in situ de forma independiente, tal como se puede ver en la Figura 1. En el caso del almacenamiento de agua se requiere de una fuente de datos para el modelo, que se detalla su elección en la sección 2.4.1. En el caso de la precipitación y la evaporación se requieren de dos conjuntos de datos, que se detallan en la sección 2.4.2 y 2.4.3. Además, para los datos de entrada de la precipitación se requiere del error estándar promedio para ser utilizado en el modelo de error que se definirá en las siguientes secciones. Respecto a la selección del de error estándar, Schoups & Nasser (2021) no definen un criterio, por lo que para efectos de este estudio se escoge el valor mayor entre los dos datos de precipitación para cada mes. Finalmente, se requieren datos de caudal medidos in-situ para la zona de estudio.

Al utilizar las estimaciones a partir de productos satelitales usualmente no se cierra el balance hídrico, ya que cada medición u observación está sujeta a errores sistemáticos y aleatorios (Schoups & Nasser, 2021). Por lo tanto, para considerar estos errores se establecen modelos de error asociados a cada variable. Estos modelos constan de relaciones probabilísticas paramétricas entre el valor observado y el valor resultante cuando se logra el cierre del balance hídrico, donde los parámetros cuantifican la magnitud de errores sistemáticos y aleatorios. De este modo, el modelo resultante puede verse como un modelo jerárquico bayesiano con dos niveles de incertidumbre. En el modelo anterior, por un lado, se cuenta con un algoritmo de *Markov Chain Monte Carlo* (MCMC) para

calibrar las variables al balance hídrico que están restringidas por distribuciones de probabilidad con parámetros definidos como variables aleatorias. Por otro lado, se calcula, a partir de un algoritmo denominado *Expectation propagation* (EP), la probabilidad de obtener el almacenamiento del producto satelital (S_{obs}) con los parámetros propuestos, y la probabilidad condicional que relaciona las variables del balance con S_{obs} a partir de los parámetros definidos en el primer algoritmo (Schoups & Nasser, 2021). En caso de que el balance hídrico no cierre, y que no se obtenga una similitud entre S_{obs} y las variables del balance, se inicia una nueva iteración donde se calibran nuevamente las variables, se asignan nuevos parámetros y se calibra S_{obs} . Finalmente, al calibrar las variables del modelo, se obtienen distribuciones de probabilidad normal para cada variable del balance y las distribuciones asignadas a los parámetros.

2.1.1 Modelo de error del almacenamiento

Para desarrollar la metodología se definen modelos de error para cada variable del balance hídrico como se mencionó anteriormente. En el caso del almacenamiento, el modelo considera que los datos mensuales a escala de la zona de estudio tienen un comportamiento estacional cíclico, los que cuentan con diferentes amplitudes y fases debido a que los datos están contaminados por las fugas de áreas circundantes a la zona de estudio y por errores de medición (Schoups & Nasser, 2021). Las fugas son producidas por dos razones: (i) las características de la señal de las soluciones mensuales; y (ii) el procesamiento previo de los datos, asociados al truncamiento y filtrado de las señales. Esto genera anomalías en las contribuciones a las variaciones de almacenamiento, y, por otro lado, se incluyen señales no modeladas del sistema terrestre (Warh et al., 2006; Landerer & Swenson, 2012).

El modelo de error establecido para la variable de almacenamiento se basa en una onda sinusoidal ruidosa para cuantificar las diferencias entre los almacenamientos obtenidos por teledetección a escala de la zona de estudio, $S_{obs,t}$, y los almacenamientos del cierre del balance, S_t , obtenidos del modelo estocástico (Schoups & Nasser, 2021):

$$m_{S,t} = S_t + A \sin\left(\omega\left(\frac{t}{12} - \delta\right)\right) \quad (2)$$

$$s_{S,t} = \sigma_S \quad (3)$$

$$S_{obs-calibrado,t} \sim N(m_{S,t}, s_{S,t}^2) \quad (4)$$

La ecuación (2) tiene como objetivo modelar el sesgo de las observaciones a partir de $m_{S,t}$, que corresponde a la media del almacenamiento. Ésta se determina a partir de la variable S_t (mm) que corresponde al almacenamiento mensual, obtenida por el cierre del balance. En la ecuación (2), A (mm) es la amplitud; ω (rad) es la frecuencia, que se fija en $2\pi/\text{año}$, lo que produce una onda sinusoidal con un período de 12 meses; y δ (años) es la fase de los errores. Los parámetros A y δ se calibran para cerrar el balance hídrico, donde inicialmente se les asignan valores aleatorios a priori para reflejar la incertidumbre. A partir de lo establecido por Schoups & Nasser (2021), se define inicialmente A como una distribución log normal con moda 30 mm y un coeficiente de variación de 200% y δ se le asigna una distribución logit normal entre 0 y 1 con media (μ) igual a 0. Luego, estos parámetros varían de acuerdo con su distribución probabilística hasta lograr el cierre del balance hídrico (ver sección 2.1.5). A este proceso se le denomina calibración de variables. A pesar de que a ambos parámetros se le asignen distribuciones de probabilidad, son parámetros invariantes en el tiempo que cubren toda la serie del registro (Schoups & Nasser, 2021).

La ecuación (3) se enfoca en modelar los errores aleatorios de los datos a partir de la desviación estándar, $s_{S,t}$, a la que se le asigna el valor del parámetro σ_S , que se asume desconocido e invariante en el tiempo. A este parámetro se le asigna una distribución log normal de moda 10 mm y coeficiente de variación de 200%, según lo definido por Schoups & Nasser (2021). Este parámetro cuantifica la magnitud de los errores en los datos a escala de la zona de estudio. Estos errores pueden ser causados por dos razones: (i) la deficiencia del modelo de onda sinusoidal, y (ii) el ruido en los datos de teledetección (Schoups & Nasser, 2021).

La ecuación (4) define el almacenamiento obtenido por teledetección calibrado al cierre del balance hídrico, $S_{obs-calibrado,t}$ como la distribución normal con media, $m_{S,t}$, y desviación estándar, $S_{S,t}$.

2.1.2 Modelo de error de precipitación

El modelo de error implementado para generar la relación entre la precipitación observada y aquella que cierra el balance hídrico está dado por (Schoups & Nasser, 2021):

$$m_{P,t} = (1 - w_p)P_{obs1,t} + w_p P_{obs2,t} \quad (5)$$

$$s_{P,t} = \max(\sigma_{P,t}, \frac{1}{2}r_p |P_{obs1,t} - P_{obs2,t}|) \quad (6)$$

$$P_t \sim N(m_{P,t}, s_{P,t}^2) \quad (7)$$

La ecuación (5) modela el sesgo en las observaciones a partir de $m_{P,t}$, que corresponde a la precipitación media, definida como el promedio ponderado de la precipitación de las dos fuentes de datos de teledetección, donde $P_{obs1,t}$ y $P_{obs2,t}$ corresponden a los conjuntos de datos de precipitación mensual promedio en la zona de estudio. El parámetro w_p representa la ponderación de las fuentes de datos y es inicialmente desconocido. Para encontrar su valor, Schoups & Nasser (2021) asignan una distribución inicial logit normal entre 0 y 1 con $\mu = 0$ y $\sigma = 1,4$, y luego se calibra a partir de las iteraciones que se detallan en la sección 2.1.5. Una vez calibrado, este parámetro es invariante en el tiempo y refleja la incertidumbre sobre el sesgo (Schoups & Nasser, 2021).

La ecuación (6) tiene como objetivo modelar errores aleatorios a partir de la desviación estándar, $s_{P,t}$. La desviación estándar se define como el máximo entre $\sigma_{P,t}$, que es el error estándar mayor entre la grilla de precipitación del conjunto 1 y 2, y la diferencia absoluta entre los dos conjuntos de datos de precipitación. Donde r_p se define como factor de escala invariante en el tiempo, y Schoups & Nasser (2021) le asignan una distribución inicial

logit normal entre 0 y 1 con $\mu = 0$ y $\sigma = 1,4$. Para evitar una incertidumbre nula, se restringe el valor $S_{p,t}$ con el error estándar asociado a una de la fuente de datos (Schoups & Nasser, 2021).

Finalmente, la ecuación (7) define la precipitación P_t , como la distribución normal con media, $m_{s,t}$, y desviación estándar, $s_{s,t}$, donde P_t se restringe a valores mayores o iguales a 0.

2.1.3 Modelo de error de evapotranspiración

El modelo de error implementado para corregir la evaporación presenta un enfoque similar al de la precipitación, donde se relaciona la evaporación observada con la que cierra el balance hídrico. Además, se relacionan los conjuntos de teledetección utilizados para la evaporación:

$$m_{E,t} = f_E[(1 - w_E)E_{obs1,t} + w_E E_{obs2,t}] \quad (8)$$

$$s_{E,t} = \max[0.1m_{E,t}, \frac{1}{2}r_E | E_{obs1,t} - E_{obs2,t}|] \quad (9)$$

$$E_t \sim N(m_{E,t}, s_{E,t}^2) \quad (10)$$

La ecuación (8) modela el sesgo en las observaciones a partir de la evapotranspiración media, $m_{E,t}$. Esta se define como el promedio ponderado de los dos conjuntos de datos de evaporación de la zona de estudio, donde $E_{obs1,t}$ y $E_{obs2,t}$ corresponden a los conjuntos de datos satelitales de evapotranspiración mensual, y w_E y f_E son parámetros desconocidos invariantes en el tiempo que representan parámetros de escala. Estos parámetros reflejan la incertidumbre sobre el sesgo, donde a w_E se le asigna una distribución inicial logit normal, al igual que el modelo anterior, y f_E se define como una distribución log normal con moda 1 y coeficiente de variación del 50% (Schoups & Nasser, 2021). Luego, estos parámetros son calibrados de manera similar a la descrita

anteriormente. Es importante notar que f_E se define con el objetivo de entregar un grado adicional de libertad para considerar el sesgo fuera del rango de las dos fuentes de datos (Schoups & Nasser, 2021).

La ecuación (9) modela errores aleatorios en las observaciones a partir de la desviación estándar $S_{E,t}$. Esta se define como el máximo entre la diferencia absoluta escalada de los dos conjuntos de datos de evaporación y el 10% de la evaporación media, donde r_E es un factor de escala invariante en el tiempo, que se le asigna la misma distribución de w_E para reflejar la incertidumbre. En caso de que la diferencia entre ambos conjuntos sea pequeña, se supone un error relativo mínimo del 10% al establecer el 0,1 del sesgo, con el objetivo de evitar una incertidumbre nula (Schoups & Nasser, 2021).

La ecuación (10) define la evapotranspiración que cierra el balance, E_t , como la distribución normal con media, $m_{E,t}$, y desviación estándar, $s_{E,t}$, donde E_t se restringe a valores positivos.

2.1.4 Modelo de error de caudal

El modelo de error asociado al caudal, que relaciona lo observado con el caudal que cierra el balance, se refleja en las siguientes ecuaciones:

$$m_{Q,t} = N(Q_{obs,t}, v_{Q_{obs,t}}) \quad (11)$$

$$s_{Q,t} = a_Q Q_{obs,t} + b_Q \quad (12)$$

$$Q_t \sim N(m_{Q,t}, s_{Q,t}^2) \quad (13)$$

La ecuación (11) modela el sesgo en las observaciones a través del promedio del caudal, $m_{Q,t}$. Esta se define como la distribución normal, donde sus parámetros de media y varianza se definen según: (i) si hay registro de caudal disponible y (ii) si el mes no cuenta con registro. En el caso (i), la media de la distribución normal corresponde a $Q_{obs,t}$, que

es la observación de caudal in situ de dicho mes, y la varianza, $v_{Q_{obs,t}}$, a la cual se le asigna valor nulo. Respecto al caso (ii), la media de la distribución ($Q_{obs,t}$) es equivalente al promedio para ese mes en el registro de datos, y el valor de $v_{Q_{obs,t}}$ se define como la varianza del caudal observada para ese mes en el conjunto de datos (Schoups & Nasser, 2021).

La ecuación (12) modela errores aleatorios a partir de la desviación estándar, $s_{Q,t}$. Esta se define como una función lineal a partir del caudal ($Q_{obs,t}$), donde a_Q y b_Q son valores que se calibran y que inicialmente se le asignan distribuciones normales con moda 0,1 y 0,001, respectivamente, y un coeficiente de variación de 1%, para reflejar la incertidumbre según Schoups & Nasser (2021).

La ecuación (13) define el caudal que cierra el balance, Q_t , como la distribución normal con media $m_{Q,t}$, y desviación estándar $s_{Q,t}$, donde Q_t se restringe a valores positivos o iguales a 0.

2.1.5 Estimación probabilística del cierre del balance

Los modelos de error presentados en las secciones anteriores definen una distribución conjunta sobre todas las variables y parámetros desconocidos. Para resolver el problema se establecen dos vectores: el vector θ que contiene los 10 parámetros asociados a los modelos de error ($A, \delta, \sigma_S, w_p, r_p, f_E, w_E, r_E, a_Q, b_Q$), y el vector x contiene las variables del balance hídrico mensual con una dimensión de $4N+1$ (S_0, P_t, E_t, Q_t, S_t), donde N es el número de meses y S_0 es el almacenamiento de agua el primer mes del registro de datos. Por lo tanto, la distribución conjunta que asocia las variables del balance, los parámetros de los modelos de error y el almacenamiento de agua terrestre se define como $p(x, \theta, S_{obs})$. Cabe señalar que S_{obs} representa toda la serie temporal de observaciones de almacenamiento total (Schoups & Nasser, 2021).

Luego de definir la distribución conjunta, es necesario conocer x y θ . Por lo que en la ecuación (14) establece la distribución para el parámetro θ :

$$p(\theta|S_{obs}) \propto p(\theta)p(S_{obs}|\theta) \quad (14)$$

donde $p(\theta)$ representa la distribución previa de los parámetros y $p(S_{obs}|\theta)$ representa la probabilidad condicional, que se obtiene calculando la constante de normalización de la distribución del balance hídrico para determinados parámetros $p(x|S_{obs}, \theta)$. Esta probabilidad define una función de puntuación para los parámetros de error, es decir, cuantifica hasta qué punto un conjunto específico de valores de parámetros de error da como resultado una coincidencia entre el almacenamiento obtenido a partir del balance hídrico y el almacenamiento a partir de la observación satelital (Schoups & Nasser, 2021).

Luego, la probabilidad conjunta del balance de agua se escribe como:

$$p(x|S_{obs}) = \int p(x|S_{obs}, \theta) p(\theta|S_{obs}) d\theta \quad (15)$$

donde $p(x|S_{obs}, \theta)$ es igual $p(x, S_{obs}|\theta)/p(S_{obs}|\theta)$, que es la distribución de las variables del balance definidas como x para un determinado conjunto de parámetros, y la constante de normalización es igual al parámetro de probabilidad en la función $p(S_{obs}|\theta)$ de la ecuación (14) (Schoups & Nasser, 2021).

Para resolver las distribuciones conjuntas definidas anteriormente, se implementa el código abierto disponible en Github Water Balance Data Fusion, donde se utiliza la API Infer.NET y se plantea un algoritmo que combina el muestreo MCMC con EP. El algoritmo MCMC forma una iteración externa donde se validan los valores asignados a los parámetros de los modelos de error y se verifica que se cierra el balance. Por otro lado, el algoritmo EP genera una iteración interna que calcula la densidad de probabilidad de la

ecuación (14) y la distribución condicional $p(x, S_{obs}|\theta)$ para los parámetros establecidos en el algoritmo MCMC, donde se verifica si dado los parámetros θ se cumple la similitud entre las variables estimadas y S_{obs} . De este modo, se itera hasta encontrar valores para los parámetros que cierran el balance hídrico y que dichas variables coincidan con S_{obs} . Cabe señalar que en cada iteración S_{obs} se calibra con el resto de las variables, por lo que al finalizar la iteración se logra el cierre y se define el almacenamiento de la zona de estudio como $S_{obs-calibrado,t}$. Finalmente, se genera un paso posterior para incluir la incertidumbre en los parámetros de error, donde se calculan los promedios de las distribuciones estimadas a partir de los parámetros muestreados en el algoritmo MCMC.

2.2 Validación de anomalía de almacenamiento de agua subterránea

Luego de implementar el balance hídrico para corregir errores aleatorios y sesgos a las variables del balance, se estimó la anomalía de almacenamiento de agua subterránea. Esta variable se determina a partir de $S_{obs-calibrado,t}$ estimado con la metodología de la sección 2.1, donde se realiza un promedio a toda la serie de datos y se utiliza como línea base de la zona de estudio, por lo que, a cada dato del registro se le resta el promedio. Luego, de establecer la línea de base, se restan los otros componentes del almacenamiento total (Neves et al., 2020):

$$\Delta GWSA = \Delta TWS - (\Delta SM + \Delta SWE) \quad (16)$$

La ecuación (16) representa la anomalía de variación del almacenamiento de agua subterránea, $\Delta GWSA$ (mm), donde ΔTWS (mm) corresponde a la variación de almacenamiento terrestre, que para efectos de este estudio es la variación de almacenamiento respecto a la media del registro de datos $\Delta S_{obs-calibrado,t}$ (mm) (Cooley & Landerer, 2021). Las variables ΔSM (mm) y ΔSWE (mm) corresponden a anomalías de variación de la humedad de suelo y a la variación de agua equivalente de nieve,

respectivamente (Rodell et al., 2006). Estas variables se estiman de la misma forma que lo establecido para ΔTWS .

Para validar la estimación de $\Delta GWSA$, se utiliza la evolución temporal de los niveles de pozos para estimar anomalías observadas del almacenamiento de agua subterránea ($\Delta GWSA_{obs}$):

$$\Delta GWSA_{obs} = \frac{1}{C} \sum_i^N S_i C_i \Delta h_i \quad (17)$$

donde C_i (km^2) corresponde al área de la subárea i , S_i es el coeficiente de almacenamiento específico de la subárea i , Δh_i (mm) es la variación de los niveles de pozos en cada subárea i , o puede calcularse como la anomalía de agua subterránea a partir de la diferencia entre el dato y la media del registro total de la serie (Sun et al., 2010). Para efectos de este estudio se utiliza la anomalía de agua subterránea para poder comparar con los resultados obtenidos y las aplicaciones de otros estudios. Finalmente, C (km^2) corresponde al área total de la zona de estudio (Xiao et al., 2015; Sun et al., 2010).

2.3 Zona de estudio

La zona de estudio corresponde al norte de Chile ($17,5^\circ S - 29,5^\circ S$; Figura 1). Se consideró una subdivisión a partir de las provincias hidrogeológicas, definidas por la Dirección General de Aguas (DGA): Altiplánicas, Cuencas Costeras y Cuencas Centrales. La provincia hidrogeológica de las Cuencas Centrales se divide en cinco subprovincias, pero en esta investigación solamente se consideraron las subprovincias de Valles Transversales y Norte Grande, que son las que se encuentran en el área de estudio (DGA, 1986; Suárez et al., 2021).

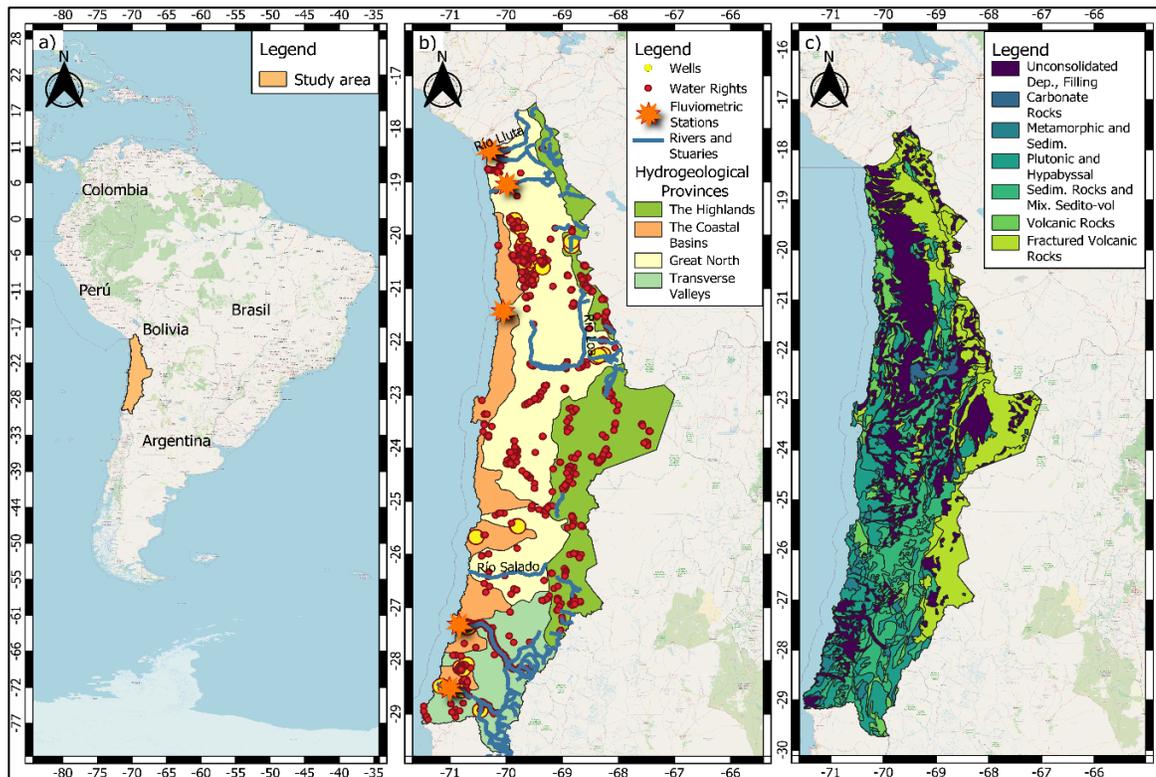


Figura 2. a) Ubicación de la zona de estudio en sudamérica. b) Delimitación provincias y subprovincias hidrogeológicas dentro de la zona de estudio; Además, se presenta la ubicación de estaciones fluviométricas DGA, la ubicación donde existen registros de derechos de agua subterránea y los pozos de monitoreo DGA. c) Descripción geología del Norte de Chile.

La provincia hidrogeológica Altiplánica se encuentra en elevaciones superiores a 3500 m.s.n.m., donde hay presencia de sistemas de agua subterránea debido a rocas volcánicas fracturadas y cuencas endorreicas (Suárez et al., 2021). El potencial hidrogeológico de estas zonas está definido por el invierno altiplánico, con precipitaciones originadas en los trópicos que ocurren durante el verano del hemisferio sur. Esta precipitación es convectiva con un alto grado de variabilidad espacial, y ocurre principalmente entre diciembre y marzo (Johnson et al., 2010; Lobos-Roco et al., 2022).

La provincia de las Cuencas Costeras está delimitada por la cordillera de la costa al este y por el océano Pacífico al oeste, por lo que no presentan aportes de la cordillera de los Andes. Se ubica entre el Norte de Chile hasta la latitud 42°S. La provincia se divide en dos subprovincias: Costera Arreicas y Costeras Exorreicas. La subprovincia Costera Arreica se caracteriza por la ausencia de escurrimiento, por la casi nula presencia de recursos hídricos y se ubica en el Norte Grande (DGA, 1986). La subprovincia Costera Exorreicas se caracteriza por tener algunos acuíferos en los rellenos aluviales ubicados en el sector de los valles transversales, donde su potencial recarga proviene de precipitaciones y la camanchaca (DGA,1986). En la zona central – sur del país se encuentra recurso subterráneo que es recargado por las precipitaciones de la Cordillera de la Costa (DGA,1986).

La provincia de Cuencas Centrales se ubica a largo del país lo que genera variadas características, por lo tanto, esta provincia se subdivide en base a las formaciones acuíferas, su naturaleza y proceso de recarga y descarga (DGA,1986). A partir de estos criterios de división se definen cinco subprovincias: Norte Grande, Valles Transversales, Central – Sur, Zona de Canales, y Pampa Magallánica (Suárez et al., 2021).

En el caso del Norte Grande cuenta con tres sectores definidos debido a la naturaleza de sus acuíferos. El primer sector se ubica en la latitud 18°S-19°S, donde los acuíferos se forman principalmente por depósitos fluviales cuaternarios de los escasos ríos de la región, y la recarga proviene de los cauces transversales desde el altiplano hasta la desembocadura en el mar. Las principales demandas de agua subterránea son agrícolas y de consumo humano que se desarrolla en los valles (DGA,1986). El segundo sector está relacionado con el acuífero de la Pampa del Tamarugal ubicado desde la latitud 19°S hasta 22°S, que corresponde a un acuífero no confinado masivo y heterogéneo, que se conforma dentro de la sucesión del cenozoico tardío y los depósitos aluviales del cuaternario. Este acuífero es uno de los más importantes del norte de Chile debido a que aporta suministros

al consumo humano, agricultura y la industria minera (Viguiet et al., 2018). El tercer sector corresponde al Desierto de Atacama ubicado entre las latitudes 22°S y 27°S, que, a excepción del río Loa, es un sistema arreico (Suárez et al., 2021).

La subprovincia de Valles Transversales se ubica entre los 27°S y 33°S, por lo que la parte septentrional de esta subprovincia se encuentra dentro de la zona de estudio. Los acuíferos de esta provincia están ubicados en depósitos cuaternarios fluviales, su recarga proviene principalmente de ríos y arroyos de la zona. Los acuíferos de esta subprovincia están ubicados en depósitos cuaternarios fluviales. Su recarga proviene principalmente de los ríos y arroyos de la zona. El agua de estos acuíferos se utiliza principalmente para consumo humano e industriales, y para riego agrícola, en caso de que las aguas superficiales no puedan satisfacer la demanda de agua (Suárez et al., 2021).

2.4 Productos satelitales utilizados cerrar el balance hídrico

En la zona de estudio descrita anteriormente se cerró el balance hídrico a partir de datos satelitales. En particular, se utilizaron para los datos de almacenamiento los tres productos de GRACE para evaluar su desempeño (ver sección 2.4.1). Para la precipitación se utilizaron los productos CR2MET (Boisier et al., 2018) y GPM IMERG (Huffman et al., 2019), mientras que para la evaporación se emplearon los productos MOD16A2 (Moreno et al., 2019) y ET_PML_V2 (Zhang et al., 2020). Finalmente, los caudales se obtuvieron a través de datos in-situ proporcionados por la DGA. El rango de tiempo seleccionado inicia en julio del 2002 y termina en enero de 2019. En las siguientes secciones se detalla cada uno de los productos satelitales utilizados, con sus respectivas limitaciones.

2.4.1 Almacenamiento de agua terrestre

GRACE es una misión implementada de manera conjunta por la NASA y el *Deutsches Zentrum für Luftund Raumfahrt* (DLR) bajo el programa *Pathfinder* de Ciencias del

Sistema Terrestre de la NASA, en una primera etapa que va desde el año 2002 hasta el 2017 (Tapley et al., 2004 a, b). Luego, se lanzó su misión sucesora en mayo de 2018 denominada *Gravity Recovery and Climate Experiment Follow-On* (GRACE-FO), la que se lleva a cabo producto de una asociación entre la NASA y el *German Research Centre for Geosciences* (GFZ). Estas misiones utilizan dos satélites idénticos separados por unos 220 km de distancia en una órbita polar a 500 km sobre la Tierra. El objetivo de los satélites es mapear las variaciones del campo gravitatorio (Watkins & Bettadpur, 2000). Estas mediciones se procesan y se generan productos satelitales en formato de coeficientes armónicos esféricos o *mascon*.

Los coeficientes armónicos esféricos son un conjunto ortogonal de soluciones de la ecuación de Laplace respecto al potencial de gravedad ($\nabla^2 W_a = 0$) en función del sistema de coordenadas esféricas, que se utiliza para representar las anomalías de gravedad en el geoide terrestre. Este corresponde a la equipotencial del campo de gravedad de la Tierra que coincide con la superficie del mar no perturbado, es decir, que no es afectado por fuerzas de las mareas y los fenómenos atmosféricos (Barthelmes, 2013). Con respecto a las soluciones *mascon*, éstas corresponden a bloques de concentración de masa en función de los armónicos esféricos donde cada *mascon* representa una adición o reducción de la masa superficial (Watkins et al., 2015).

En esta investigación se utilizaron las soluciones mensuales de los diferentes conjuntos de datos entregados por GRACE. Uno de los productos utilizados corresponde a los armónicos esféricos nivel 2 (que en adelante se denominará GRACE-SH), similar al utilizado por Montecino et al. (2016). Sin embargo, el producto utilizado corresponde a la última versión actualizada (RL06). Estas soluciones son desarrolladas por el *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) de la NASA, el *Center for Space Research at the University of Texas at Austin* (CSR) y GFZ. En cuanto a los *mascon* GRACE nivel 3 versión RL06 (en adelante GRACE-M), se utilizaron los datos desarrollados por los centros de estudio JPL, CSR y *Goddard Space Flight Center* (GSFC). Estos conjuntos de datos fueron

promediados debido a que Cooley & Lander (2021) recomiendan en el manual de usuario de datos nivel 3 este procedimiento para reducir el ruido de las soluciones del campo de gravedad según los resultados obtenidos por Sakumura et al. (2014). Además, se utilizó el producto elaborado por JPL de factores de ganancia para la solución *mascon* (en adelante GRACE-JPL Factor), que son aplicados a señales relacionadas a hidrología.

Para realizar el procesamiento de las soluciones nivel 2 de armónicos esféricos se escogieron los productos de grado y orden 60, debido a que los coeficientes armónicos de mayor grado están dominados por el ruido (Chen, 2005; Longuevergne et al., 2010) y la contaminación de las señales de gravedad de glaciales, hidrológicas y oceánicas (Swenson, 2002). Luego, se postprocesaron los datos a partir de una librería de *Python* denominada GGTOOLS, donde se sustituyeron los coeficientes C20 (grado 2 orden 0), que caracterizan el achatamiento dinámico de la Tierra (Cheng et al., 2013), por las soluciones del Satellite Laser Ranging (SLR). Esta sustitución se realiza debido a que las observaciones de GRACE presentan una fuerte variación que no proviene de variables geofísicas (Cheng & Ries, 2017). El SLR desarrolla productos de posiciones geocéntricas precisas y movimientos de estaciones terrestres, órbitas de satélites, componentes del campo de gravedad de la Tierra y sus variaciones temporales, entre otros (ILRS, 2016).

Con respecto a los coeficientes de grado 1, están relacionados con la elección del marco de referencia. Por lo tanto, se estima el movimiento del geocentro de la Tierra mediante la combinación de datos GRACE con un componente oceánico modelado del geocentro, debido a que los términos de grado 1 no se pueden recuperar multiplicando los coeficientes armónicos esféricos por un factor que depende de los números de *Love* de la carga, a diferencia de los otros coeficientes (Swenson, 2008). Es importante destacar que la omisión de información de grado uno puede generar un impacto en la recuperación de anomalías de masa en latitudes altas y el intercambio de masa oceánicas entre cuencas a gran escala (Chen et al., 2005). Luego, se aplicó el método DDK5 (Kusche et al., 2009) de filtros anisotrópicos de decorrelación para eliminar el ruido sobre los datos de

coeficientes armónicos esféricos entregados por GRACE. Posterior al filtrado, se procedió a delimitar la zona de estudio para obtener los datos de almacenamiento en la región a través de la ecuación (18):

$$\widehat{S}_0 = \frac{4\pi a^3 \rho_e}{3R_0 \rho_w} \sum_{i=0}^{Lmax} \sum_{m=0}^l \frac{2l+l}{1+k_l} (C_{l,m} h_{l,m}^C + S_{l,m} h_{l,m}^S) \quad (18)$$

donde \widehat{S}_0 (m) es el almacenamiento promedio en la zona de estudio; a (m) el radio de la Tierra; ρ_e (5517 kg/m^3) es la densidad media de la Tierra sólida; R_0 (m^2) es el área de la zona de estudio; ρ_w (1000 kg/m^3) es la densidad del agua; k_l son los números de *Love* de grado 1, que representan los efectos de la respuesta de la Tierra a las cargas superficiales; $C_{l,m}$ y $S_{l,m}$ son los coeficientes armónicos esféricos del producto nivel 2 de GRACE de grado l y orden m ; y $h_{l,m}^C$ y $h_{l,m}^S$ son los coeficientes armónicos esféricos que describen la forma de la cuenca de grado l y orden m (Xiao et al., 2015).

Las soluciones *mascon* (mass concentration) están disponibles en los centros JPL, CSR y GSFC. Las soluciones entregadas están basadas en el uso de masas discretas para describir el campo gravitatorio de la Tierra, que es variable en el tiempo producto de la redistribución de la masa de la superficie. Por lo tanto, se derivó un modelo *mascon* de casquete esférico para representar la masa superficial en una superficie esférica, donde cada *mascon* representa una adición o reducción de la masa (Watkins et al., 2015). Para la elaboración del producto existen tres enfoques diferentes: (1) el uso de derivadas parciales explícitas con una expresión analítica para la concentración de masa con el objetivo de relacionar las mediciones entre satélites con los *mascon*. (2) Se relacionan los *mascon* con los datos de tasa de alcance de los satélites, que indica la tasa a la que cambia la distancia entre ambos satélites durante un período de tiempo determinado. La relación entre ambos datos se realiza a través de la expansión de armónicos esféricos truncados en un orden y grados determinados. (3) Se ajustan los *mascon* a los coeficientes armónicos esféricos obtenidos por GRACE enfocado a un postprocesamiento de los datos (Save et

al., 2016). Cabe señalar que los datos utilizados en esta investigación se basan en el punto (2). Respecto al preprocesamiento de los datos *mascon*, al igual que los armónicos esféricos, requiere sustituir los coeficientes C20 de GRACE por los obtenidos por el SLR. Además, para los coeficientes de grado 1 se estima el movimiento del geocentro de la Tierra mediante la combinación de datos GRACE con un componente oceánico modelado del geocentro, y se eliminan los coeficientes asociados al ajuste isostático glacial (GIA) basada en el modelo ICE6G-D de Peltier et al. (2017). Cabe señalar que el producto entregado por JPL tiene incorporado un filtro de reducción de fuga en las costas denominado CRI para separar las porciones de masa del océano y la tierra dentro de cada *mascon* (Wiese et al., 2016).

Con respecto a los factores de ganancia, se generó un producto adimensional asociado a los *mascon* generados por JPL. Es importante señalar que las soluciones *mascon* no requieren postprocesamiento para eliminar errores. Sin embargo, Wiese et al. (2016) desarrolló un algoritmo para reducir errores de fuga y mejorar las estimaciones locales. Cabe señalar que la solución generada para producir los factores de ganancia no es posible aplicarla a otras soluciones GRACE *mascon*, esto debido a la estrategia de procesamiento que utiliza el centro para generar los conjuntos *mascon* en base al campo de gravedad.

2.4.2 Precipitación

2.4.2.1 CR2MET

El conjunto de datos meteorológicos del Centro para la Investigación del Clima y la Resiliencia, CR2MET (CR2, 2020), incluye un producto de precipitación y temperatura cerca de la superficie con datos de 3 horas, en el período 1979-2020, en una cuadrícula de 5 km para Chile continental (Boisier et al., 2018). El desarrollo de este producto responde a la necesidad de contar con datos distribuidos espacialmente coherentes con

la información in-situ disponible para el estudio del clima e hidrología a escala regional y la evaluación de modelos atmosféricos.

La técnica utilizada para la construcción del producto se basa en una reducción estadística de la precipitación entregada por el reanálisis ERA-Interim, y actualmente el ERA5. El producto ERA-Interim es el reanálisis atmosférico global producido por el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) que cubre el período desde 1979 hasta la actualidad. Las grillas de ~70 km incluyen parámetros de superficie cada 3 horas, que describen el clima, condiciones de las olas y la superficie terrestre (Dee et al., 2011). Los modelos estadísticos generados con datos topográficos locales y con variables del ERA-Interim, son calibrados con la red nacional de pluviómetros. En una segunda etapa se utiliza una técnica de interpolación para ajustar la climatología y la variabilidad temporal en regiones cercanas a las estaciones de monitoreo (Dee et al., 2011).

El producto grillado de CR2MET se desarrolló específicamente para Chile. Para su calibración utiliza todos los pluviómetros disponibles en Chile, que corresponden a un total de 874 estaciones. Por lo tanto, este producto es considerado como precipitación de referencia en Chile (Báez, 2021), aunque en las regiones del extremo norte del país se registra un menor desempeño en comparación con las zonas centrales y sur del producto. Esto sucede debido a que en el altiplano del norte de Chile ocurren tormentas convectivas, además de contar con una baja densidad de medición de caudal (Báez, 2021).

Para acceder a los datos de precipitación se ingresó a la página del Centro para la Investigación del Clima y la Resiliencia, en particular a la base de datos de productos grillados desarrollados por el Centro de estudio (CR2, 2020). El formato de los datos es *NETCDF*, por lo que se procesaron las grillas a partir de *Python* con herramientas de *QGIS*.

2.4.2.2 GPM IMERG

El IMERG (*Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM*) es un algoritmo que combina información de la constelación de satélites del *Global Precipitation Measurement* (GPM)

para generar mejores estimaciones espaciales y temporales de precipitación (Huffman et al., 2020). Las estimaciones de precipitación se calculan utilizando la versión 2017 del algoritmo de generación de perfiles Goddard (GPROF2017). Luego, las cuadrículas se calibran con el producto *GPM Combined Radar Radiometer Analysis* (con GPCP calibración climatológica), y combinados en campos de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ cada media hora (Huffman et al., 2020), que incluyen cuadrículas de errores aleatorios asociados al conjunto de datos. El GPROF es un algoritmo que se basa en una técnica bayesiana para generar bases de datos de soporte de perfiles verticales de precipitación y calor latente a través de simulaciones de modelos de resolución de nubes y códigos de transferencia radiativa (Olson et al., 2007).

El GPM es una red internacional de satélites que entrega soluciones de lluvia y nieve, sucesora de la misión *The Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) que operó desde 1997 hasta 2015. El objetivo de esta misión fue medir la distribución y variabilidad de precipitación en los trópicos y en regiones subtropicales (Cosner et al., 2019). El GPM tiene como satélite principal el GPM Core, lanzado el 27 de febrero de 2014, y fue diseñado especialmente para brindar observaciones globales de lluvia y nieve, que opera en una órbita terrestre baja con una inclinación de 65° . Esto permite atravesar órbitas de otros radiómetros de microondas y mapear las latitudes donde se producen la gran mayoría de las precipitaciones globales (Cosner, 2020). La misión GPM fue impulsada por la NASA y la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (*Japan Aerospace Exploration Agency*, JAXA).

El producto grillado de GPM IMERG se puede obtener de diversas páginas de descargas presentadas por la NASA. Sin embargo, para procesar el producto en la zona de estudio se utilizó *Google Earth Engine* (GEE) y se especificó el intervalo de tiempo para descargar los datos. Además, este conjunto de datos cuenta con una grilla asociada al error estándar del producto, por lo tanto, utiliza este error para la implementación de la metodología descrita en la sección 2.1.2.

2.4.3 Evapotranspiración

2.4.3.1 MOD16A2

El producto MOD16A2 versión 6 es un producto con resolución temporal de 8 días y una resolución espacial de 500 m. Este conjunto de datos está basado en la aplicación de soluciones del espectro-radiómetro de imágenes de resolución moderada (MODIS), el cual es un instrumento clave en las misiones Terra y Aqua que recopilan información relevante sobre el ciclo del agua y datos importantes para la investigación y las aplicaciones de los sistemas de la Tierra (Justice et al., 2002). Las variables que entrega este producto satelital es la evaporación total en $\text{kg/m}^2/8\text{día}$, flujo de calor latente medio en $\text{J/m}^2/8\text{día}$, evaporación potencial total y flujo de calor latente potencial medio.

Para el algoritmo de estimación de evapotranspiración se han desarrollado tres métodos (Mu et al., 2011). El primero corresponde a métodos empíricos estadísticos que relacionan la evapotranspiración estimada o medida con índices de vegetación obtenidos por teledetección. El segundo método corresponde a modelos físicos que, por medio de mediciones infrarrojas térmicas, calculan el balance de energía residual de la superficie. El tercer método es la aplicación de la ecuación de Penman- Monteith (Allen et al., 1998). En el caso del producto MOD16A2, se utiliza el tercer método para estimar la evapotranspiración al combinar sensores remotos y datos meteorológicos globales para implementar la ecuación de Penman-Monteith, donde se suma la evapotranspiración del día y de la noche que incluye el flujo de vapor de agua del suelo, la evaporación del dosel húmedo y la transpiración de las plantas del dosel seco (Moreno et al., 2019). Con respecto al producto grillado de MOD16A2 se trabajó directamente en GEE, debido a la disponibilidad de datos.

2.4.3.2 ET PML_V2

Para estimar evapotranspiración, se escogió como segunda entrada del modelo el conjunto de datos PML_V2, que está basado en la ecuación de Penman-Monteith (Allen et al., 1998) en conjunto con el modelo de conductancia de dosel acoplado de agua y carbono de Leuning (Zhang et al., 2019). Este conjunto de datos contiene el producto primario bruto (GPP) en $\frac{gC}{m^2 8día}$ la transpiración de la vegetación (E_c) en mm/8día, la evaporación del suelo (E_s), la vaporización de la lluvia interceptada (E_i) en mm/8día y la evaporación de la masa de agua, hielo y nieve (ET_{water}) en mm/8día (Zhang., 2020). A partir de estas variables, se estimó la evapotranspiración (ET) terrestre según lo propuesto por Zhang et al. (2019):

$$ET = E_s + E_c + E_i \quad (19)$$

El conjunto de datos tiene una resolución temporal de 8 días y una resolución espacial de $0,05^\circ$ con una serie temporal desde el 07-2002 hasta el 08-2019. Para dar origen al conjunto de datos PML_V2 Zhang et al. (2019) utilizan variables de precipitación, temperatura del aire, presión de vapor, radiación de onda corta, radiación de onda larga y velocidad del viento de GLDAS 2.1 de 3 horas. Además, utilizan la concentración de CO_2 , los datos de índice de área foliar (LAI), la reflectividad (Albedo) y la emisividad de MODIS (Zhang et al., 2019) como datos de entrada para determinar el producto PML_V2. El producto obtenido por Zhang et al. (2019) fue calibrado por 95 estaciones de medición a nivel mundial, donde se logró obtener una un buen desempeño del producto respecto a las estaciones seleccionadas (Zhang et al., 2019). Los datos de PML_V2 se descargaron directamente de la página de descripción del proyecto.

2.4.4 Caudal

Para la variable de caudal en la zona de estudio se utilizaron los caudales de los ríos que desembocan al mar, tal como se ve en la Figura 2-b. Los ríos utilizados son el río Lluta, río Camarones, río Loa, río Copiapó y río Huasco (Tabla 1). Cabe señalar que debido a la

falta de disponibilidad de datos fluviométricos, se descartaron los aportes del el Río Salado. Sin embargo, este cauce se caracteriza por ser un río intermitente y tener escurrimientos efímeros que se producen por inviernos altiplánicos intensos que alcanzan las zonas nacientes del río (Niemeyer, 1980).

Los caudales obtenidos en las estaciones fluviométricas de la DGA están en reportados en m^3/s , por lo que para homologar las medidas de caudal a las otras variables del balance se transformaron los datos a escala mensual y se normalizó por el área de drenaje asociado a la cuenca hidrográfica de cada estación. De este modo, se sumaron las salidas de cada río para reflejar la salida total de la zona de estudio.

Tabla 1. Estaciones fluviométricas DGA utilizadas en el estudio.

Nombre Estación	Río	Área de drenaje (km^2)	Rango de fechas disponible	Fuente
Río Lluta en Panamericana	Río Lluta	3437	01-04-2002 a 01-11-2019	DGA, 2022
Río Camarones en Cananoxa	Río Camarones	1926	01-11-2003 a 01-12-2019	DGA, 2022
Río Loa en desembocadura	Río Loa	32820	01-11-2003 a 01-12-2019	DGA, 2022
Río Copiapó en Angostura	Río Copiapó	18324	01-04-2004 a 01-12-2019	DGA, 2022
Río Huasco en Puente Nicolasa	Río Huasco	9616	01-12-2002 a 01-12-2019	DGA, 2022

2.5 Datos empleados para la validación de anomalía de almacenamiento de agua subterránea

Respecto a la validación de anomalía de almacenamiento de agua subterránea, se utilizó el conjunto de datos satelitales de GLDAS para obtener los valores de se humedad de suelo y variación de agua equivalente de nieve. Las mediciones de pozo in-situ se

obtuvieron a partir de los registros de la DGA. El rango de tiempo seleccionado abarca desde julio de 2002 hasta febrero de 2019, esto debido a la disponibilidad de información de los diversos productos satelitales. En las siguientes secciones se detallan los conjuntos de datos utilizados.

2.5.1 GLDAS

Para obtener la anomalía de almacenamiento subterráneo es necesario restar las variables de variación de humedad de suelo y variación de agua equivalente de nieve a las estimaciones de ΔTWS a partir de GRACE. Para esto se utiliza el producto del proyecto *Global Land Data Assimilation System (GLDAS)*. Este producto tiene como propósito inferir observaciones in-situ y satelitales, utilizando técnicas de modelación de la superficie terrestre y asimilación de datos, con dos objetivos: (i) generar campos de estado de la superficie terrestre para humedad de suelo (SM), nieve y temperatura superficial; y (ii) estimar flujos de calor sensible y flujos de evapotranspiración (Rodell et al., 2004 & Ouma et al., 2015). GLDAS utiliza cuatro modelos de superficie terrestre: NOAH, *Comunity Land Model (CLM)*, MOSAIC y Variable Infiltration Capacity (VIC). La resolución espacial del producto es de $0,25^\circ$ y 1° . En esta investigación se utilizó GLDAS NOAH con una resolución espacial de $0,25^\circ$. Además, se utilizaron las cuatro capas de humedad de suelo disponibles en GLDAS: 0 a 10 cm, 10 a 40 cm, 40 a 100 cm y 100 a 200 cm.

2.5.2 Niveles freáticos

La validación de la anomalía de almacenamiento subterráneo requiere de datos de niveles de pozos in-situ. Por lo tanto, se escogieron 40 pozos de la DGA (Figura 2-b) con el objetivo de representar las cuatro provincias hidrogeológicas insertas en la zona de estudio. Se seleccionaron aquellos pozos que no tuvieran influencia por la extracción de agua subterránea, con el objetivo de no representar un efecto puntual en la anomalía de

almacenamiento de agua subterránea. Además, se seleccionaron pozos que tuvieran la mayor disponibilidad de información temporal sin mediciones anómalas.

El almacenamiento específico de cada provincia se estimó a través de un promedio ponderado, a partir del almacenamiento específico asociado a las características litológicas y el área de ocupación del tipo de litología en la zona. Esto se refleja en la Figura 2-c. Por lo tanto, cada unidad geológica se representó con un almacenamiento específico aproximado según sus características, y se determinó un valor promedio en base a la proporción del área relativa a la provincia.

2.6 Resumen de productos satelitales utilizados y datos de entrada al modelo

La Tabla 2 a y b presenta un resumen de los productos satelitales aplicados a cada variable del balance hídrico y para su validación. Además, se detalla la resolución espacial, el intervalo de tiempo disponible de la información y su valor promedio, y la fuente de donde se obtuvo el producto.

Tabla 2-a. Fuentes de datos de variables hidrológicas e hidrogeológicas promediadas espacialmente para la obtención de datos mensuales en la zona de estudio.

Variable	Conjunto de Datos	Resolución Espacial	Rango de fechas datos	Promedio registro de datos	Fuente
TWS – Armónicos Esféricos	GRACE - JPL	-	2002-2019	-1,2 mm	JPL (2021)
	GRACE - GFZ	-	2002-2019		Dahle et al. (2019)
	GRACE - CSR	-	2002-2019		UTCSR (2018)
TWS – <i>Mascon</i>	GRACE - JPL	0,5°	2002-2022	15,4 mm	Wiese et al. (2019)
	GRACE - GFZ	0,5°	2002-2022		Loomis et al. (2019)
	GRACE - CSR	0,25°	2002-2022		Save (2020)
Factor de ganancia <i>mascon</i>	JPL	0,5°	-	0,56	Wiese (2019)
TWS- <i>Mascon</i> JPL con Factor de ganancia	JPL	0,5°	-	4,6 mm	Wiese (2019)
Precipitación	CR2MET	0,05°	1979-2019	5,4 mm	CR2 (2020)
	GPM IMERG	0,1°	2000 – 2021	7,2 mm	Huffman et al. (2019)
	Error Estándar GPM IMERG	0,1°	2000 – 2019	5,9 mm	Huffman et al. (2019)

Tabla 2-b. Fuentes de datos de variables hidrológicas e hidrogeológicas promediadas espacialmente para la obtención de datos mensuales en la zona de estudio.

Variable	Conjunto de Datos	Resolución Espacial	Rango de fechas datos	Promedio registro de datos	Fuente
Evapotranspiración	MOD16A2	0,05°	2001-2022	15,1 mm	Running et al. (2017)
	ET_PML_V2	0,05°	2002-2019	8,8 mm	Zhang (2020)
Caudal	DGA	Zona de Estudio	2002-2019	2,5 mm	DGA (2022)
Humedad de suelo y variación de agua equivalente de nieve	GLDAS	0,25°	2000-2022	-1,2 mm	Rodell et al. (2004) & Beaudoin et al. (2020)
Nivel freático	DGA	-	2002-2022	-0,33 mm	DGA (2022)

3 Resultados

3.1 Variación de almacenamiento

Los tres productos GRACE utilizados en esta investigación presentan la misma tendencia de aumento en el almacenamiento, tal como se observa en la Figura 3. Sin embargo, las magnitudes de los tres productos originales de GRACE (GRACE-SH, GRACE-M y GRACE-JPL Factor) difieren de manera considerable, donde de GRACE-SH presenta mayor magnitud en comparación a los otros productos. Además, GRACE-SH inicia con una magnitud negativa hasta el año 2010, donde se produce un aumento brusco en la serie, lo que se traduce en un aumento en la disponibilidad de agua. Estos valores podrían estar asociados a la contaminación de los datos producto de las fugas de señal de las áreas circundantes. En cambio, GRACE-M y GRACE-JPL Factor presentan una magnitud de almacenamiento positiva desde el 2002 al 2004, lo que indica una disponibilidad positiva

del recurso, que va reduciendo paulatinamente hasta llegar a valores negativos posterior al 2004. Sin embargo, GRACE-M presenta un alza al final de la serie de datos en mayor magnitud que GRACE-JPL Factor. Esto se debe a que GRACE-JPL Factor proviene de *mascon* pero con factores de ganancia que reducen su magnitud para ser aplicado a escalas hidrológicas menores. Cabe señalar que los 3 productos tienen una alta incertidumbre entre los años 2017 y 2018, esto debido a que en ese periodo GRACE estaba siendo sustituido por su misión sucesora GRACE-FO.

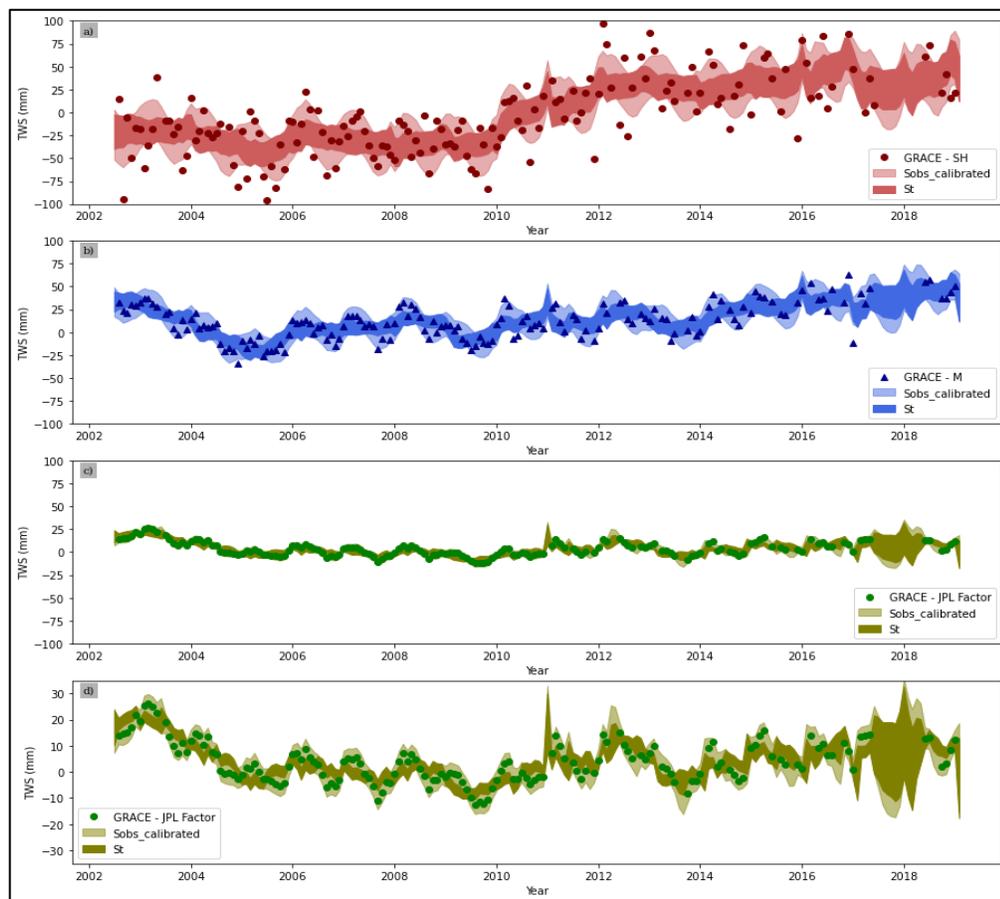


Figura 3. a) Comparación almacenamiento GRACE-SH con S_t y $S_{\text{obs-calibrado},t}$ modelados (intervalos de confianza 90% almacenamiento modelado). b) Comparación almacenamiento GRACE-M con S_t y $S_{\text{obs-calibrado},t}$ modelados (intervalos de confianza 90% almacenamiento modelado). c) Comparación almacenamiento GRACE-JPL Factor con S_t y $S_{\text{obs-calibrado},t}$ modelados (intervalos de confianza 90% almacenamiento

modelado). d) Aumento de escala del gráfico comparación almacenamiento GRACE-JPL Factor con S_t y $S_{obs-calibrado,t}$ modelados para tener mayor detalle de los resultados.

Al implementar la metodología de estimación de errores a través del cierre del balance hídrico se genera un $S_{obs-calibrado,t}$ suavizado respecto a los datos originales de GRACE para los tres productos como se observa en la Figura 3-a, b y c. Sin embargo, las Figuras 3-a y b presentan una banda de mayor incertidumbre y una escala de magnitud considerablemente superior que la Figura 3-c. Estas diferencias pueden estar asociadas a las señales aportantes por las áreas circundantes que contaminan el almacenamiento de la zona de estudio, sin embargo, para GRACE-M las fugas impactan en menor media a la magnitud de TWS del producto.

Respecto al valor de S_t definido en el modelo de error de la sección 2.1.1, se puede observar en la Figura 3-a, b y d que, para la modelación con los tres conjuntos de datos de GRACE, mantiene una similitud con $S_{obs-calibrado,t}$, sin embargo, se presentan diferencias en las amplitudes y *peaks* de las bandas de incertidumbre de ambas variables. En el caso de GRACE-SH presenta mayor diferencia las bandas generadas por S_t y $S_{obs-calibrado,t}$, esto está asociado a los parámetros definidos en el modelo de error para lograr cumplir con la distribución conjunta $p(x, S_{obs}|\theta)$.

Para evaluar el buen desempeño del modelo, Schoups y Nasser (2021) plantean que todo el registro se debe encontrar en la banda determinada a partir de la calibración, esto debido al cumplimiento de la distribución conjunta definida en la sección 2.1.5. Respecto al $S_{obs-calibrado,t}$ presentado en la Figura 3-a indica un menor desempeño al aplicar la metodología, debido a que algunos de los valores originales de GRACE-SH no se encuentran dentro del rango de $S_{obs-calibrado,t}$. En el caso de GRACE-M, existen valores que no se encuentran en la banda de incertidumbre que se refleja en la Figura 3-b. Sin embargo, presenta una menor ocurrencia en comparación al modelo desarrollado con

GRACE-SH. Finalmente, en la Figura 3-d se puede observar que $S_{obs-calibrado,t}$ contiene todos los datos originales de GRACE-JPL Factor en los intervalos de confianza del 90%, lo que demuestra que este producto presenta un mejor desempeño al aplicar la metodología, a diferencia de los otros productos.

3.2 Precipitación

Los valores modelados de precipitación sobreestiman la lluvia de la zona de estudio en comparación con la observación de datos de CR2MET y GPM IMERG (Figura 4). Además, se puede observar una alta incertidumbre en los resultados modelados al utilizar los conjuntos de datos GRACE-SH y GRACE-M. A diferencia de los conjuntos anteriores, GRACE – JPL Factor generó una banda menor de intervalo de confianza de 90%. Sin embargo, a pesar que este conjunto de datos tiene un mejor desempeño al momento de modelar la precipitación con menor incertidumbre, se puede observar que desde el 2011 hacia el presente la incertidumbre comienza a aumentar paulatinamente. En particular se observa una alta incertidumbre el año 2018, lo que coincide con la falta de datos de GRACE en ese periodo. Otro aspecto importante a considerar, es la tendencia al alza de precipitaciones en los datos originales de CR2MET y GPM IMERG, tal como se observa en la Figura 4, donde se replica dicho comportamiento en los resultados del modelo con GRACE-SH, GRACE-M y GRACE-JPL Factor.

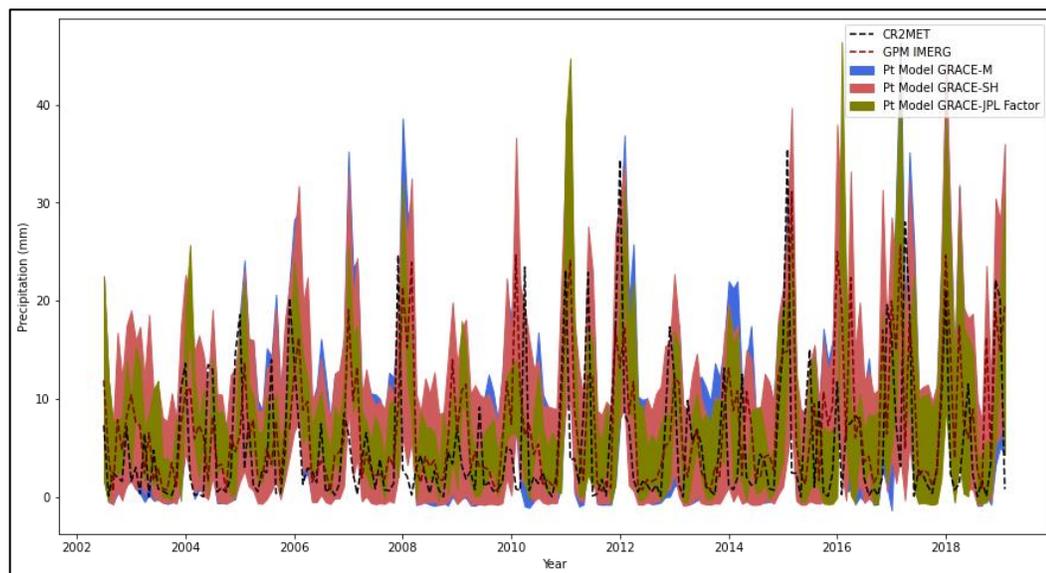


Figura 4. Comparación de la estimación de precipitación (con intervalos de confianza 90%) con GRACE-SH, GRACE-M y GRACE-JPL Factor con resultados de precipitación de los productos CR2MET y GPM IMERG.

En las Figuras 5-a,b y c se compara la similitud que presentan los conjuntos modelados con los datos satelitales de entrada, donde las barras son el espesor de la banda generada para cada modelo y el dato central es la media entre el caso más favorable y el menos favorable de la banda. Respecto a los resultados, muestran una baja similitud entre los datos modelados respecto al conjunto de datos original del CR2MET, donde se obtiene mayor dispersión y un menor coeficiente de determinación (R^2) equivalente a 0,17 (GRACE-SH), 0,12 (GRACE-M) y 0,05 (GRACE-JPL Factor). En cambio, en las Figuras 5-c, d y f se puede observar que los modelos de precipitación generados presentan mayor similitud al conjunto de datos de GPM IMERG, comparados con los datos de CR2MET. Al comparar las precipitaciones modeladas con las precipitaciones de GPM IMERG se obtienen mayores R^2 de 0,89 para GRACE-SH, 0,75 para GRACE-M y 0,54 para GRACE-JPL Factor.

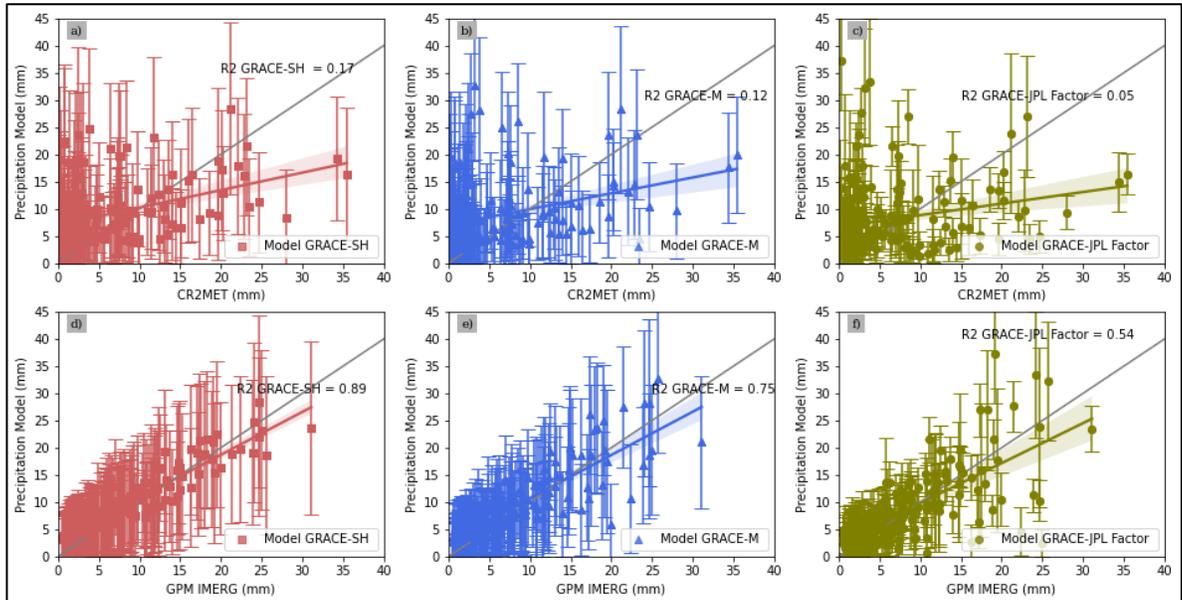


Figura 5. a) Comparación resultados de precipitación modelada con GRACE-SH con valores originales de CR2MET. b) Comparación resultados de precipitación modelada con GRACE-M con valores originales de CR2MET. c) Comparación resultados de precipitación modelada con GRACE-JPL Factor con valores originales de CR2MET. d) Comparación resultados de precipitación modelada con GRACE-SH con valores originales de GPM IMERG. e) Comparación resultados de precipitación modelada con GRACE-M con valores originales de GPM IMERG. f) Comparación resultados de precipitación modelada con GRACE-JPL Factor con valores originales de GPM IMERG. En las Figuras las barras de error representan el grosor de la banda de incertidumbre y el valor central corresponde a la media entre el límite máximo y mínimo.

3.3 Evapotranspiración

La Figura 6 muestran que la evapotranspiración modelada con GRACE-SH, GRACE-M y GRACE-JPL Factor subestima la evapotranspiración estimada en base a observaciones

satelitales. Al igual que en el caso de la precipitación, el modelo de evaporación aumenta su incertidumbre al final de periodo de la serie de tiempo debido a la falta de datos en el registro de los productos GRACE.

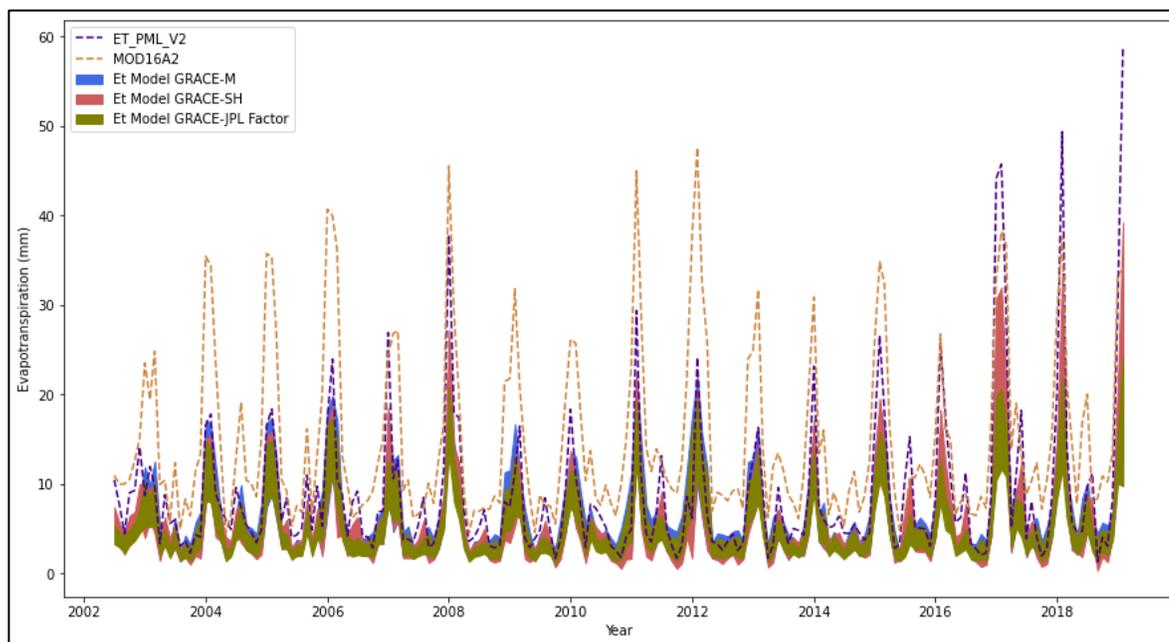


Figura 6. Comparación de la estimación de evapotranspiración (con intervalos de confianza 90%) con GRACE-SH, GRACE-M y GRACE-JPL Factor con estimaciones de evapotranspiración de MOD16A2 y ET_PML_V2.

La Figura 7 compara los resultados de los modelos de evapotranspiración y los valores originales de los productos satelitales. En las Figuras 7-a, b y c se aprecia una menor incertidumbre en los datos en comparación con los datos de precipitación (Figura 5). Además, los modelos de evapotranspiración presentan menores coeficientes de determinación con el producto satelital de MOD16A2 (0,77 para GRACE-SH; 0,86 para GRACE-M; y 0,95 para GRACE-JPL Factor), donde el resultado de GRACE-JPL Factor presenta una mayor similitud a los datos de MOD16A2. En cambio, las Figuras 7-d, e y f

por un lado presentan menor incertidumbre y un mayor coeficiente de determinación, donde GRACE-SH cuenta con un R^2 de 0,97; GRACE-M de 0,89; y 0,77 para GRACE-JPL Factor. A partir de los resultados obtenidos, GRACE-SH presenta mayor similitud a los datos MOD16A2.

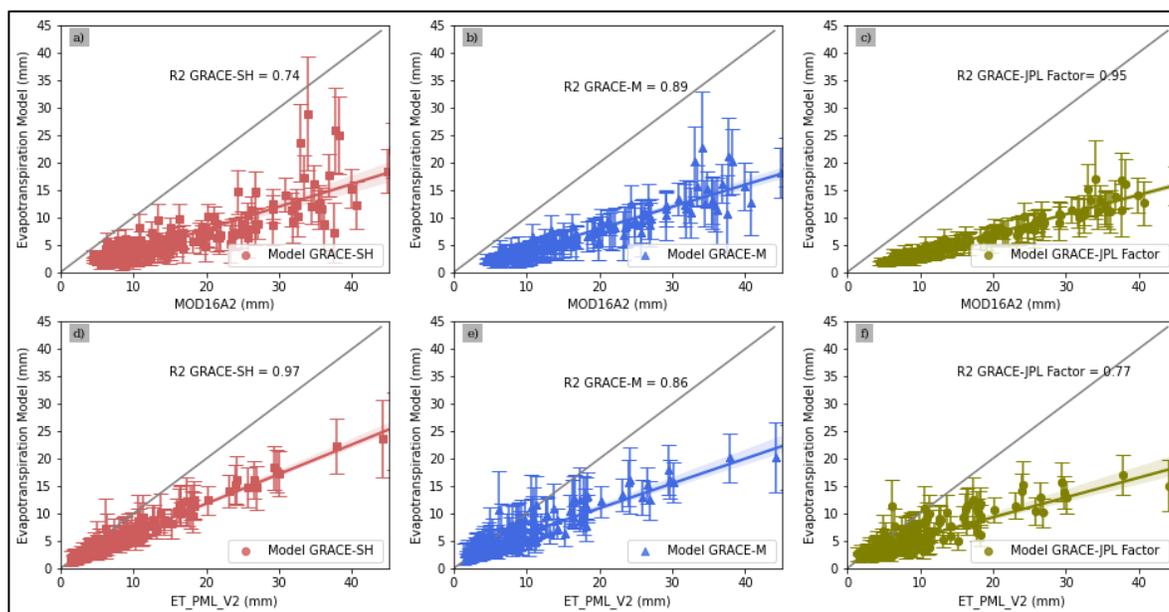


Figura 7. a) Comparación resultados de evapotranspiración del modelo con GRACE-SH y valores originales de MOD16A2. b) Comparación resultados de evapotranspiración del modelo con GRACE-M y valores originales de MOD16A2. c) Comparación resultados de evapotranspiración del modelo con GRACE-JPL Factor y valores originales de MOD16A2. d) Comparación resultados de evapotranspiración del modelo con GRACE-SH y valores originales de ET_PML_V2. e) Comparación resultados de evapotranspiración del modelo con GRACE-M y valores originales de ET_PML_V2. f) Comparación resultados de evapotranspiración del modelo con GRACE-JPL Factor y valores originales de ET_PML_V2. En las Figuras las barras de error representan el grosor de la banda de incertidumbre y el valor central corresponde a la media entre el límite máximo y mínimo.

3.4 Caudal

El caudal modelado se presenta en la Figura 8. El modelo presenta una alta similitud a los datos in-situ, tanto para GRACE-SH, GRACE-M y GRACE-JPL Factor. Además, los resultados presentan una baja incertidumbre. Sin embargo, se puede observar que en los eventos de caudales máximos existe mayor incertidumbre en el modelo, lo cual queda reflejado en las Figuras 9-a, b y c, donde para caudales mayores aumenta la banda de incertidumbre. Respecto a la frecuencia de eventos de crecidas, se puede observar que posterior al 2010 existe un aumento en comparación con años anteriores.

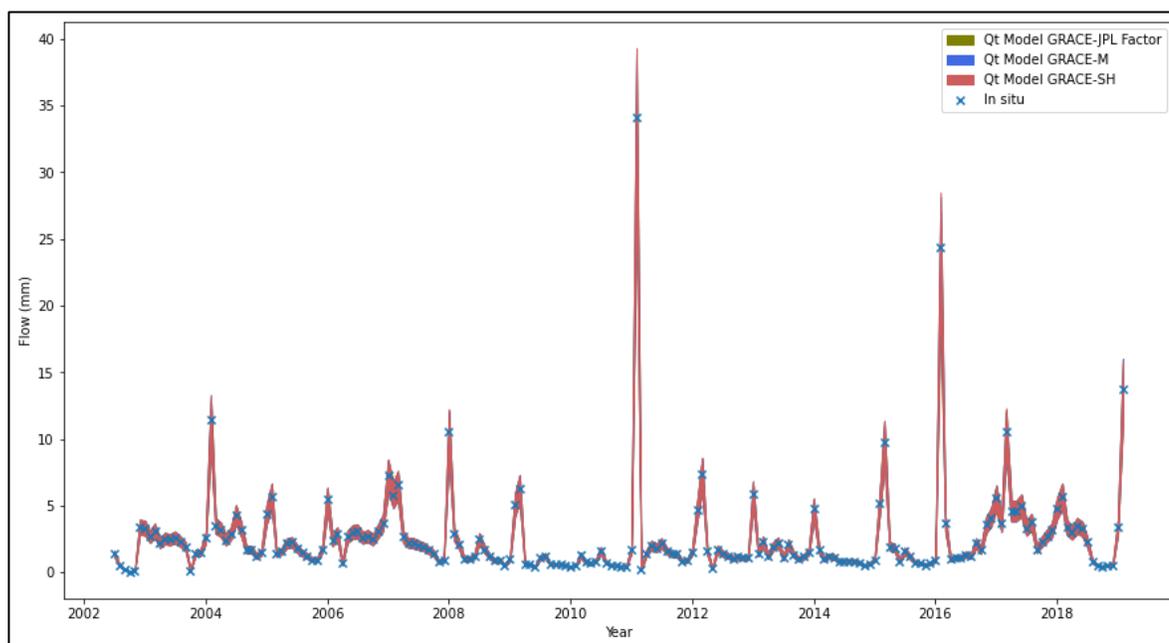


Figura 8. Comparación resultado estimación de caudal (con intervalos de confianza 90%) con GRACE-SH, GRACE-M y GRACE-JPL Factor con factor de ganacia con resultados de medición in-situ.

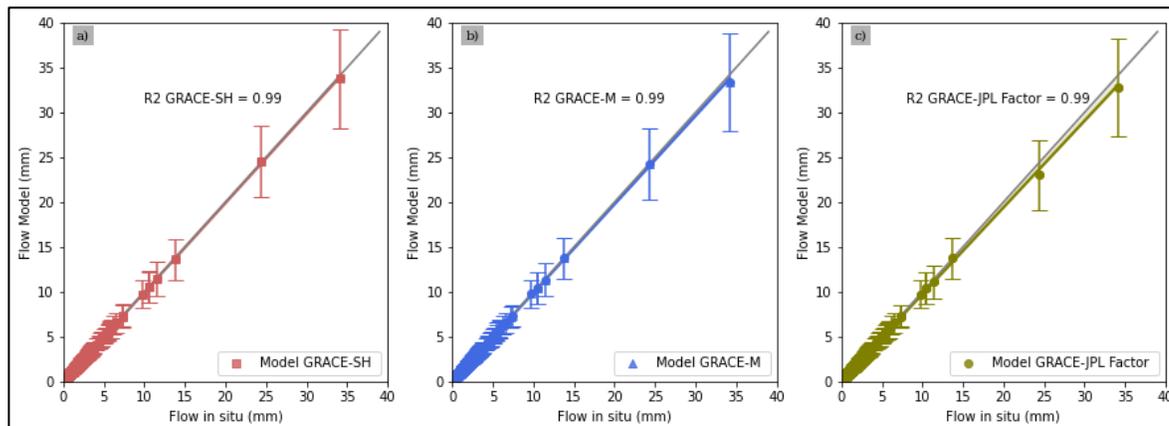


Figura 9. a) Comparación resultados de caudal del modelo GRACE-SH con mediciones in-situ. b) Comparación resultados de caudal del modelo GRACE-M con mediciones in-situ. c) Comparación resultados de caudal del modelo GRACE-JPL Factor con mediciones in-situ. En las Figuras las barras de error representan el grosor de la banda de incertidumbre y el valor central corresponde a la media entre el límite máximo y mínimo.

3.5 Cierre del balance

Para evaluar el desempeño de la metodología, se corrobora que para los diversos productos utilizados de GRACE (GRACE-SH, GRACE-M y GRACE-JPL Factor) en la modelación se logra el cierre del balance hídrico con la variación de almacenamiento terrestre (ΔTWS). Por lo que, se compara la variable ΔS_t (correspondiente a la variación de almacenamiento de la variable S_t definida en la ecuación (1) y (2)) con la estimación de las variables hidrológicas del cierre del balance de la ecuación (1).

En las Figuras 10-a-b-c se presentan el cierre del balance hídrico con la variable ΔS_t y las variables hidrológicas de la ecuación (1), tanto para GRACE-SH, GRACE-M y GRACE-JPL Factor. Los productos GRACE-SH y GRACE-M utilizados en el estudio cierran el balance hídrico (Figuras 10-a y b), debido a que las bandas generadas por ΔS_t están dentro de las bandas generadas por la precipitación, evapotranspiración y escorrentía estimadas.

Sin embargo, presentan un intervalo mayor que ΔS_t , por lo que no se logra cerrar el balance hídrico en algunos puntos. Esto queda reflejado al estimar el error cuadrático medio respecto a las cotas superior e inferior de las bandas de ambas estimaciones, donde para GRACE-SH se obtiene la Raíz de Error Cuadrático Medio (RMSE) de 5,78 mm tanto para la cota máxima como mínima, y en el caso de GRACE-M se obtiene un RMSE de 4,87 para la cota superior como la inferior de las bandas, que son valores mayores al estimado para GRACE-JPL Factor. Finalmente, en la Figura 10-c se puede observar que el resultado de variación de almacenamiento de agua terrestre cierra el balance en gran parte de la serie, ya que las bandas generadas por las variables del balance y ΔS_t se acoplan en el registro de datos. Sin embargo, se obtiene un RMSE de 3,51 mm, menor que los otros dos productos, pero indica que hay puntos donde las dos bandas no se acoplan totalmente. A pesar de lo anterior, se demuestra que el producto satelital de GRACE que presenta mayor desempeño en la zona de estudio es GRACE-JPL Factor.

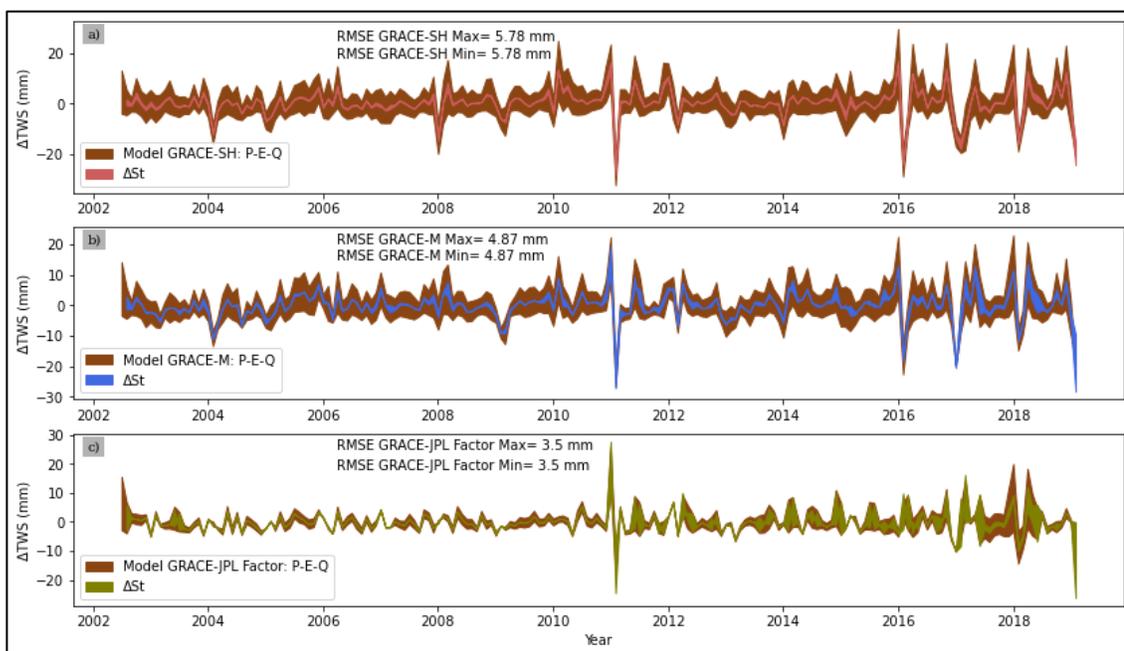


Figura 10. Cierre del balance hídrico del modelo con GRACE-SH (a), GRACE-M (b) y GRACE-JPL Factor (c).

3.6 Validación anomalía almacenamiento de agua subterránea

Para la validación de almacenamiento de agua subterránea se utilizó la ecuación (17), donde se estimó la anomalía de almacenamiento de agua subterránea ($\Delta GWSA$) a partir de $S_{obs-calibrado,t}$. En primer lugar, se obtuvo la diferencia respecto a la media del total de datos. Después, se restó la anomalía de humedad de suelo y la variación de nieve equivalente, obtenidos con GLDAS. Esta resta se aplicó en los límites de las bandas de confiabilidad de 90% obtenidas a partir de los tres productos GRACE, por lo que para el análisis de la anomalía de almacenamiento de agua subterránea se definió según los límites de las bandas de la siguiente forma: $\Delta GWSA_{min}$ y $\Delta GWSA_{max}$.

En la Figura 11 se compara la anomalía de almacenamiento de agua subterránea estimada a partir de: $S_{obs-calibrado,t}$ ($\Delta GWSA$ Model), pozos in-situ ($\Delta GWSA_{obs}$) y la anomalía de almacenamiento subterráneo a partir del valor original de los productos GRACE ($\Delta GWSA$ GRACE – SH, $\Delta GWSA$ GRACE – M y $\Delta GWSA$ GRACE – JPL). Para los datos originales sin calibración de GRACE se mantuvo la misma metodología de la ecuación (17), donde se descontaron los valores de humedad y nieve equivalente al registro original para obtener la variación de almacenamiento subterráneo.

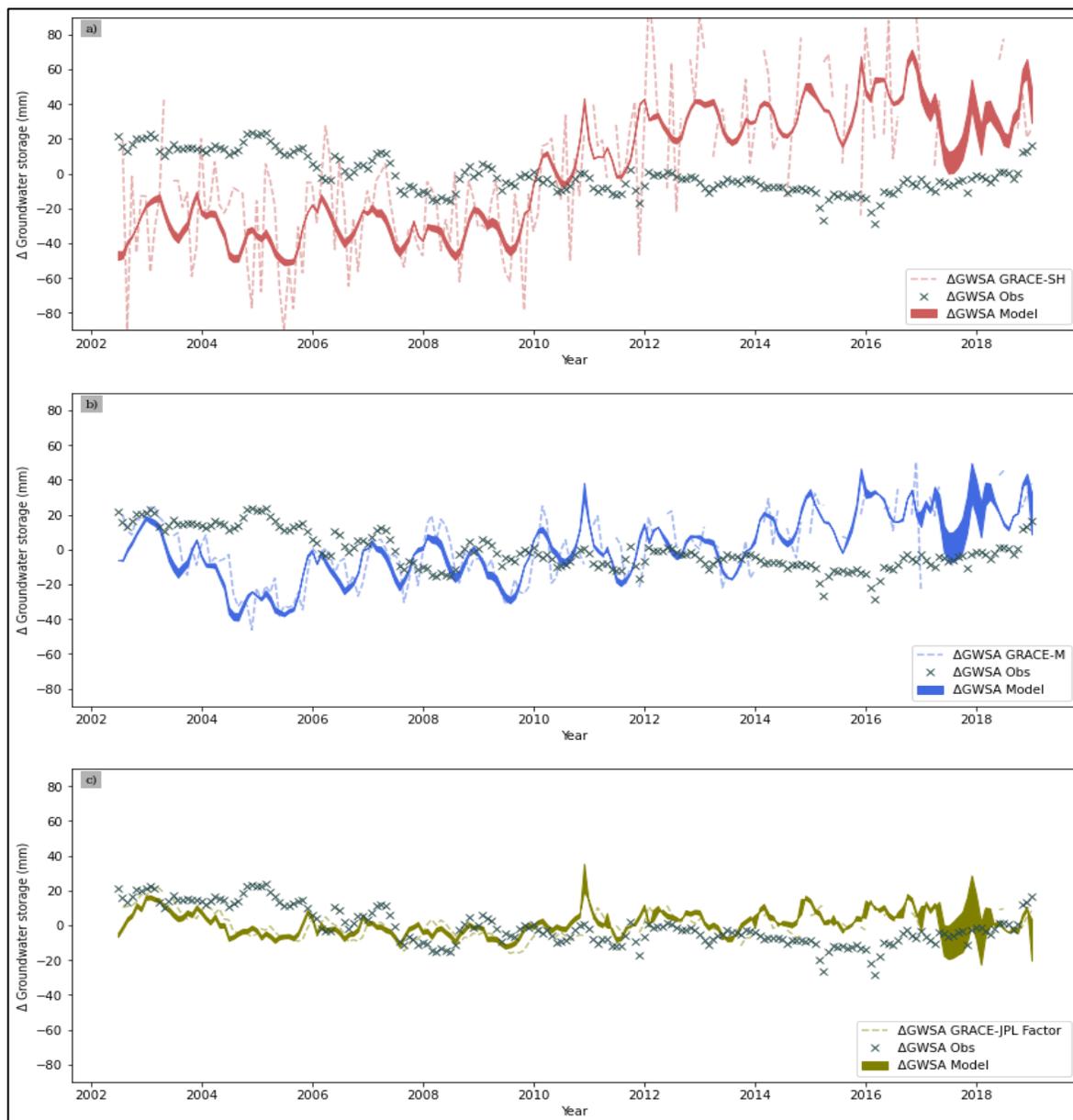


Figura 11. Comparación de $\Delta GWSA$ Model para los tres conjuntos de datos GRACE y datos sin calibrar de $\Delta GWSA$ GRACE-SH (a), $\Delta GWSA$ GRACE-M (b) y $\Delta GWSA$ GRACE-JPL Factor (c) con $\Delta GWSA_{obs}$ de mediciones in-situ.

En la Figura 11-a se puede observar que la anomalía de almacenamiento de agua subterránea para los valores originales de GRACE-SH no coinciden con los valores in-situ, donde se sobreestima la anomalía de almacenamiento subterráneo. Además, como se detalla en la Tabla 3, el RMSE entre $\Delta GWSA_{GRACE-SH}$ y los valores in situ corresponde a 46,4 mm. En cambio, los valores de anomalía de almacenamiento subterráneo para GRACE - SH ΔGWS_{min} y ΔGWS_{max} , se acercan en mayor medida a $\Delta GWSA_{obs}$ reduciendo el RMSE a 41,7 mm y 39,2 mm para $\Delta GWSA_{min}$ y $\Delta GWSA_{max}$, respectivamente. A pesar de mejorar el RMSE, la correlación presentada de los datos en la Tabla 3 es baja tanto para $\Delta GWSA_{min}$ y $\Delta GWSA_{max}$, por lo que existe nula relación entre los datos in-situ y los calibrados por el modelo de error. Con respecto al coeficiente de determinación, se obtiene un valor de 0,3 para $\Delta GWSA_{min}$ y $\Delta GWSA_{max}$, que también es bajo para concluir alguna relación entre la anomalía modelada y observada.

Tabla 3. Valores estadísticos de las anomalías de ΔGWS . La correlación es $Corr$ y se determinar respecto los datos in- situ, al igual que el RMSE. El rango se define como la diferencia entre el mayor valor del registro y el menor.

Conjunto de Dato Utilizado		Corr In-situ (mm)	RMSE In-situ (mm)	Promedio (mm)	Desviación estándar (mm)	Rango (mm)
GRACE – SH	$\Delta GWSA_{min}$	-0,5	41,7	1,3	35,1	123,9
	$\Delta GWSA_{max}$	-0,5	39,2	1,4	32,3	116,0
GRACE - M	$\Delta GWSA_{min}$	-0,4	25,7	1,1	19,5	90,6
	$\Delta GWSA_{max}$	-0,4	23,5	1,2	17,0	79,5
GRACE – JPL Factor	$\Delta GWSA_{min}$	-0,1	13,6	1,2	7,5	48,7
	$\Delta GWSA_{max}$	0,0	13,1	1,2	7,5	42,2
GRACE – SH Original	$\Delta GWSA$	-0,4	46,4	1,4	41,7	226,9
GRACE – M Original	$\Delta GWSA$	-0,4	24,9	1,4	18,7	101,7
GRACE – JPL Factor Original	$\Delta GWSA$	0,0	12,2	1,4	6,0	29,4
Observaciones	$\Delta GWSA_{obs}$	-	-	-0,5	10,9	52,5

En el caso de GRACE-M (Figura 11-b), el conjunto original del producto satelital se acerca al rango de valores de $\Delta GWSA_{obs}$ con un RMSE de 24,9 mm. Sin embargo, persisten las diferencias de magnitud entre los datos observados y los originales. En el caso de los valores GRACE-M, calibrados $\Delta GWSA_{min}$ y $\Delta GWSA_{max}$ se obtiene (al igual que el caso anterior) una mayor similitud en el rango de valores con $\Delta GWSA_{obs}$ y un RMSE menor que el producto anterior de 25,7 mm y 23,5 mm, respecto a $\Delta GWSA_{min}$ y $\Delta GWSA_{max}$, respectivamente. A pesar de contar con una mejora en la diferencia de magnitud, persiste la baja correlación para las cotas máxima y mínima entre los valores modelados e in-situ de ΔGWS .

El valor de $\Delta GWSA$ de GRACE-JPL FACTOR original se asemeja de manera casi total a $\Delta GWSA$ modelado (Figura 11-c). El RMSE respecto a $\Delta GWSA_{obs}$ es de 13,1 mm para la

cota superior y 13,6 mm para la cota inferior. Sin embargo, ambos conjuntos de $\Delta GWSA$ se acercan a las observaciones in-situ, pero no son capaces de simular su estacionalidad, por lo que se obtiene una baja correlación en comparación a los otros productos (-0,1 para la cota mínima de la solución y 0,0 para la cota máxima).

4 Discusión

La metodología aplicada permitió obtener las distintas distribuciones de cada componente del balance hídrico, donde en las Figuras 3 y 10 se refleja que hay consistencia en el cierre para la modelación con los diversos productos GRACE aplicados a la zona de estudio. En particular, la solución GRACE-JPL Factor presenta un mejor desempeño al aplicar la metodología, ya que los datos originales del producto GRACE se ubican dentro del rango generado por $S_{obs-calibrado,t}$ (Schoups y Nasserri, 2021). Además, la Figura 10 refuerza el cierre del balance hídrico al acoplar las bandas de resultados de S_t y la resolución de $P_t - E_t - Q_t$ obtenidos a partir del modelo.

A pesar de obtener un buen cierre del balance hídrico al utilizar la metodología propuesta, y de estar dentro del rango de valores esperados, se obtuvo que las correlaciones de $\Delta GWSA$ modelado y determinado a partir de pozos in-situ son casi nulas. Lo anterior indica que no existe una relación significativa entre los datos modelados e in-situ. En otros estudios donde se ha estimado la anomalía de almacenamiento agua subterránea a partir de datos de GRACE, combinados con modelos como GLDAS, se obtienen coeficientes de correlación que van desde 0,3 hasta 0,9 (Li et al., 2019; Frappart & Ramillien, 2018; Xiao et al., 2015), lo que indica limitaciones al momento de implementar la metodología.

Las discrepancias entre lo observado y lo modelado pueden atribuirse a varias razones. En primer lugar, existe una limitación en los valores asociados a la precipitación, ya que se debe considerar un aspecto importante de la grilla del CR2MET. Este conjunto de datos

en las regiones del extremo norte del país registra un menor desempeño en comparación con las zonas Centrales y Sur del producto, debido a que en el norte de Chile presentan tormentas convectivas que ocurren en el altiplano y en la zona hay una baja densidad de medición de caudal (Báez, 2021). Por lo tanto, para trabajos futuros se debe evaluar la aplicación de otros conjuntos de datos para precipitación (en particular en la zona norte) para desarrollar el balance hídrico.

En segundo lugar, las mediciones in-situ de niveles de pozos también tienen limitaciones que pueden impactar el resultado de la validación. Como se puede ver en la Figura 2, hay zonas que cuentan con derechos de agua registrados. Sin embargo, no figuran con el monitoreo de nivel de agua en zonas aledañas al sector. En particular, se puede observar que las cuencas costeras y las cuencas Altiplánicas no cuentan con un monitoreo robusto en sus respectivos sectores. Además, todo el sector central de la zona de estudio ubicado cerca de Antofagasta no cuenta con monitoreo, lo que puede generar un resultado poco representativo de los cambios en el almacenamiento de agua subterránea de la zona de estudio y diferencias considerables al momento de la validación. Por lo tanto, para futuras aplicaciones y evaluaciones del producto GRACE se deben generar redes de monitoreo robustas en las zonas con bajo monitoreo de niveles.

Respecto a la anomalía de almacenamiento subterráneo, se puede observar en la Figura 11-c que existe una tendencia al aumento de disponibilidad de agua. Estos resultados no se relacionan con la condición de sequía que experimenta el país desde hace unos años, donde lo esperado es visualizar una disminución en la disponibilidad de agua. En diversos estudios realizados en acuíferos del norte de Chile se ha obtenido como resultado descensos en los niveles freáticos. Por ejemplo, Viguier et al. (2019) obtuvieron que el aumento de las extracciones en el acuífero de la Pampa del Tamarugal provocó un descenso sostenido de -9.8 ± 5.8 cm/año durante el periodo de 2008 y 2018. Por otro lado, en el acuífero del Valle de Azapa se registra la misma condición de disminución de niveles producto de las extracciones en la zona, lo que ha llevado a este acuífero a un estado de

sobreexplotación (DICTUC, 2020). Finalmente, en el Plan Estratégico de Gestión Hídrica en la Cuenca del Huasco también se observó una disminución de niveles. Sin embargo, posterior al año 2016 existe una recuperación de los niveles freáticos (MOP et al., 2020). Por lo que, a pesar de las limitaciones en la anomalía de almacenamiento subterráneo de los datos in situ ($\Delta GWSA_{obs}$), se puede observar la tendencia al descenso de los niveles. Sin embargo, al final del periodo existe un aumento en la disponibilidad de agua, lo que refleja el comportamiento en el acuífero del Huasco.

Por otro lado, se puede observar en la Figura 11 que hasta el año 2014 el $\Delta GWSA_{obs}$ tiene un comportamiento estacional asociado a posibles recargas, luego la curva tiende a volverse recta con un leve descenso. Este comportamiento afecta al momento de evaluar el desempeño de GRACE ya que en varios estudios se relaciona el comportamiento de caudales o precipitación para evaluar la estacionalidad de la recarga de los datos in-situ (Sun et al., 2021; Neves et al., 2020; Śliwińska et al., 2019). En este estudio, debido a la baja disponibilidad de pozos que cumplieran con el requerimiento de continuidad de registro, y con la restricción de estar a una distancia mínima donde las extracciones de agua subterráneas no impacten los niveles observados, no se logró evaluar el requerimiento de estacionalidad de la recarga en los pozos en relación con las precipitaciones y caudales. Esto podría explicar la baja correlación entre los resultados modelados y observados a nivel mensual. En cuanto a la escala anual la serie obtenida a partir de GRACE no refleja la tendencia de los datos in situ, ya que lo modelado genera una tasa de aumento de 0,43 mm/año, en cambio, los datos in situ presentan una tasa de descenso de -1,1mm/año. Por lo tanto, para tener una mejor representación de la zona de estudio y mejorar la aplicación de GRACE se debe considerar un modelo que represente los periodos de recarga de los acuíferos.

Al momento de generar el caudal total representativo a todas las salidas disponibles de la cuenca, no se obtuvo registro de datos del Río Salado, por lo que se descartó su flujo de salida. El Río Salado es un río efímero, que se activa durante las tormentas del invierno

altiplánico (Niemeyer, 1980). Sin embargo, esta suposición no presentó una limitación al momento de implementar la metodología, ya que se obtuvo una alta correlación entre lo ingresado al modelo y el dato de flujo calibrado, donde para los tres productos se obtuvieron coeficientes de determinación de aproximadamente 1, tal como se indica en la Figura 9.

Considerando las limitaciones presentadas, el conjunto de datos GRACE que más se acerca a la estimación de anomalías de almacenamiento de agua subterránea, corresponde al producto GRACE-JPL Factor. Este método produce un RMSE máximo de 13,6 mm y un RMSE mínimo de 13,1 mm. Estos valores son menores en comparación a los otros datos disponibles de esta misión. Con respecto a estudios relacionados, Montecino et al. (2016) obtuvo un RMSE de 21,5 mm entre lo estimado por GRACE y mediciones in-situ para la zona del norte grande, considerando una mayor área. Por lo que, en este estudio se logra mejorar el indicador de distancia entre lo modelado y lo observado en la zona de estudio. Por lo tanto, para la aplicación de datos GRACE en Chile quedaría pendiente resolver la limitación de la estacionalidad de las recargas de los datos in situ para la validación.

5 Resumen y conclusiones

En este estudio implementó la metodología del cierre del balance hídrico de Schoups y Nasser (2021). Se generaron procesamientos y postprocesamientos de tres productos GRACE (armónicos esféricos, *mascon* y factores de ganancia de JPL) para estimar la anomalía de almacenamiento subterráneo en el norte grande de Chile, donde se tuvo en cuenta las limitaciones asociadas a la resolución y los impactos en los límites costeros de Chile.

La metodología utilizada tiene un enfoque probabilístico para relacionar las variables del balance hídrico con el registro de almacenamiento total de agua terrestre en la zona de

estudio, con el objetivo de obtener los intervalos de confianza en que se mueve la anomalía de almacenamiento de agua subterránea, y así evaluar si se logra reducir el error de estimación de esta variable. Esta metodología consiste en un modelo jerárquico bayesiano, donde los errores asociados a sesgo e incertidumbre se consideran como variables aleatorias desconocidas. El método calcula la distribución de los parámetros desconocidos en relación con las variables del balance hídrico junto con los parámetros de los modelos de error (Schoups y Nasserí, 2021). Al implementar la metodología se logra generar un cierre del balance hídrico en la zona de estudio, donde se obtiene distribuciones de probabilidad normal para las variables S, P, E y Q. De las variables señaladas, se utiliza el almacenamiento de agua terrestre para obtener la anomalía de almacenamiento de agua subterránea, donde se procesaron los datos de GLDAS para restar humedad suelo y nieve al resultado de almacenamiento de agua terrestre.

Respecto a la implementación de la metodología, se logró cerrar satisfactoriamente el balance hídrico con el enfoque probabilístico de Schoups y Nasserí (2021). Los datos de $S_{obs-calibrado,t}$, que contienen todos los datos originales de GRACE-JPL Factor, logran un mejor desempeño al aplicar la metodología propuesta (RMSE mínimo y máximo de 13,1 y 13,6 mm, respectivamente). Sin embargo, se obtuvo un mal desempeño en las correlaciones, ya que son bajas. Esto puede estar asociado a las limitaciones en el conjunto de datos de precipitación y la escasa red de monitoreo de agua subterránea en el norte de Chile. A pesar de estas limitaciones, se debe destacar que los valores están dentro del mismo rango de los resultados, pero no coinciden con los aumentos o descensos de disponibilidad de agua.

Para la validación de los resultados de las anomalías de almacenamiento de agua subterránea, se utilizaron datos in-situ de pozos en la zona de estudio para comparar con los resultados obtenidos a partir del modelo.

A pesar de las limitaciones de disponibilidad de monitoreo de agua subterránea, caudales y el bajo desempeño del conjunto de datos de precipitación CR2MET, el estudio logró disminuir el RMSE de 21,5 mm presentado por Montecino et al. (2016), considerando un área menor con el conjunto de GRACE-JPL Factor. Por lo que este estudio genera un punto de partida para futuras implementaciones para el entendimiento de la disponibilidad de agua en el país a partir de datos satelitales con escasez de datos in-situ, donde como oportunidad de mejora se deben considerar varias líneas de acción para mejorar la evaluación de desempeño de las soluciones de GRACE.

Producto a la limitación de monitoreos de niveles freáticos para representar la zona de estudio según las restricciones de selección, se debe abordar el problema con enfoque de representación de acuífero para evaluar si los productos satelitales permiten reducir la escala de la zona de estudio y obtener resultados más prometedores al momento de evaluar la estacionalidad de los datos in situ y satelitales. Además, se puede incorporar como mejora al modelo las extracciones asociadas a la cuenca, donde se puede modelar a partir de los derechos de agua asignados en la zona, con el objetivo de reducir la incertidumbre de la representación. Además, se puede reducir la incertidumbre asociada a la precipitación evaluando la implementación de otros productos satelitales y verificar si se modifica la estacionalidad de los datos. Con respecto a los datos obtenidos por la metodología de Schoups & Nasser (2021) en la zona de estudio, se puede evaluar sus resultados comparándolos con el balance hídrico nacional desarrollado por la DGA durante el 2017.

REFERENCIAS

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. (1998) *Crop evapotranspiration — guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organization, Rome. <https://www.fao.org/3/x0490e/x0490e00.htm>

Baez-Villanueva, O. M., Zambrano-Bigiarini, M., Mendoza, P. A., McNamara, I., Beck, H. E., Thurner, J., Nauditt, A., Ribbe, L. & Thinh, N. X. (2021). On the selection of precipitation products for the regionalisation of hydrological model parameters. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(11), 5805-5837. <https://doi.org/10.5194/hess-25-5805-2021>

Barthelmes, F. (2013). Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models: theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). <http://icgem.gfz-potsdam.de/str-0902-revised.pdf>. (Scientific Technical Report STR ; 09/02). Potsdam : Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 32 S.: Ill.. graph. Darst. p.

Beaudoin, H. and M. Rodell, NASA/GSFC/HSL (2020), GLDAS Noah Land Surface Model L4 3 hourly 0.25 x 0.25 degree V2.1, Greenbelt, Maryland, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed: [05-08-2021]. 10.5067/E7TYRXPJKWOQ

Boisier, J. P., Alvarez-Garreton, C., Cepeda, J., Osses, A., Vásquez, N. F. R., & Rondanelli, R. (2018). CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile. EGU General Assembly Conference Abstracts, 19739. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2018EGUGA..2019739B/abstract>

Chen, J. L., Rodell, M., Wilson, C. R. & Famiglietti, J. S. (2005). Low degree spherical harmonic influences on Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) water storage estimates. *Geophysical Research Letters*, 32(14), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005gl022964>

Cheng, M., Tapley, B. D. & Ries, J. C. (2013). Deceleration in the Earth's oblateness. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2), 740-747. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50058>

Cheng, M. & Ries, J. (2017). The unexpected signal in GRACE estimates of \dot{C}_{20} . *Journal of Geodesy*, 91(8), 897-914. <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0995-5>

Cooley, S. & Landerer, F. (2021). Level-3 Data Product User Handbook. https://podaac-tools.jpl.nasa.gov/drive/files/allData/gracefo/docs/GRACE-FO_L3_Handbook_JPL.pdf

Cosner, C., Huffman, G., McCarty, W., & Reed, J. (2019). *The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) | NASA Global Precipitation Measurement Mission*. Global Precipitation Measurement. Recuperado 12 de agosto de 2022, de <https://gpm.nasa.gov/missions/trmm>

Cosner, C., Huffman, G., McCarty, W., & Reed, J. (2020). *GPM Core Observatory | NASA Global Precipitation Measurement Mission*. Global Precipitation Measurement. Recuperado 13 de agosto de 2022, de <https://gpm.nasa.gov/missions/GPM/core-observatory>

CR2 (2020). *Productos grillados | Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia - CR2*. Productos grillados. https://www.cr2.cl/datos-productos-grillados/?cp_cr2met=3

Dahle, C., Flechtner, F., Murböck, M., Michalak, G., Neumayer, K. H., Abrykosov, O., Reinhold, A., König, R. (2019): GRACE-FO Geopotential GSM Coefficients GFZ RL06. V. 6.0. GFZ Data Services. https://doi.org/10.5880/GFZ.GRACEFO_06_GSM

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., . . . Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>

DICTUC. (2020). Diagnóstico para la Gestión de Explotación del Acuífero Valle de Azapa. En Dirección General de Aguas (DGA). Recuperado 22 de diciembre de 2022, de <https://snia.mop.gob.cl/sad/SUB5917v1.pdf>

Dirección General de Aguas (DGA). (1986). *Mapa Hidrogeológico de Chile*. <https://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/DGA054.pdf>

Frappart, F. & Ramillien, G. (2018). Monitoring Groundwater Storage Changes Using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Satellite Mission: A Review. *Remote Sensing*, 10(6), 829. <https://doi.org/10.3390/rs10060829>

Garreaud, R. D., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J. & Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6307-6327. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017>

Huffman, G.J., E.F. Stocker, D.T. Bolvin, E.J. Nelkin, Jackson Tan (2019), GPM IMERG Final Precipitation L3 1 month 0.1 degree x 0.1 degree V06, Greenbelt, MD,

Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed: [18-10-2021]. [10.5067/GPM/IMERG/3B-MONTH/06](https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM-IMERG-3B-MONTH/06)

Huffman, J., Bolvin, D., Nelkin, E., & Tan, J. (2020, octubre). *Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG) Technical Documentation*. https://gpm.nasa.gov/sites/default/files/2020-10/IMERG_doc_201006.pdf

International Laser Ranging Service A service of the International Association of Geodesy. (2016). *ILRS Overview*. ILRS. Recuperado 01 de agosto de 2022, de <https://ilrs.gsfc.nasa.gov/about/Overview.html>

Johnson, E., Yáñez, J., Ortiz, C., & Muñoz, J. (2010). Evaporation from shallow groundwater in closed basins in the Chilean Altiplano. *Hydrological Sciences Journal*, 55(4), 624–635. <https://doi.org/10.1080/02626661003780458>

Justice, C., Townshend, J., Vermote, E., Masuoka, E., Wolfe, R., Saleous, N., Roy, D. & Morisette, J. (2002). An overview of MODIS Land data processing and product status. *Remote Sensing of Environment*, 83(1-2), 3-15. [https://doi.org/10.1016/s0034-4257\(02\)00084-6](https://doi.org/10.1016/s0034-4257(02)00084-6)

Khan, M. S., Liaqat, U. W., Baik, J. & Choi, M. (2018). Stand-alone uncertainty characterization of GLEAM, GLDAS and MOD16 evapotranspiration products using an extended triple collocation approach. *Agricultural and Forest Meteorology*, 252, 256-268. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.01.022>

Kumar, S. V., Zaitchik, B. F., Peters-Lidard, C. D., Rodell, M., Reichle, R., Li, B., Jasinski, M., Mocko, D., Getirana, A., De Lannoy, G., Cosh, M. H., Hain, C. R., Anderson, M., Arsenault, K. R., Xia, Y. & Ek, M. (2016). Assimilation of Gridded GRACE Terrestrial Water Storage Estimates in the North American Land Data Assimilation System. *Journal of Hydrometeorology*, 17(7), 1951-1972. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-15-0157.1>

Landerer, F. W. & Swenson, S. C. (2012). Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. *Water Resources Research*, 48(4). <https://doi.org/10.1029/2011wr011453>

Li, B., Rodell, M., Kumar, S., Beaudoin, H. K., Getirana, A., Zaitchik, B. F., Goncalves, L. G., Cossetin, C., Bhanja, S., Mukherjee, A., Tian, S., Tangdamrongsub, N., Long, D., Nanteza, J., Lee, J., Policelli, F., Goni, I. B., Daira, D., Bila, M., . . . Bettadpur, S. (2019). Global GRACE Data Assimilation for Groundwater and Drought Monitoring: Advances and Challenges. *Water Resources Research*, 55(9), 7564-7586. <https://doi.org/10.1029/2018wr024618>

Lobos-Roco, F., Hartogensis, O., Suárez, F., Huerta-Viso, A., Benedict, I., de la Fuente, A. & Vilà-Guerau de Arellano, J. (2022). Multi-scale temporal analysis of evaporation on a saline lake in the Atacama Desert. *Hydrology and Earth System Sciences*, 26(13), 3709-3729. <https://doi.org/10.5194/hess-26-3709-2022>

Loomis, B. D., Luthcke, S. B. & Sabaka, T. J. (2019). Regularization and error characterization of GRACE mascons. *Journal of Geodesy*, 93(9), 1381-1398. <https://doi.org/10.1007/s00190-019-01252-y>

Longuevergne, L., Scanlon, B. R. & Wilson, C. R. (2010). GRACE Hydrological estimates for small basins: Evaluating processing approaches on the High Plains Aquifer, USA. *Water Resources Research*, 46(11). <https://doi.org/10.1029/2009wr008564>

Ministerio de Obras Públicas (MOP), Dirección General de Aguas (DGA), UTP Hídrica & ERIDANUS. (2020). Plan Estratégico de Gestión Hídrica en la Cuenca de Huasco. En KIMEN Repositorio Digital de Estudios. Recuperado 22 de diciembre de 2022, de <https://www.repositoriodirplan.cl/handle/20.500.12140/32780#:~:text=El%20objetivo%20general%20es%20proponer,que%20toman%20decisiones%20respecto%20al>

Montecino, H. C., Staub, G., Ferreira, V. G. & Parra, L. B. (2016). MONITORING GROUNDWATER STORAGE IN NORTHERN CHILE BASED ON SATELLITE OBSERVATIONS AND DATA SIMULATION. *Boletim de Ciências Geodésicas*, 22(1), 1-15. <https://doi.org/10.1590/s1982-21702016000100001>

Moreno, A., Mu, Q., Running, S. & Zhao., M. (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://lpdaac.usgs.gov/documents/494/MOD16_User_Guide_V6.pdf

Mu, Q., Zhao, M. & Running, S. W. (2011). Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115(8), 1781-1800. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.02.019>

NASA Jet Propulsion Laboratory (JPL) (2018) GRACE STATIC FIELD GEOPOTENTIAL COEFFICIENTS JPL RELEASE 6.0. DOI: <https://doi.org/10.5067/GRGSM-20J06>

Neves, M. C., Nunes, L. M. & Monteiro, J. P. (2020). Evaluation of GRACE data for water resource management in Iberia: a case study of groundwater storage monitoring in the Algarve region. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 32, 100734. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100734>

Niemeyer, H. (1980). *HOYAS HIDROGRÁFICAS DE CHILE: TERCERA REGIÓN*. <https://web.archive.org/web/20181111130729/http://documentos.dga.cl/CUH2886v3.pdf>

Olson, W. S., Yang, S., Stout, J. E. & Grecu, M. (2007). The Goddard Profiling Algorithm (GPROF): Description and Current Applications. *Measuring Precipitation From Space*, 179-188. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5835-6_14

Ouma, Y. O., Aballa, D., Marinda, D., Tateishi, R. & Hahn, M. (2015). Use of GRACE time-variable data and GLDAS-LSM for estimating groundwater storage variability at small basin scales: a case study of the Nzoia River Basin. *International Journal of Remote Sensing*, 36(22), 5707-5736. <https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1104743>

Richard Peltier, W., Argus, D. F. & Drummond, R. (2018). Comment on “An Assessment of the ICE-6G_C (VM5a) Glacial Isostatic Adjustment Model” by Purcell et al. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 2019-2028. <https://doi.org/10.1002/2016jb013844>

Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C. J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J. K., Walker, J. P., Lohmann, D. & Toll, D. (2004). The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 381-394. <https://doi.org/10.1175/bams-85-3-381>

Rodell, M., Chen, J., Kato, H., Famiglietti, J. S., Nigro, J. & Wilson, C. R. (2006). Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. *Hydrogeology Journal*, 15(1), 159-166. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0103-7>

Rodell, M., Velicogna, I. & Famiglietti, J. S. (2009). Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, 460(7258), 999-1002. <https://doi.org/10.1038/nature08238>

Running, S., Mu, Q., Zhao, M. (2017). MOD16A2 MODIS/Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500m SIN Grid V006 [Data set]. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2022-07-03 from <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD16A2.006>

Sadeghi, M., Babaeian, E., Tuller, M. & Jones, S. B. (2017). The optical trapezoid model: A novel approach to remote sensing of soil moisture applied to Sentinel-2 and Landsat-8 observations. *Remote Sensing of Environment*, 198, 52-68. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.05.041>

Sakumura, C., Bettadpur, S., & Bruinsma, S. (2014). Ensemble prediction and intercomparison analysis of GRACE time-variable gravity field models. *Geophysical Research Letters*, 41(5), 1389-1397.

Save, H., Bettadpur, S. & Tapley, B. D. (2016). High-resolution CSR GRACE RL05 mascons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(10), 7547-7569. <https://doi.org/10.1002/2016jb013007>

Save, Himanshu. 2020. "CSR GRACE and GRACE-FO RL06 Mascon Solutions v02". [doi: 10.15781/cgq9-nh24](https://doi.org/10.15781/cgq9-nh24).

Schoups, G. & Nasserri, M. (2021). GRACEfully Closing the Water Balance: A Data-Driven Probabilistic Approach Applied to River Basins in Iran. *Water Resources Research*, 57(6). <https://doi.org/10.1029/2020wr029071>

Shamsudduha, M., Taylor, R. G. & Longuevergne, L. (2012). Monitoring groundwater storage changes in the highly seasonal humid tropics: Validation of GRACE measurements in the Bengal Basin. *Water Resources Research*, 48(2). <https://doi.org/10.1029/2011wr010993>

Skaskevych, A., Lee, J., Jung, H. C., Bolten, J., David, J. L., Policelli, F. S., Goni, I. B., Favreau, G., San, S. & Ichoku, C. M. (2020b). Application of GRACE to the estimation of groundwater storage change in a data-poor region: A case study of Ngadda catchment in the Lake Chad Basin. *Hydrological Processes*, 34(4), 941-955. <https://doi.org/10.1002/hyp.13613>

Śliwińska, J., Birylo, M., Rzepecka, Z. & Nastula, J. (2019). Analysis of Groundwater and Total Water Storage Changes in Poland Using GRACE Observations, In-situ Data, and Various Assimilation and Climate Models. *Remote Sensing*, 11(24), 2949. <https://doi.org/10.3390/rs11242949>

Suárez, F., Leray, S., & Sanzana, P. (2021). *Chapter 5 Groundwater Resources* (2021 ed.). Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-56901-3>

Sun, K., Hu, L., Liu, X. & Yin, W. (2021). Reconstructing Terrestrial Water Storage Anomalies Using Satellite Data to Evaluate Water Resource Shortages from 1980 to 2016 in the Inland Yongding River Basin, China. *Geofluids*, 2021, 1-12. <https://doi.org/10.1155/2021/7275242>

Sun, A. Y., Green, R., Rodell, M. & Swenson, S. (2010). Inferring aquifer storage parameters using satellite and in situ measurements: Estimation under uncertainty. *Geophysical Research Letters*, 37(10), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010gl043231>

Swenson, S. & Wahr, J. (2002). Methods for inferring regional surface-mass anomalies from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) measurements of time-variable gravity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B9), ETG 3-1. <https://doi.org/10.1029/2001jb000576>

Swenson, S., Chambers, D. & Wahr, J. (2008). Estimating geocenter variations from a combination of GRACE and ocean model output. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B8). <https://doi.org/10.1029/2007jb005338>

a) Tapley, B. D., Bettadpur, S., Ries, J. C., Thompson, P. F. & Watkins, M. M. (2004). GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System. *Science*, 305(5683), 503-505. <https://doi.org/10.1126/science.1099192>

b) Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M. & Reigber, C. (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, 31(9), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004gl019920>

GRACE. 2018. GRACE_GSM_L2_GRAV_CSR_RL06. Ver. 6.0. PO.DAAC, CA, USA. DOI: <https://doi.org/10.5067/GRGSM-20C06>

Viguier, B., Jourde, H., Leonardi, V., Daniele, L., Batiot-Guilhe, C., Favreau, G. & De Montety, V. (2019). Water table variations in the hyperarid Atacama Desert: Role of the increasing groundwater extraction in the pampa del tamarugal (Northern Chile). *Journal of Arid Environments*, 168, 9-16. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2019.05.007>

Viguier, B., Jourde, H., Yáñez, G., Lira, E. S., Leonardi, V., Moya, C. E., García-Pérez, T., Maringue, J. & Licteuout, E. (2018). Multidisciplinary study for the assessment of the geometry, boundaries and preferential recharge zones of an overexploited aquifer in the Atacama Desert (Pampa del Tamarugal, Northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 86, 366-383. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.018>

Programa Mundial de Evaluación de los Recursos Hídricos (WWAP). (2016). The United Nations World Water Development Report 2016: Water and Jobs. Recuperado de <https://en.unesco.org/themes/water-security/wwap/wwdr/series>

Wahr, J., Swenson, S. & Velicogna, I. (2006). Accuracy of GRACE mass estimates. *Geophysical Research Letters*, 33(6). <https://doi.org/10.1029/2005gl025305>

Watkins, M. M., Wiese, D. N., Yuan, D. N., Boening, C. & Landerer, F. W. (2015). Improved methods for observing Earth's time variable mass distribution with GRACE using spherical cap mascons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(4), 2648-2671. <https://doi.org/10.1002/2014jb011547>

Watkins, M. & Bettadpur, S. (2000). The GRACE Mission: The Challenges of Using Micron-Level Satellite – to – Satellite Ranging to Measure the Earth’s Gravity Field. <https://trs.jpl.nasa.gov/bitstream/handle/2014/15034/001040.pdf?sequence=1&isAllowed=y> - <https://trs.jpl.nasa.gov/handle/2014/15034>

Wiese, D. N., Landerer, F. W. & Watkins, M. M. (2016). Quantifying and reducing leakage errors in the JPL RL05M GRACE mascon solution. *Water Resources Research*, 52(9), 7490-7502. <https://doi.org/10.1002/2016wr019344>

Wiese, D. N., Yuan, D. -N., Boening, C., Landerer, F. W., Watkins, M. M. 2019. JPL GRACE Mascon Ocean, Ice, and Hydrology Equivalent Water Height RL06 CRI Filtered Version 02. Ver. 02. PO.DAAC, CA, USA. Dataset accessed [2022-03-21] at <https://doi.org/10.5067/TEMSC-3JC62>

Xiao, R., He, X., Zhang, Y., Ferreira, V. & Chang, L. (2015). Monitoring Groundwater Variations from Satellite Gravimetry and Hydrological Models: A Comparison with in-situ Measurements in the Mid-Atlantic Region of the United States. *Remote Sensing*, 7(1), 686-703. <https://doi.org/10.3390/rs70100686>

Zhang, Y., Kong, D., Gan, R., Chiew, F. H., McVicar, T. R., Zhang, Q. & Yang, Y. (2019). Coupled estimation of 500 m and 8-day resolution global evapotranspiration and gross primary production in 2002–2017. *Remote Sensing of Environment*, 222, 165-182. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.12.031>

Zhang, Y. (2020). PML_V2 global evapotranspiration and gross primary production (2002.07-2019.08). National Tibetan Plateau Data Center. DOI: 10.11888/Geogra.tpd.c.270251. CSTR: 18406.11.Geogra.tpd.c.270251.