

Un modelo de mareas para el Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia (AGGO), utilizando observaciones del gravímetro superconductor SG038

*A tidal model for the Argentinean-German Geodetic
Observatory (AGGO) by using superconducting
gravity observations of SG038*

Ezequiel Darío Antokoletz*
Claudia Noemí Tocho**
Hartmut Wziontek***

Recibido 18 de febrero 2020; aceptado 29 de mayo 2020

Resumen

El Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia (AGGO) es un observatorio fundamental de geodesia ubicado en las cercanías de la ciudad de La Plata, Argentina. AGGO cuenta con las principales técnicas geodésicas espaciales, GNSS, VLBI y SLR. Por otra parte, AGGO posee un Laboratorio de Gravimetría, donde el gravímetro superconductor (SG) SG038 realiza mediciones en forma continua de las variaciones de gravedad, desde diciembre del año 2015. Además, el gravímetro absoluto FG5-227 provee un valor de gravedad absoluto de referencia para AGGO y para Latinoamérica desde enero del año 2018. En este trabajo se presenta un modelo de mareas obtenido a partir del análisis de tres años de observaciones del SG. Los SGs son

* Universidad Nacional de La Plata, Argentina, correo electrónico:

cantokoletz@fcaglp.unlp.edu.ar. ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-7822-1300>.

** Universidad Nacional de La Plata, Argentina, correo electrónico: ctocho@fcaglp.unlp.edu.ar. ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4133-9863>.

*** Federal Agency for Cartography and Geodesy (BKG), Alemania, correo electrónico: hartmut.wziontek@bkg.bund.de. ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4139-714X>.

capaces de medir variaciones de la gravedad en un gran espectro de amplitudes y frecuencias, desde mareas terrestres hasta efectos hidrológicos. Para analizar distintos efectos en las observaciones de un SG, primero debe realizarse un cuidadoso tratamiento de la señal observada. Para esto se obtuvieron los residuos preliminares, luego de eliminar las principales fuentes de variaciones de gravedad. Saltos y picos ocasionados por terremotos, cortes de luz, etc., fueron eliminados de la señal residual y a su vez filtrada, obteniendo una señal suave y continua. Luego, las señales de mareas terrestres y carga oceánica fueron restituidas a la señal residual. El procesamiento de la señal resultante se realizó con la última versión del software ETERNA ETA34-X, incluyendo el grado 3 del potencial de marea de ciertas ondas de marea en el análisis de marea. Como resultado del análisis de tres años de observaciones, se obtuvieron los parámetros de marea de 55 grupos de onda. En segundo lugar, se ha analizado el impacto de distintos modelos de marea oceánica en los parámetros, con el fin de separar los efectos de marea terrestre y carga oceánica.

Palabras clave: *gravímetro superconductor, Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia, parámetros de marea.*

Abstract

The Argentinean-German Geodetic Observatory (AGGO) is a fundamental geodetic observatory located close to the city of La Plata, Argentina. All relevant space geodetic techniques are established at AGGO: GNSS, VLBI and SLR. A Gravity Lab is also installed, where the superconducting gravimeter (SG) SG038 has been continuously measuring gravity variations since December 2015. Moreover, the absolute gravimeter FG5-227 has provided a gravity reference value for the Observatory and Latin America since January 2018. Through the analysis of three years of superconducting gravity data, an Earth tidal model is presented. The SGs are capable to measure gravity variations in a wide range of amplitudes and frequencies, from Earth tides to hydrological effects. In order to analyse different effects in the SG observations, a careful pre-processing of the signal has to be done before. To do so, the preliminary residuals were obtained by subtracting the principal constituents of the signal. Spikes caused by earthquakes were eliminated and a few gaps were filled. The residuals were then filtered to obtain a smooth and continuous signal. Afterwards, Earth tides and ocean tide loading signals that were previously subtracted, were restored to the corrected residuals. The tidal analysis was performed with the last version of the ETERNA ETA34-X software, including independent estimates of degree 3 of the potential of some tidal constituents. After the tidal analysis of three years of SG observations, parameters of 55 tidal constituents were obtained. Moreover, in order to separate the effects of Earth tides and ocean tide loading, different ocean tide models were compared.

Key words: *Superconducting gravimeter, Argentinean-German Geodetic Observatory, Tidal parameters.*

Introducción

El Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia (AGGO)¹ es un observatorio fundamental de geodesia ubicado en el Parque Pereyra Iraola, en las cercanías de la ciudad de La Plata, Argentina (Figura 1). El mismo surge como un proyecto conjunto entre la Agencia Federal para la Cartografía y la Geodesia (BKG)² de Alemania y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) de Argentina. AGGO cuenta con las principales técnicas geodésicas espaciales: interferometría de base muy larga (VLBI)³, láser a satélite (SLR)⁴ y sistemas de navegación por satélite (GNSS)⁵. Por otra parte, AGGO cuenta con un laboratorio de gravimetría donde un gravímetro superconductor (SG) es operado en forma continua desde el 16 diciembre del año 2015, y un gravímetro absoluto (AG) realiza determinaciones de gravedad absoluta desde enero del año 2018. El patrón de tiempo y frecuencia del observatorio se mantiene a través de relojes atómicos, un máser de hidrógeno y dos de cesio.

Como mediciones complementarias, AGGO cuenta con una estación meteorológica con sensores de precipitación, presión atmosférica, humedad, dirección y velocidad del viento y radiación solar. Además, sensores hidrológicos fueron instalados en cooperación con el Centro Alemán de Investigación en Geociencias (GFZ).⁶

Anteriormente, los instrumentos formaban parte del Observatorio Geodésico Integrado Transportable (TIGO)⁷ instalado en los alrededores de la ciudad de Concepción, Chile (Hase *et al.*, 2003). En abril del año 2015, luego de un traslado por tierra de más de 3 000 kilómetros, AGGO se establece como el único observatorio geodésico con estas características en América del Sur y el Caribe. Las coordenadas geodésicas de AGGO en el marco de referencia POSGAR07 época 2006.632 (Cimbaro *et al.*, 2009) son: Latitud = $-34^{\circ} 52' 25.34914''$, Longitud = $-58^{\circ} 08' 23.48308''$ y Altura elipsoidal = 23.505 m.

Las distintas técnicas geodésicas establecidas en AGGO contribuyen a servicios internacionales, dependientes de la Asociación Internacional de Geodesia (IAG):⁸

¹ Argentinean-German Geodetic Observatory.

² Bundesamt für Kartographie und Geodäsie.

³ Very Long Baseline Interferometry.

⁴ Satellite Laser Ranging.

⁵ Global Navigation Satellite System.

⁶ Deutsches GeoForschungsZentrum.

⁷ Transportable Integrated Geodetic Observatory.

⁸ International Association of Geodesy.

- VLBI contribuye al Servicio Internacional de VLBI (IVS).⁹
- SLR contribuye al Servicio Internacional de Rastreo Láser (ILRS).¹⁰
- GNSS contribuye al Servicio Internacional de GNSS (IGS).¹¹

Por otra parte, el gravímetro superconductor SG038 instalado en AGGO contribuye al Servicio Internacional de Geodinámica y Mareas Terrestres (IGETS,¹² Voigt *et al.*, 2016; Wziontek *et al.*, 2017). El IGETS se estableció en el año 2015 como una continuación del Proyecto Global para la Geodinámica (GGP).¹³ Es un servicio de la IAG, y es coordinado por el Servicio Internacional del Campo de Gravedad (IGFS).¹⁴ El IGETS es el responsable de recolectar y distribuir mediciones continuas del campo de gravedad realizadas con gravímetros en la superficie terrestre. El objetivo principal de este servicio es el de monitorear variaciones temporales del campo de gravedad de la Tierra y deformaciones en su superficie. El gravímetro absoluto FG5-227 instalado en AGGO provee a AGGO con mediciones absolutas de la gravedad, las cuales contribuyen a la Base de Datos de Gravedad Absoluta (AGrav;¹⁵ Wziontek *et al.*, 2012), mantenida conjuntamente por la BKG y el Servicio Internacional de Gravedad (BGI).¹⁶

Una de las principales fuentes de variaciones temporales en las mediciones realizadas con gravímetros son las mareas terrestres y oceánicas. Éste es un efecto periódico generado por la atracción gravitatoria de los cuerpos celestes que rodean a la Tierra. Los efectos más importantes se deben a la atracción que generan la Luna y el Sol. En forma similar, el resto de los cuerpos celestes (planetas) generan un efecto sobre la Tierra, aunque el mismo es considerablemente menor en comparación a los producidos por la Luna y el Sol. Además de la atracción, este efecto genera variaciones en la distribución de masas en el interior de la Tierra y desplazamientos en su superficie.

El análisis de las series de tiempo observadas con gravímetros permite conocer cómo la Tierra es deformada por el efecto de mareas y establecer parámetros con el fin de predecir dicho efecto a lo largo del tiempo. En el presente trabajo se realiza una revisión de los conceptos referidos al potencial generador de mareas, las mareas terrestres y el fenómeno de carga oceánica. Además, se abordan los conceptos relacionados al análisis de marea y a las ecuaciones involucradas en el ajuste por mínimos

⁹ International VLBI Service.

¹⁰ International Laser Ranging Service.

¹¹ International GNSS Service.

¹² International Geodynamics and Earth Tides Service.

¹³ Global Geodynamic Project.

¹⁴ International Gravity Field Service.

¹⁵ Absolute Gravity Database.

¹⁶ Bureau Gravimétrique International.

cuadrados de los parámetros de marea. En una segunda sección, se presenta la metodología aplicada para realizar el pre-procesamiento de las observaciones y el análisis de marea. Para el presente trabajo se ha tenido en cuenta la serie de tres años (2016 al 2018) observada por el gravímetro superconductor SG038 instalado en AGGO. Por último, se realiza un análisis de los resultados, comparados con los obtenidos a partir de un modelo de Tierra y diferentes modelos de carga oceánica.

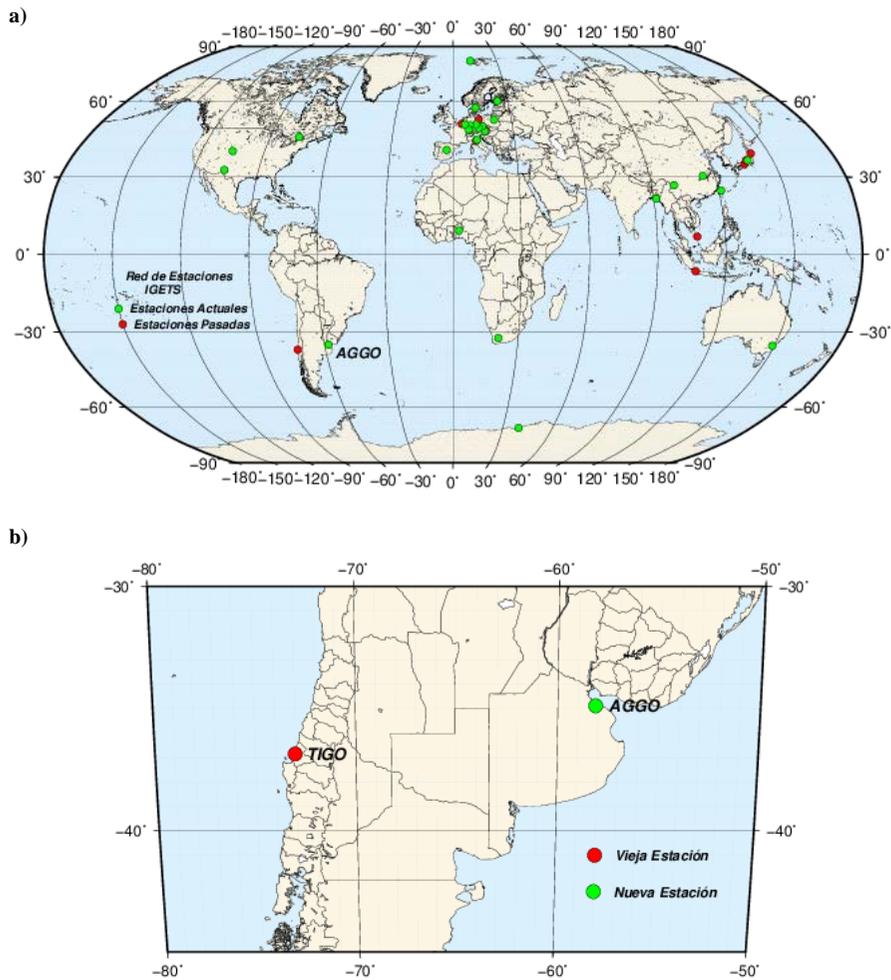


Figura 1. a) Red de estaciones del IGETS y b) ubicación de AGGO.

Marco teórico

A continuación, se desarrollan los conceptos que permiten analizar las fuerzas que dan origen al fenómeno de mareas. En segundo lugar, se describe cómo la Tierra responde a las fuerzas de marea, dando lugar a la señal de marea observada. Por último, se describen las ecuaciones involucradas en el análisis de marea.

Fuerza, potencial y aceleraciones de marea para una Tierra rígida

En un sistema de dos cuerpos (Figura 2), además de la fuerza gravitacional ejercida por el cuerpo a cada punto de la Tierra, existe una fuerza de carácter centrífugo generada por el hecho de que ambos cuerpos giran en torno al centro de masas del sistema (en el caso Tierra-Luna, el centro de masas se encuentra dentro del núcleo terrestre, muy cercano al centro de masas de la Tierra). Debido a la naturaleza de esta fuerza, ésta afecta de igual manera en todos los puntos de la Tierra.

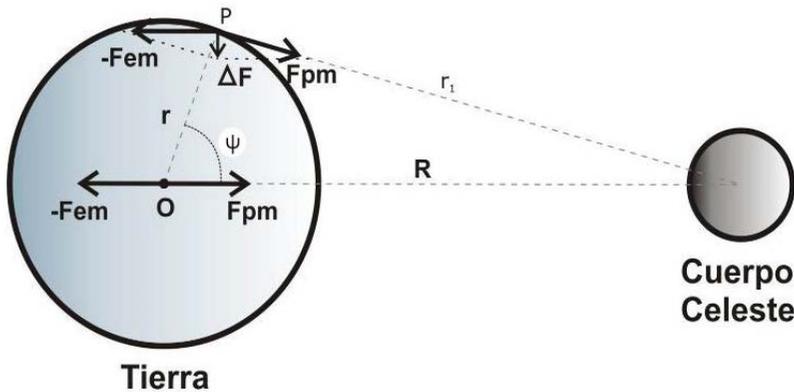


Figura 2. Fuerzas actuantes en un sistema de dos cuerpos.

De esta manera, la fuerza de mareas se define como la suma de estas dos fuerzas (Furones *et al.*, 2003):

$$\Delta F = F_{pm} - F_{em} \quad (1)$$

donde:

- F_{pm} es la fuerza de atracción gravitacional que genera el cuerpo hacia su centro de masa;
- $-F_{em}$ es la fuerza centrífuga debida a la rotación de la Tierra alrededor del centro de masa del sistema Tierra – Cuerpo Celeste. En el centro de masas de la Tierra,

ésta fuerza se ve compensada totalmente por la fuerza de atracción gravitacional F_{pm} por lo que $\Delta F = 0$.

Dicho campo de fuerzas puede analizarse en términos de una aceleración de mareas:

$$\vec{b} = \vec{b}_{pm} - \vec{b}_{em} = \frac{GM_{cc} \vec{r}_1}{r_1^2} - \frac{GM_{cc} \vec{R}}{R^2} \quad (2)$$

donde:

- G es la constante de gravitación universal;
- M_{cc} es la masa del cuerpo celeste en cuestión;
- r_1 la distancia entre un punto P y el centro de masa del cuerpo celeste;
- R la distancia entre el centro de la Tierra y el centro del cuerpo celeste.

Al igual que la aceleración de la gravedad de la Tierra, es posible obtener la aceleración de marea a partir de un potencial armónico, llamado potencial generador de marea (TGP)¹⁷, expresado generalmente hasta un grado máximo, $n = n_{max}$ (Hartmann y Wenzel 1995a, b; Wenzel, 1997a; Schüler, 2019a):

$$TGP(t) = \sum_{n=1}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \left(\frac{r}{a}\right)^n \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \sum_i [C_i^{nm}(t) \cos \alpha_i(t) + S_i^{nm}(t) \text{sen} \alpha_i(t)] \quad (3)$$

donde:

- n y m son el grado y orden del desarrollo del potencial en armónicos esféricos, respectivamente;
- t el tiempo Juliano respecto de una época de referencia. Para el catálogo de Hartmann y Wenzel (1995a, b) es J2000;
- a el semieje mayor de la Tierra;
- θ es la colatitud geocéntrica elipsoidal del punto P ;
- $\bar{P}_{nm}(\cos \theta)$ son las funciones normalizadas de Legendre, evaluadas en $\cos \theta$ (por ejemplo Heiskanen y Moritz, 1967, Sección 1-11, ecuación (1-57));
- $C_i^{nm}(t)$ y $S_i^{nm}(t)$ son los coeficientes del potencial de marea;
- $\alpha_i(t) = m\lambda + \sum_{j=1}^{j_{max}} k_{ij} \arg_j t$, con $k_{i1} = m$, son los argumentos astronómicos locales, donde λ es la longitud elipsoidal geocéntrica del punto P . k_{ij} son coeficientes enteros dados por un determinado catálogo de mareas y $\arg_j t$ son polinomios dependientes del tiempo (Wenzel, 1997a).
- i es el constituyente del desarrollo del potencial generador de marea, con i_{max} el número máximo de constituyentes.

¹⁷ Tide Generating Potential.

En la ecuación que define el argumento astronómico, el orden del desarrollo en armónicos esféricos da origen a ondas con distintos períodos (Tabla 2), asociados a la rotación de la Tierra:

- $m = 0$ da lugar a ondas de largo período;
- $m = 1$ da lugar a ondas diurnas (período de aproximadamente 24 horas);
- $m = 2$ da lugar a ondas semi-diurnas (período de aproximadamente 12 horas);
- $m = 3$ da lugar a ondas terdiurnas (período de aproximadamente 8 horas);

A partir del grado de aproximación del desarrollo es posible obtener distintas ondas que se clasifican según su período, amplitud y fase.

Los coeficientes del TGP se representan mediante catálogos. Éstos consisten en tablas de amplitudes, fases y frecuencias para cada armónico del mismo. La precisión y exactitud de los catálogos aumenta a medida que se extiende el desarrollo y que se analiza el potencial para más cuerpos celestes. Los catálogos más actuales (por ejemplo, Hartmann y Wenzel [1995a, b]) consideran el desarrollo del potencial de marea hasta $n_{max} = 6$ para la Luna, $n_{max} = 3$ para el Sol y $n_{max} = 2$ para el resto de los cuerpos celestes (Marte, Saturno y Júpiter). Además, estos catálogos incluyen una serie de términos relacionados al aplanamiento terrestre. Estos efectos son generados porque el centro de masa terrestre no coincide con el centro de masa del sistema Tierra – Cuerpo Celeste.

De esta manera, cada catálogo de mareas tendrá asociado determinada cantidad de ondas y un grado máximo (Tabla 1; modificada de Wenzel [1997a]).

Tabla 1
Catálogos de marea. Modificada de Wenzel (1997a)

<i>Catálogo</i>	<i>Número de ondas</i>	<i>Grado máximo del desarrollo</i>
Doodson (1921)	378	3
Cartwright y Edden (1971, 1973)	505	3
Büllesfeld (1985)	656	4
Tamura (1987)	1 200	4
Xi (1987)	2 934	4
Hartmann y Wenzel (1995a, b)	12 935	6

A partir de los catálogos del potencial de mareas, es posible representar el TGP y calcular cada una de las componentes la aceleración de marea ($\vec{b} = (b_r, b_\theta, b_\lambda)$). Éstas surgen de derivar el potencial de marea (Ecuación 3), en función de las coordenadas esféricas de la estación:

$$b_r = \frac{\partial TGP}{\partial r} ; \quad b_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial TGP}{\partial \theta} ; \quad b_\lambda = \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial TGP}{\partial \lambda} \quad (4)$$

La señal de marea

La observación del fenómeno de mareas (o señal de marea) involucra no sólo la dinámica de los cuerpos celestes descripta anteriormente, sino también cómo la Tierra responde a las fuerzas de marea actuantes. La Figura 3 (modificada de Agnew [2007]) ilustra el origen de las fuerzas de marea y la respuesta de la Tierra.

Como se ha mencionado en la sección anterior, la aceleración de mareas en un punto de observación P localizado en la superficie terrestre resulta de la suma de la atracción gravitacional generada por un cuerpo celeste en el punto P y la aceleración orbital debido al movimiento de la Tierra alrededor del baricentro del sistema de dos cuerpos (la Tierra y el cuerpo celeste; Wenzel, [1997a]). Este efecto es llamado marea terrestre (o también mareas de Tierra sólida) y estaría presente aún si la Tierra fuera rígida y no tuviera océanos.

En la realidad, la Tierra no es rígida y posee océanos, por lo que las fuerzas de marea actúan sobre el sistema Tierra, simbolizado en la Figura 3 como el rectángulo de línea punteada. Dentro del rectángulo tenemos la respuesta de la Tierra al efecto de mareas terrestres (ahora sobre una Tierra que no es rígida ni homogénea).

Además del efecto de marea terrestre, la presencia de océanos da origen a un efecto adicional: las fuerzas de marea generan variaciones en la distribución de masas de agua. Al colocar una masa de agua sobre la superficie terrestre, ésta produce deformaciones llamadas efectos de carga. Dado que la Tierra responde en forma elástica a estas deformaciones, los períodos con los que se generan efectos de carga asociados a las mareas oceánicas son coincidentes a los de las mareas terrestres, ya que las fuerzas que las derivan tienen las mismas frecuencias. Es decir, los efectos de carga producidos por mareas oceánicas contienen el mismo espectro de frecuencias que las mareas terrestres pero distintas amplitudes y fases. Por lo tanto, este efecto se superpone al de mareas terrestres y, dependiendo de la distancia de la estación a la costa, la carga de la marea oceánica puede variar entre 1% y 10% de la marea terrestre (Hinderer *et al.*, 2007).

Por otra parte, la respuesta de la Tierra a las mareas terrestres y a la carga oceánica se ve también afectada por variaciones locales en las propiedades elásticas de la Tierra (simbolizado como Parámetros Locales en la Figura 3).

Los fenómenos de mareas terrestres y carga oceánica mareal involucran no sólo la dinámica de los cuerpos celestes y las fuerzas involucradas, sino también la respuesta de la Tierra a dichas fuerzas. Esta respuesta de la Tierra a dichas fuerzas puede ser descripta mediante números adimensionales que describen cómo ésta se deforma.

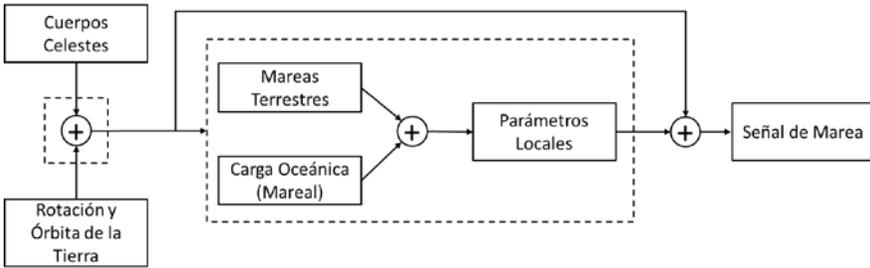


Figura 3. La señal de marea. Modificada de Agnew (2007).

Estos números (llamados números de Love), fueron introducidos por Love en 1911, para un modelo de Tierra esférica y homogénea (Wang, 1997).

Modelos más complejos fueron publicados a lo largo del tiempo, sabiendo que la Tierra no es esférica, no es homogénea y rota (Wang, 1997). El modelo de Tierra más aceptado hoy en día y utilizado para realizar análisis de mareas es el propuesto por Dehant *et al.* (1999), el cual presenta los números de Love para una Tierra elipsoidal, anelástica y no-hidroestática. Este modelo es el utilizado en el desarrollo de este trabajo y nos referiremos a él como DDW-NHi.

Tabla 2
Principales ondas de marea y sus amplitudes teóricas en AGGO

Onda	Grado	Orden	Período [días]	Origen	Amplitud Teórica [nm/s ²]
Mm	2	0	27.554	Luna	5.1
Mf	2	0	13.660	Luna	1.5
Q1	2	1	1.120	Luna	55.8
O1	2	1	1.076	Luna	291.3
P1	2	1	1.003	Sol	135.5
S1	2	1	1.000	Sol	3.2
K1	2	1	0.997	Luna + Sol	409.5
J1	2	1	0.962	Luna	22.9
OO1	2	1	0.929	Luna	12.5
2N2	2	2	0.538	Luna	12.8
N2	2	2	0.527	Luna	96.8
M2	2	2	0.517	Luna	505.6
L2	2	2	0.508	Luna	14.3
S2	2	2	0.500	Sol	235.2
K2	2	2	0.499	Luna + Sol	63.9
M3	3	3	0.345	Luna	8.2

Dado el potencial de mareas, desarrollado por un determinado catálogo y un modelo de Tierra (conjunto de números de Love) es posible conocer la respuesta de la Tierra a las fuerzas de marea en cualquier punto de la misma. Dicha respuesta teórica (obtenida de modelos) difiere de la señal de marea observada ya que las propiedades elásticas reales de la Tierra difieren de las del modelo teórico, ya sea por deficiencias del modelo o por variaciones locales de las propiedades elásticas.

La Tabla 2 muestra la amplitud teórica de las principales ondas de marea, utilizando el modelo de Tierra DDW-NHi, propuesto por Dehant *et al.* (1999) y el catálogo de mareas de Hartmann y Wenzel (1995a, b), para la estación AGGO.

Análisis de marea

El principal objetivo a la hora de realizar un análisis de marea a partir de datos observados es conocer la respuesta del sistema *Tierra-estación-sensor*, a las fuerzas de marea; o bien conocer las desviaciones de dicha respuesta respecto de un modelo teórico (Wenzel, 1997b).

Hoy en día, los análisis de marea y la determinación de parámetros de mareas se realizan generalmente bajo el método de mínimos cuadrados. Dada la señal de mareas observada ($y(t)$), ésta se modela mediante la suma de n_{wg} grupos de ondas. Cada grupo de ondas consta de k_i constituyentes alrededor de una onda principal de mayor amplitud. Los grupos de onda son elegidos de forma tal que: (a) poseen una onda principal de mayor amplitud, (b) cubran todo el espectro en frecuencias del fenómeno de mareas, y (c) dichos grupos no se superponen entre sí.

La ecuación de observación puede ser descripta de la siguiente manera (Schüller, 2019a):

$$y(t) = \sum_{i=1}^{n_{wg}} H_i \sum_{j=1}^{k_i} A_{ij} \cos(2\pi f_{ij}t + \Phi_{ij} + \kappa_i) \quad (5)$$

donde:

- H_i es el factor de amplitud (o función de transferencia);
- A_{ij} es la amplitud del constituyente j -ésimo del i -ésimo grupo de onda;
- f_{ij} es la frecuencia asociada al constituyente j -ésimo del i -ésimo grupo de onda;
- Φ_{ij} es la fase del constituyente j -ésimo del i -ésimo grupo de onda;
- κ_i es el desfase observado.

En la práctica, A_{ij} , f_{ij} , y Φ_{ij} se toman a partir de un catálogo de mareas y un modelo de Tierra. H_i y κ_i son los parámetros a determinar. H_i se puede definir como:

$$H_i = \frac{\text{Amplitud Observada}_i}{\text{Amplitud Teórica}_i} \quad (6)$$

donde la *Amplitud Observada* es la amplitud observada en la señal de marea del i -ésimo grupo de onda y la *Amplitud Teórica* su respectiva amplitud derivada a partir del catálogo de marea y una Tierra rígida.

Los softwares más clásicos para realizar análisis de marea como el ETERNA 3.4 (Wenzel, 1996) o el BAYTAP-G (Tamura *et al.*, 1991), permiten introducir incógnitas adicionales (factores de regresión), asociadas a otros fenómenos pero que tienen injerencia en la determinación de parámetros de marea (presión atmosférica, efectos por movimiento del polo, entre otros), si estos no fueron previamente eliminados de la señal a analizar. Si éstos son tenidos en cuenta dentro de la Ecuación (5), la ecuación de observación será:

$$y(t) = \sum_{i=1}^{n_{wg}} H_i \sum_{j=1}^{k_i} A_{ij} \cos(2\pi f_{ij}t + \Phi_{ij} + \kappa_i) + \sum_m R_m z_m(t) \quad (7)$$

donde se introducen m señales $z_m(t)$ adicionales, y R_m será el factor de regresión. En este caso, R_m se asume constante y no depende de la frecuencia (Wenzel, 1997b). Luego, R_m será un nuevo parámetro a determinar, junto a H_i y κ_i .

En general, las observaciones de marea muestran variaciones de muy largo período asociadas a efectos meteorológicos, hidrológicos o a la deriva instrumental propia del instrumento en el caso de gravímetros relativos. Éstas usualmente son tratadas de dos maneras:

- Filtrando la señal con un filtro pasa-altos antes de determinar los parámetros antes mencionados; o
- Introduciendo coeficientes de un polinomio de bajo grado en los parámetros a determinar en las Ecuación (7). En el caso del ETERNA, se introducen coeficientes de un polinomio de Chebychev, dada su estabilidad numérica (Schüller, 2019a). Éstas variaciones pueden ser escritas como (Wenzel, 1997b):

$$d(t) = \sum_k D_k T_k(t_n) \quad (8)$$

donde $d(t)$ es la variación, k es el grado del polinomio, D_k es el coeficiente del grado k del polinomio y $T_k(t_n)$ el polinomio de Chebychev de grado k . t_n es el tiempo normalizado al intervalo $[-1, 1]$. Los polinomios de Chebychev se definen de manera recursiva como:

$$T_0(t_n) = 1, \quad T_1(t_n) = t, \quad T_{k+1}(t_n) = 2t_n T_k(t_n) - T_{k-1}(t_n) \quad (9)$$

El grado del polinomio debe ser tal que no afecte la determinación de los parámetros de marea y se determina en función de la longitud de la serie temporal y el período máximo observado en la serie.

Si se agregan los coeficientes del polinomio en la ecuación de observación (7), ésta queda de la forma:

$$y(t) = \sum_{i=1}^{n_{wg}} H_i \sum_{j=1}^{k_i} A_{ij} \cos(2\pi f_{ij}t + \Phi_{ij} + \kappa_i) + \sum_m R_m z_m(t) + \sum_k D_k T_k(t) \quad (10)$$

El sistema de ecuaciones dado por la ecuación (10) es un sistema de ecuaciones no lineal respecto a las variables de mayor interés: H_i y κ_i . A fin de obtener un sistema lineal, se introducen dos nuevas variables (Wenzel, 1997b):

$$\begin{aligned} X_i &= H_i \cos \kappa_i \\ Y_i &= -H_i \sin \kappa_i \end{aligned} \quad (11)$$

donde se obtiene un sistema de ecuaciones lineal de la forma:

$$y(t) = \sum_{i=1}^{n_{wg}} \left\{ X_i \sum_{j=1}^{k_i} A_{ij} \cos(2\pi f_{ij}t + \Phi_{ij}) + Y_i \sum_{j=1}^{k_i} A_{ij} \sin(2\pi f_{ij}t + \Phi_{ij}) \right\} + \sum_m R_m z_m(t) + \sum_k D_k T_k(t) \quad (12)$$

Luego, el sistema de ecuaciones lineal dado por la ecuación (12) puede escribirse en forma matricial como:

$$Y + v = Ax \quad (13)$$

donde Y es el vector de observaciones, v los residuos, x el vector de parámetros a determinar y A la matriz de diseño del sistema. Aplicando la condición de mínimos cuadrados $v^T v = \min$, es posible resolver el sistema de la siguiente manera:

$$x = (A^T A)^{-1} A^T Y \quad (14)$$

Existen tres razones para realizar el análisis de marea mediante el método de mínimos cuadrados (Wenzel, 1997b):

- I. El análisis por mínimos cuadrados puede ser aplicado a una serie observada, aún si esta presenta discontinuidades o períodos de tiempo sin datos.
- II. Es posible obtener residuos y analizar el remanente de la señal, luego de eliminar la señal ajustada.
- III. Es posible determinar una medida del error en la determinación de los parámetros ajustados (desvío estándar), considerando también la propagación de errores.

Metodología

En esta sección se describen los pasos seguidos para el acondicionamiento de la serie de datos observados por el SG038 y se describe el software utilizado para la determinación de los parámetros de marea.

Pre-procesamiento de las observaciones

Previo a realizar un análisis de marea, debe realizarse un acondicionamiento de los datos del SG. Esto se realizó mediante el software TSOFT (Van Camp *et al.*, 2005), tomando en cuenta las observaciones de tres años consecutivos (de enero de 2016 a diciembre de 2018) del SG038 instalado en AGGO. El pre-procesamiento de las observaciones consistió en los siguientes pasos, representados en la Figura 4:

- I. Las observaciones del SG038 en voltaje con un intervalo de muestreo de 10 s, se transformaron en unidades de gravedad utilizando el factor de escala $-736.5 \text{ nm/s}^2/\text{Volt}$, obtenido a partir de una calibración realizada con el gravímetro absoluto FG5-227 durante el período 2006-2012 en la estación TIGO/Concepción y chequeado en la estación AGGO (Antokoletz *et al.*, en revisión).
- II. Para obtener los residuos preliminares, se modelaron los efectos principales (presión atmosférica, mareas terrestres, carga oceánica y efecto del movimiento del polo) y se sustrajeron de la señal. Los efectos atmosféricos se obtuvieron mediante el servicio de cálculo de atracción atmosférica Atmacs¹⁸ de la BKG (Klügel y Wziontek, 2009) y el registro local de presión atmosférica para mejorar la resolución temporal. La señal de marea teórica se calculó utilizando el catálogo de Tamura (Tamura, 1987) y parámetros sintéticos para las principales ondas de marea del modelo DDW-NHi (Dehant *et al.*, 1999). El efecto de carga oceánica se calculó utilizando el modelo FES2014b (Carrere *et al.*, 2016) con parámetros proporcionados por el *Ocean Tide Loading Provider*

¹⁸ Atmospheric attraction computation service. <http://atmacs.bkg.bund.de/>

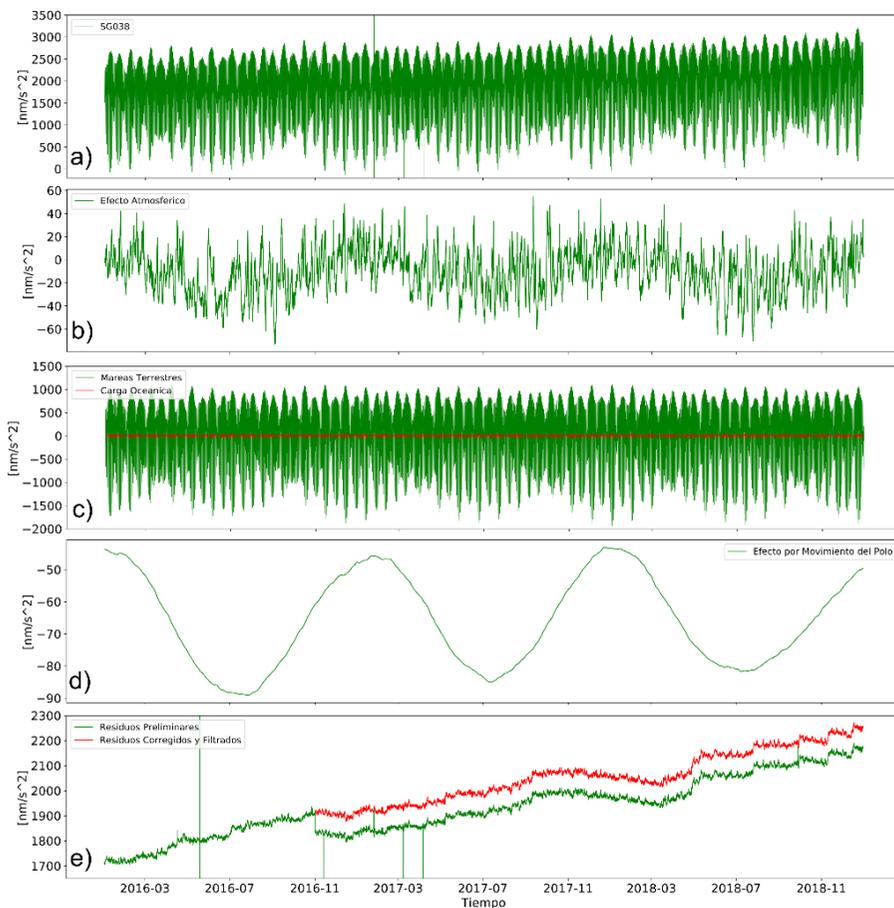


Figura 4. a) Señal observada por el SG038, luego de aplicar el factor de calibración. b) Efecto de la presión atmosférica en AGGO. c) Señal de marea teórica (verde) y señal de carga oceánica del FES2014b (rojo). d) Efecto del movimiento del polo. e) Residuos preliminares (verde) y residuos luego del pre-procesamiento y filtrado (rojo). El efecto de deriva instrumental no fue eliminado.

<http://holt.oso.chalmers.se/loading/>; Bos y Scherneck, 2013). El efecto gravimétrico debido al movimiento del polo se obtuvo a partir de la serie de coordenadas del polo EOP C04 del Servicio Internacional de Rotación y Sistemas de Referencia de la Tierra (IERS),¹⁹ utilizando un factor de amplitud de 1.16 (Wahr, 1985).

¹⁹ International Earth Rotation Service and Reference Systems.

- III. Picos y pequeños gaps se eliminaron manualmente por interpolación lineal para tener una señal suave y sin perturbaciones. Un único salto fue encontrado en noviembre del año 2016, el cual fue generado por un corte en el suministro eléctrico. Éste fue corregido manualmente introduciendo un salto equivalente al observado (Figura 4e).
- IV. La señal se filtró con el propósito de eliminar señales cuyas frecuencias no contribuyen al modelo de marea. Se aplicó un filtro pasa bajos por mínimos cuadrados con una frecuencia de corte de 48 ciclos por día y un tamaño de ventana de 200 muestras, de forma tal que no existe pérdida de energía en el rango de frecuencias de mareas pero se elimina el ruido de alta frecuencia, generado principalmente por señales micro-sísmicas y por el propio ruido de la estación.
- V. Finalmente, se restauraron los efectos de la marea terrestre, carga oceánica y movimiento del polo eliminados en el paso II). La señal obtenida se decimó con un intervalo de muestreo de 1 hora para su posterior análisis de mareas.

Análisis de marea

El análisis de marea de las observaciones, luego del pre-procesamiento, fue realizado con el software ETERNA ETA34-X (Schüller, 2019a; Schüller, 2019b), siendo este una actualización y extensión del clásico paquete ETERNA 3.4 (Wenzel, 1996). El retraso de tiempo de 8.3 segundos, causado por los componentes electrónicos del SG038 fue tenido en cuenta (Antokoletz *et al.*, 2017). Los efectos debidos al movimiento del polo y a la longitud del día (LOD),²⁰ fueron corregidos previo a realizar el ajuste por mínimos cuadrados de las distintas componentes de marea.

La ecuación de observación tenida en cuenta es similar a la de la Ecuación (12). En el caso de este trabajo no han sido determinados factores de regresión ya que los principales efectos (efectos atmosféricos y por movimiento del polo) que tienen impacto sobre la determinación de los parámetros de marea fueron eliminados durante el pre-procesamiento. El modelo de Tierra utilizado fue el DDW-NHi (Dehant *et al.*, 1999) y el catálogo de mareas propuesto por Hartmann y Wenzel (1995a y b), teniendo éste una precisión suficiente respecto a la resolución del gravímetro superconductor (0.001 nm/s^2).

Como resultado se obtuvieron factores de amplitud y desfases para un conjunto de 55 grupos de onda, incluyendo ondas de largo período, ondas diurnas y semi-diurnas, pertenecientes al grado 2 del desarrollo en armónicos esféricos del potencial de marea. Dentro del conjunto de ondas analizadas, se tuvieron en cuenta también los órdenes 1 y 2 del grado 3 del potencial para aquellas ondas de mayor amplitud en el

²⁰ Length of the Day.

área de estudio (O1, Q1, NO1, J1, N2, M2, S2 y K2). Por último, las ondas M3 (grado 3 y orden 3 del potencial de marea) y M4 (grado 4 y orden 4 del potencial de marea) también fueron analizadas. Respecto a las variaciones y tendencias de largo período (como la deriva instrumental), dado que éstas se comportan en forma lineal en el período de tiempo analizado, se ajustó un polinomio de primer grado.

Los fenómenos de mareas terrestres y carga oceánica, si bien son efectos con un mismo origen y frecuencias coincidentes, es posible separarlos de dos formas:

- Teniendo en cuenta un modelo de Tierra sólida. De la señal de marea total observada es posible sustraer el modelo de mareas terrestres teórico y estudiar el residuo. Dicho residuo estará asociado al efecto de carga oceánica;
- Teniendo en cuenta un modelo de carga oceánica. Estos modelos están representados comúnmente por las principales componentes de marea (largo período, ondas diurnas y semi-diurnas). De la señal de marea total observada es posible sustraer el modelo de carga oceánica y estudiar las mareas terrestres o evaluar un modelo de Tierra.

El software ETERNA ETA34-X permite, dados los parámetros de un modelo de carga oceánica, reducir los parámetros de marea ajustados y obtener los correspondientes a las mareas terrestres. Esto permite no solo evaluar el modelo de Tierra sino también analizar qué tan bien se ajusta el modelo de carga oceánica a las observaciones en el área de estudio. Para este trabajo, se tuvieron en cuenta cuatro modelos de marea oceánica y parámetros proporcionados por el *Ocean Tide Loading Provider* (<http://holt.oso.chalmers.se/loading/>; Bos y Scherneck, 2013):

- EOT11a (Savcenko *et al.*, 2012);
- FES2014b (Carrere *et al.*, 2016);
- TPXO9-Atlas (Egbert y Erofeeva, 2002);
- GOT4.10c (Cheng y Andersen, 2010).

La Figura 5 muestra la relación vectorial entre los vectores observados, de carga oceánica y teórico. Es claro que el vector observado, una vez reducido por el efecto de carga oceánica debiera ser similar al vector de marea teórico si: (a) el modelo de carga oceánica es correcto; y/o (b) el modelo de Tierra considerado es correcto.

Los parámetros de las principales ondas de marea (Mm, Mf, Q1, O1, P1, K1, N2, M2, S2 y K2) fueron introducidos en el análisis a fin de estudiar el impacto de la carga oceánica en la estación AGGO y, además, comparar estos respecto de los parámetros teóricos del modelo de Tierra introducido.

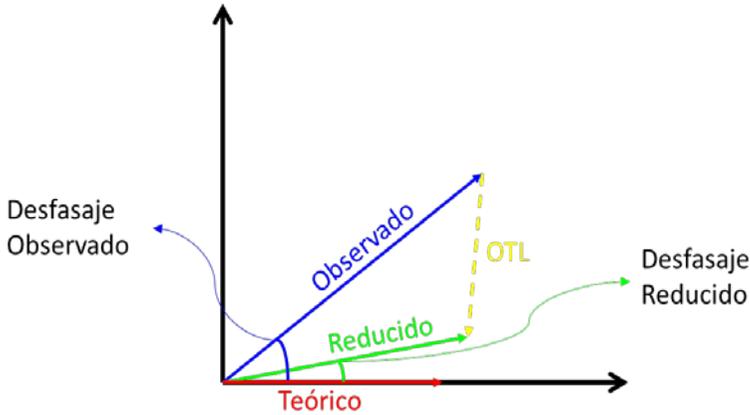


Figura 5. Relación entre los vectores observados, de carga oceánica (OTL²¹) y el teórico (derivado de un modelo de Tierra y un catálogo de mareas).

Resultados y análisis

Análisis de mareas

Factores de amplitud y desfases fueron determinados para un conjunto de 55 grupos de ondas de marea. Dichos resultados se presentan en la Tabla 3 para las principales ondas de marea que poseen mayor amplitud en la estación. En general, es de notar que para aquellas ondas que presentan mayor amplitud en la estación AGGO, los parámetros de marea (tanto factores de amplitud como desfases), son mejor determinados en el ajuste, presentando desvíos estándar más pequeños. A medida que la amplitud teórica de la onda analizada disminuye, resulta más difícil su determinación y, en consecuencia, los desvíos estándar son mayores.

En el caso de las ondas mensuales y semi-mensuales (Mm y Mf, respectivamente) éstas no son bien determinadas en el ajuste, presentando desvíos estándar altos, respecto al parámetro estimado. Esto se debe a que las amplitudes de estas ondas son débiles en las latitudes correspondientes a las de la estación AGGO ($5 \text{ nm}/s^2$ para el caso de Mm y $1.5 \text{ nm}/s^2$ para Mf) y la serie de datos analizada no es suficientemente larga como para separarlas en forma precisa, en especial para Mm. Por esta razón, la determinación de las fases tampoco es precisa. Además, efectos de carácter no-mareal como la onda de tormenta (modificaciones del nivel del agua producidas por cambios bruscos de presión atmosférica y efecto de arrastre del viento; Oreiro *et al.*, [2018]) pueden estar afectando la determinación de dichas ondas.

²¹ Ocean Tide Loading.

Tabla 3
Resultados del análisis armónico para las principales ondas de marea

Onda	Rango de frecuencias		Amplitud teórica [nm/s ²]	Factor de amplitud (H)	Desvío estándar	Desfasaje [°]	Desvío estándar [°]
	Desde [ciclos por día]	Hasta [ciclos por día]					
Mm	0.019700	0.050500	5.048	1.25145	0.4196	0.134	19.149
Mf	0.053000	0.400000	1.527	1.81537	0.9959	7.220	31.466
Q1	0.879000	0.894500	55.772	1.19933	0.0017	0.110	0.079
O1	0.913900	0.932250	291.295	1.18837	0.0004	-0.163	0.018
NO1	0.965076	0.966757	22.898	1.17653	0.0037	-0.396	0.178
P1	0.996201	0.999674	135.517	1.17034	0.0003	-0.222	0.017
S1	0.999679	1.001663	3.202	1.42347	0.0203	-4.273	0.818
K1	1.001677	1.004115	409.514	1.15590	0.0002	-0.267	0.007
J1	1.036560	1.053060	22.906	1.16764	0.0044	-0.168	0.214
OO1	1.073160	1.096600	12.527	1.17093	0.0074	0.728	0.360
N2	1.878200	1.898429	96.802	1.19592	0.0003	0.920	0.015
M2	1.931400	1.933987	505.582	1.18166	0.0001	0.538	0.002
S2	1.997713	2.001215	235.202	1.16659	0.0002	0.135	0.007
K2	2.004395	2.030489	63.898	1.16461	0.0006	0.251	0.027
M3	2.885000	2.915496	8.150	1.08973	0.0013	0.841	0.071
M4	3.864500	3.864600	0.122	1.27095	0.0561	-7.274	2.530

Grado 3 del Potencial de Marea							
Q1	0.879000	0.894500	0.973	1.30997	0.2470	3.098	10.800
O1	0.913900	0.932250	0.498	1.11176	0.2736	-10.118	14.100
NO1	0.965076	0.966757	3.045	1.30702	0.2215	-1.445	9.700
J1	1.036560	1.053060	1.111	1.30568	0.2438	-3.344	10.700
N2	1.878200	1.898429	7.036	1.08245	0.0051	-0.059	0.272
M2	1.931400	1.933987	1.061	1.12783	0.0269	1.082	1.368
S2	1.997713	2.001215	0.066	2.50240	0.5754	1.045	13.173
K2	2.004395	2.030489	0.354	0.99323	0.0908	-3.370	5.239

En cuanto a las ondas diurnas y semi-diurnas, aquellas de mayor amplitud (como las ondas Q1, O1, P1, K1, N2, M2, S2 y K2) son las mejor determinadas en el ajuste,

mostrando desvíos estándar más bajos, tanto para los factores de amplitud como para las fases. Las ondas de menor amplitud, aún en el rango de frecuencias diurnas y semi-diurnas, presentan desvíos estándar más significativos, comparados al parámetro estimado. A fin de determinar en forma más precisa los parámetros de marea de dichas ondas es necesario extender la longitud de la serie de datos a analizar. Esto es también visible para la determinación de las fases, donde las ondas de mayor amplitud presentan desfases mejor determinados (desvíos estándar más bajos). Existen casos particulares, como la onda NO1, cuyo factor de amplitud es mejor determinado que el desfase (en comparación al parámetro estimado). Esto puede deberse a que la amplitud de la onda es considerable pero, dado que esta onda ha sido incluida también en el grado 3 del potencial, su separación en términos de desfase es más difícil.

Respecto a la onda terdiurna M3, ésta pudo ser bien separada en el ajuste por tener un rango de frecuencias bien diferenciado de las ondas diurnas y semi-diurnas. M4, por su parte, tiene una amplitud teórica pequeña en la estación (menor a 1 nm/s^2) por lo que es difícil su determinación.

Si bien el grado 3 del potencial ha sido analizado para las principales ondas de marea, la determinación de las fases no es precisa. Esto se debe a que se trata de ondas de amplitudes débiles (comparadas a las descritas previamente) y que la longitud de la serie de datos analizada no es suficientemente larga. Según Schüller (2019b), éstas ondas podrían ser bien determinadas contando como mínimo con 4.5 años de observaciones. Otro aspecto relacionado a la determinación de las ondas del grado 3 del potencial está asociado a que el rango de las frecuencias involucradas coincide con las correspondientes en el grado 2, por lo que su separación es más difícil. Cabe destacar que N2 tiene una amplitud teórica considerable, por lo que sería útil su determinación para generar un modelo de mareas preciso para la estación AGGO.

Los residuos del ajuste se presentan en la Figura 6. El error medio cuadrático (RMS)²² obtenido a partir del procesamiento fue de 26.28 nm/s^2 . Éste permite concluir que existen fenómenos de carácter no-mareal presentes en la señal que aún no han sido analizados y cuya amplitud es significativa. En particular, puede identificarse un período semi-anual (que no coincide con períodos de marea), probablemente relacionado a fenómenos hidrológicos (Mikolaj *et al.*, 2019) y una variación de alta frecuencia principalmente asociados a efectos de carga oceánica no-mareal, como la onda de tormenta (Oreiro *et al.*, 2018).

La Figura 7 muestra el espectro de amplitud de los residuos. Si bien existe una importante contribución de efectos de largo período (inferiores a 1 ciclo por día), los

²² Root Mean Square.

residuos no muestran remanentes significativos de constituyentes de marea diurnos o semi-diurnos en el espectro de amplitud.

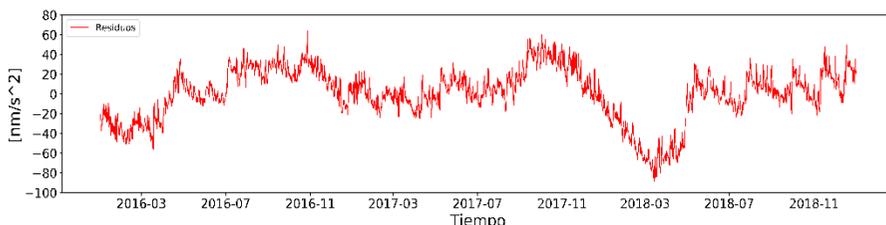


Figura 6. Residuos obtenidos luego del ajuste de los parámetros de marea.

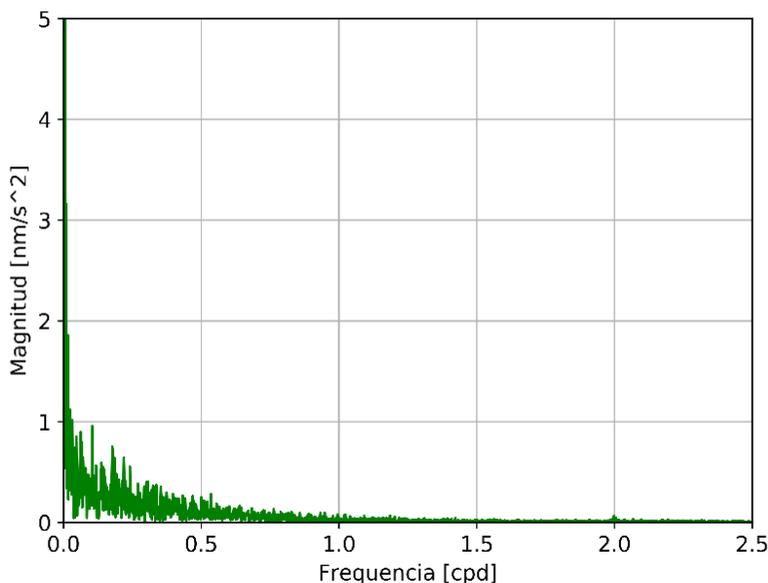


Figura 7. Espectro de amplitud de los residuos obtenidos.

Carga oceánica

La Tabla 4 muestra los factores de amplitud teóricos derivados del catálogo de Hartmann y Wenzel (1995a y b) y el modelo de Tierra DDW-NHi. Las columnas siguientes corresponden a los factores de amplitud y desfases para las principales

ondas de marea una vez reducidos, teniendo en cuenta los modelos EOT11a, FES2014b, TPXO9-Atlas y GOT4.10c.

Como puede apreciarse, en general FES2014b y TPXO9-Atlas muestran un mejor acuerdo con los valores teóricos. Las ondas Q1 y K2 para el modelo GOT4.10c muestran una mayor diferencia respecto del resto, lo cual puede estar hablando de una falta de exactitud de dicho modelo en las cercanías de AGGO. En cuanto a las ondas de más largo período, Mm y Mf, estas muestran mayores diferencias respecto a los valores teóricos, probablemente debido a que no son bien determinadas en el ajuste.

Tabla 4
Factores de Amplitud y Fases reducidos teniendo en cuenta los modelos EOT11a, FES2014b, TPXO9-Atlas y GOT4.10c

Ondas	Factor de Amplitud Teórico	EOT11a		FES2014b		TPXO9-Atlas		GOT4.10c	
		Factor de Amplitud	Fase						
Mm	1.07683	1.23658	-0.118	1.19172	-0.861	1.19893	-0.339	1.19996	0.183
Mf	1.19994	1.33702	13.084	1.35349	13.997	1.38680	14.320	1.25360	13.989
Q1	1.15421	1.14986	0.066	1.15138	-0.037	1.15473	-0.242	1.17098	2.562
O1	1.15421	1.15460	0.099	1.15551	0.081	1.15328	-0.056	1.15351	0.034
P1	1.14920	1.15016	-0.114	1.15023	0.028	1.15117	-0.031	1.15040	0.045
K1	1.13515	1.13780	-0.018	1.13697	0.032	1.13794	0.007	1.13639	0.020
N2	1.16183	1.17192	0.061	1.16238	0.106	1.16121	0.143	1.16484	0.170
M2	1.16183	1.16412	-0.093	1.16199	0.050	1.16272	0.021	1.16170	0.010
S2	1.16183	1.15839	-0.182	1.16063	-0.118	1.16015	-0.105	1.15905	-0.041
K2	1.16183	1.16233	-0.094	1.16188	0.025	1.16112	-0.006	1.21401	-1.006

Estos resultados son ilustrados en la Figura 8. Las ondas Mm y Mf han sido excluidas del gráfico dado que no fueron bien determinadas en el análisis de marea y dificultan la interpretación de las ondas diurnas y semi-diurnas. En rojo se muestra el factor de amplitud teórico (el desfase es cero) y en azul el observado (luego del procesamiento), con sus respectivas barras de error. En gris, amarillo, celeste y verde se muestran las amplitudes y desfases obtenidos luego de reducir los parámetros observados con los modelos EOT11a, FES2014b, TPXO9-Atlas y GOT4.10c, respectivamente.

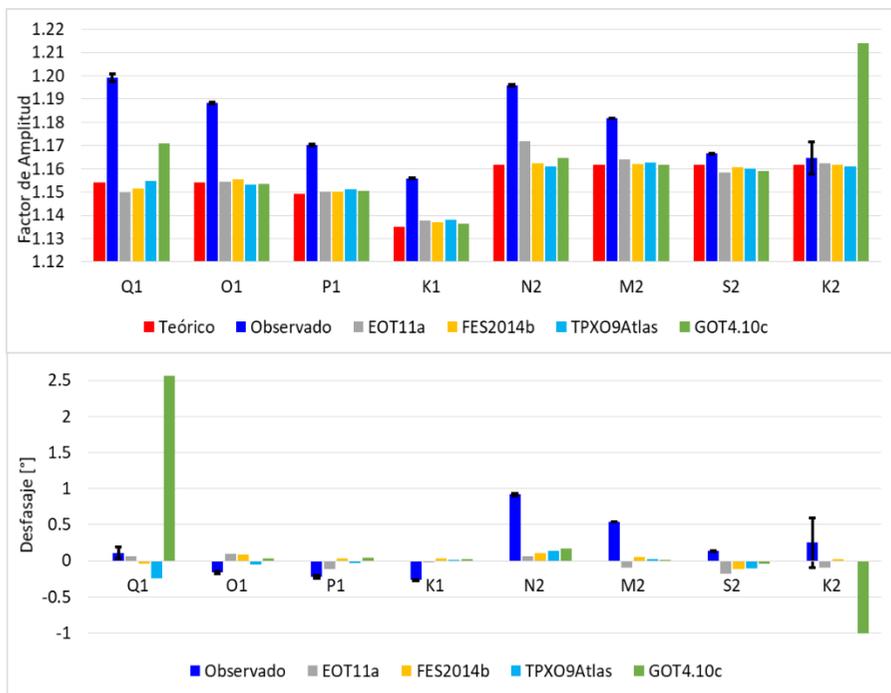


Figura 8. Análisis de las principales ondas de marea, luego de ser reducidas con distintos modelos de carga oceánica. Arriba: Factor de Amplitud. Abajo: Desfasaje. En el caso de los parámetros observados se muestran en negro las barras de error obtenidos del ajuste.

Conclusiones

Un modelo de mareas se presenta para la estación AGGO, a partir del análisis de tres años consecutivos (2016 a 2018) de observaciones gravimétricas realizadas con el gravímetro superconductor SG038. Dicho modelo incluye los efectos de mareas terrestres y carga oceánica. Los parámetros de marea (factores de amplitud y desfases) se ajustaron mediante el método de mínimos cuadrados para un total de 55 grupos de ondas. La última versión del software ETERNA ETA34-X ha sido utilizada para el análisis de marea. Además del grado 2 del potencial, los órdenes 1 y 2 del grado 3 del potencial de marea han sido incluidos para aquellas ondas de mayor amplitud en la estación. Las ondas diurnas y semi-diurnas han sido en general bien determinadas, mientras que para las ondas mensuales y semi-mensuales (Mm y Mf), la longitud de la serie de datos no resulta suficiente para determinarlas, siendo éstas de menor amplitud en la estación. Además, es posible que efectos de carácter no-mareal estén afectando la determinación de dichas ondas.

Los residuos del ajuste muestran un remanente de carácter no-mareal, principalmente asociado a efectos hidrológicos y efectos de carga no-mareal del océano. Esto será estudiado con mayor detalle en el futuro.

Se han analizado cuatro modelos de mareas oceánicas con el fin de separar los efectos de mareas terrestres y carga oceánica: EOT11a, FES2014b, TPXO9-Atlas y GOT4.10c. Los resultados obtenidos muestran un mejor acuerdo de los modelos FES2014b y TPXO9-Atlas con las observaciones. GOT4.10c muestra mayores diferencias para las ondas Q1 y K2 en amplitud y fase respecto del resto de los modelos. Sería de esperar que las correcciones de observables geodésicos en el área de trabajo generadas con estos modelos sean menos precisas. Las ondas Mm y Mf no están bien reducidas dado que no están correctamente determinadas en el análisis de marea. Estos resultados permiten concluir que, dado el buen acuerdo de las observaciones con los efectos de carga oceánica obtenidos del FES2014b y el TPXO9-Atlas, éstos podrían ser utilizados para corregir observables geodésicos VLBI, SLR o GNSS por el efecto de carga oceánica.

El modelo de mareas obtenido permite sustraer las componentes periódicas de la señal observada por el gravímetro superconductor con el fin de estudiar otros efectos de carácter no-mareal de menor amplitud. Además, los parámetros de marea obtenidos en el presente trabajo pueden ser utilizados para generar correcciones de marea precisas a aplicar en las observaciones del gravímetro absoluto instalado en AGGO.

Por último, los parámetros de marea una vez reducidos por el efecto de carga oceánica pueden ser empleados en forma regional para corregir observaciones gravimétricas, no necesariamente realizadas en AGGO.

Agradecimientos

Este trabajo fue posible gracias a los directores científicos de AGGO: Dr. Claudio Brunini y Dr. Hayo Hase. Los autores también agradecen a I. Nowak, A. M. Cassino, M. Häfner, A. Lothhammer y A. Pasquaré por la operación y el mantenimiento del gravímetro superconductor.

Las series temporales de gravedad del SG están disponibles en: <http://isdc.gfz-potsdam.de/>.

Los autores agradecen también a los dos revisores anónimos, quienes se han tomado el tiempo de leer el trabajo y realizar aportes para su versión final.

Bibliografía

Agnew, D.C. (2007). "Earth Tides", in *Treatise on Geophysics: Geodesy*, T.A. Herring (ed.), Elsevier, New York, 163-195.

- Antokoletz, E.D., Wziontek, H., Tocho, C. & Falk, R., in review. "Gravity reference at the Argentinean-German Geodetic Observatory (AGGO) by co-location of superconducting and absolute gravity measurements", *Journal of Geodesy*.
- Antokoletz, E.D., Wziontek, H. & Tocho, C. (2017). "First six months of Superconducting Gravimetry in Argentina", in International Symposium on Gravity, Geoid and Height Systems 2016, Springer, Cham, 111-118. https://doi.org/10.1007/1345_2017_13
- Bos, M. & Scherneck, H.G. (2013). "Computation of Green's Functions for Ocean Tide Loading", in Xu G. (eds.), *Sciences of Geodesy – II*, Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-28000-9_1
- Büllesfeld, F.J. (1985). *Ein Beitrag zur harmonischen Darstellung des gezeitenerzeugenden Potentials*, Deutsche Geodaetische Kommission Bayer. Akad. Wiss, 314.
- Carrere, L.; Lyard, F.; Cancet, M.; Guillot, A. & Picot, N. (2016). "FES 2014, a new tidal model-Validation results and perspectives for improvements", in *Proceedings of the ESA Living Planet Symposium*.
- Cartwright, D.E. & Tayler, R.J. (1971). "New computations of the tide-generating potential", *Geophysical Journal International*, 23(1), 45-73. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb01803.x>.
- Cartwright, D.E. & Edden, A.C. (1973). "Corrected tables of tidal harmonics", *Geophysical Journal International*, 33(3), 253-264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1973.tb03420.x>
- Cimbaro, S.R.; Lauría, E.A. & Piñón, D.A. (2009). "Adopción del Nuevo Marco de Referencia Geodésico Nacional", trabajo presentado por el Instituto Geográfico Militar, Buenos Aires, Argentina.
- Cheng, Y. & Andersen, O.B. (2010). *Improvement in global ocean tide model in shallow water regions* Poster, SV, 1-68.
- Dehant V.; Defraigne P, & Wahr J.M. (1999). "Tides for a convective Earth", *J. Geophys. Res.*, 104(B1): 1035-1058. <https://doi.org/10.1029/1998JB900051>
- Doodson, A.T. (1921). "The harmonic development of the tide-generating potential", *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 100(704): 305-329. <https://doi.org/10.1098/rspa.1921.0088>
- Egbert, G.D. & Erofeeva, S.Y. (2002). "Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2): 183-204. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2)
- Furones, Á.M., Julián, A.B.A. & Devesa, J.P. (2003). "Correcciones por efecto de marea a observables geodésicos y gravimétricos de alta precisión. Topografía y cartografía", *Revista del Ilustre Colegio Oficial de Ingenieros Técnicos en Topografía*, 20(118): 56-64.

- Hartmann, T. & Wenzel, H.G. (1995a). "The HW95 tidal potential catalogue". *Geophysical Research Letters*, 22(24): 3553-3556. <https://doi.org/10.1029/95GL03324>
- Hartmann, T. & Wenzel, H.G. (1995b). "Catalogue HW95 on the tide generating potential", *Marées terrestres*, 123: 9278-9301.
- Hase, H.; Böer, A.; Riepl, S.; Schlüter, W.; Cecioni, A.; Bataille, K.; Amthauer, E.; Baradit, E.; Narváez, A. & Cifuentes, O. (2003). "The TIGO-Project", in *New technologies in VLBI*, 306: 347. <http://adsabs.harvard.edu/full/2003ASPC..306..347H>
- Heiskanen, W.A. & Moritz, H. (1967). *Physical Geodesy*, W.H. Freeman and Co. San Francisco.
- Hinderer, J.; Crossley, D. & Warburton, R.J. (2007). *Superconducting Gravimetry, Treatise on Geophysics*, 2nd edition, 3: 59-115.
- Klügel, T. & Wziontek, H. (2009). "Correcting gravimeters and tiltmeters for atmospheric mass attraction using operational weather models", *Journal of Geodynamics*, 48(3-5): 204-210. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.09.010>
- Mikolaj, M.; Güntner, A.; Brunini, C.; Wziontek, H.; Gende, M.; Schröder, S.; Cassino, A.M.; Pasquaré, A.; Reich, M.; Hartmann, A.; Oreiro, F.A.; Pendiuk, J.; Guarracino, L. & Antokoletz, E.D. (2019). "Hydrometeorological and gravity signals at the Argentine-German Geodetic Observatory (AGGO) in La Plata", *Earth Syst. Sci. Data*, 11: 1501-1513. <https://doi.org/10.5194/essd-11-1501-2019>
- Oreiro, F.A.; Wziontek, H.; Fiore, M.M.E.; D'Onofrio, E.E. & Brunini, C. (2018). "Non-Tidal Ocean Loading Correction for the Argentinean-German Geodetic Observatory Using an Empirical Model of Storm Surge for the Río de la Plata", *Pure & Applied Geophysics*, 175(5). <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1651-6>
- Savcenko, R.; Bosch, W.; Dettmering, D. & Seitz, F. (2012). "EOT11a - Global Empirical Ocean Tide model from multi-mission satellite altimetry, with links to model results. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.834232>. Supplement to: Savcenko, R., Bosch W. (2012), *EOT11a - Empirical Ocean Tide Model from Multi-Mission Satellite Altimetry*, Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut (DGFI), München, 89: 49.
- Schüller, K. (2019a). Installation Guide. Manual-03-ETA34-X-V71-Installation-Guide, Surin 2019. Recuperado de <http://ggp.bkg.bund.de/eterna/>
- Schüller, K. (2019b). User's Guide. Manual-02-ET34-ANA-V71, Surin 2019. Recuperado de <http://ggp.bkg.bund.de/eterna/>
- Tamura, Y. (1987). "A harmonic development of the tide-generating potential", *Bull. Inf. Marées Terrestres*, 99: 6813-6855.
- Tamura, Y.; Sato, T.; Ooe, M. & Ishiguro, M. (1991). "A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion", *Geophysical Journal International*, 104(3): 507-516. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb05697.x>

- Van Camp, M. & Vauterin, P. (2005). "Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides", *Computers & Geosciences*, 31(5): 631-640. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.11.015>
- Voigt, C.; Förste, C.; Wziontek, H.; Crossley, D.; Meurers, B.; Pálinkáš, V.; Hinderer, J.; Boy, J.-P.; Barriot, J.-P. & Sun, H. (2016). Report on the Data Base of the International Geodynamics and Earth Tide Service (IGETS), (Scientific Technical Report STR – Data; 16/08), Potsdam: GFZ German Research Centre for Geosciences. <http://doi.org/10.2312/GFZ.b103-16087>
- Wang, R. (1997). "Tidal response of the solid Earth", in *Tidal phenomena*, Springer, Berlin, Heidelberg, 27-57. <https://doi.org/10.1007/BFb0011456>
- Wahr, J. (1985). "Deformation induced by polar motion", *J. Geophys. Res.*, 90(B11): 9363-9368. <https://doi.org/10.1029/JB090iB11p09363>
- Wenzel, H.G. (1996). "The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30", *Bull. Inf. Marées Terrestres*, 124: 9425-9439.
- Wenzel, H.G. (1997a). "Analysis of Earth tide observations", in *Tidal Phenomena*, Springer, Berlin, Heidelberg, 59-75. <https://doi.org/10.1007/BFb0011457>
- Wenzel, H.G. (1997b). Tide-generating potential for the Earth. In *Tidal phenomena*, Springer, Berlin, Heidelberg, 9-26. <https://doi.org/10.1007/BFb0011455>
- Wziontek, H.; Wilmes, H. & Bonvalot, S. (2012). "AGrav: An International Database for Absolute Gravity Measurements", in Kenyon S., Pacino M., Marti U. (eds.), *Geodesy for Planet Earth, International Association of Geodesy Symposia*, vol. 136, Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-20338-1_130
- Wziontek, H.; Wolf, P.; Häfner, M.; Hase, H.; Nowak, I.; Rülke, A.; Wilmes, H. & Brunini, C. (2017). *Superconducting Gravimeter Data from AGGO/La Plata - Level 1*, GFZ Data Services. <http://doi.org/10.5880/igets.lp.11.001>
- Xi, Q. (1987). "A new complete development of the tide-generating potential for the epoch J2000", *Bull. Inf. Marées Terrestres*, 99: 6766-6812. Recuperado de <http://www.geophy.cn/EN/Y1987/V30/I04/349>