

ISSN EN LÍNEA 1852-7744

VOLUMEN 42 (2) 2017



GEOACTA

Publicación de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

GEOACTA

Publicación de la Asociación Argentina
de Geofísicos y Geodestas



Buenos Aires, Argentina
www.aagg.org.ar

THE FUTURE OF REMOTE SENSING: HARNESSING THE DATA REVOLUTION

EL FUTURO DEL SENSORAMIENTO REMOTO: APROVECHAMIENTO DE LA REVOLUCIÓN DE LOS DATOS

Charles Toth¹

¹Department of Civil, Environmental and Geodetic Engineering,
The Ohio State University, Columbus, OH, USA
Email: toth.2@osu.edu

BIO

Charles K. Toth is a Research Professor in the Department of Civil, Environmental and Geodetic Engineering, The Ohio State University. He received a M.Sc. in Electrical Engineering and a Ph.D. in Electrical Engineering and Geo-Information Sciences from the Technical University of Budapest, Hungary. His research interest and expertise cover broad areas of spatial information sciences and systems, including photogrammetry, multi-sensor geospatial data acquisition systems, LiDAR, high-resolution imaging, surface extraction, modeling, integrating and calibrating multi-sensor systems, georeferencing and navigation, 2D/3D signal processing, and mobile mapping technologies. He has published over 350 peer-reviewed journal and proceedings papers, and is the recipient of numerous awards, including the 2009 APSRS Photogrammetric Award, United States Geospatial Intelligence Foundation (USGIF) Academic Achievement Award, 2015, ISPRS Schwidefsky Medal Winner 2016, several Lumley Research Awards from Ohio State, and various best papers awards.



Known worldwide for his visionary contributions to mobile mapping, Professor Toth was a key architect of the concept development, and then did significant research in sensor georeferencing and digital imaging technologies. He is generally credited with the introduction of the term “direct and indirect georeferencing” in the photogrammetric community. As one of the founding fathers of the Mobile Mapping Technology symposium series, Dr. Toth has actively contributed to all of them. He is very devoted to education and mentoring of the next generation of photogrammetric professionals, and has been a major contributor to the annual Summer Schools on mobile mapping. Widely recognized in the international mapping community, he has held many senior leadership positions in national and international societies, and was the President of the American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, served as the ISPRS Technical Commission I President for 2012-2016, and is the ISPRS 2nd Vice-President for the period of 2016-2020.

ABSTRACT

Geospatial data has been used increasingly in applications far beyond the traditional mapping and engineering fields. Location-based services and location-aware data have been transforming every aspect of our lives. Both augmented reality (AR) and virtual reality (VR) systems are based on spatial data and spatial data processing, and can now analyze an individual’s field of view to provide information, such as the identification of items and their properties or recommendations of actions, and then 3D visualizations in time of location-attributed datasets, respectively. The source of data is an ever-growing set of sensors and data collection devices, each providing data with specific sensor-determined spatial, spectral and temporal resolution, and error properties. Besides mapping and Earth sciences, applications abound, ranging from autonomous vehicles to smart city implementations, human/machine collaborative manufacturing to disaster and environmental management, medical and geriatric assistive functions to

defense operations and surveillance, etc. The growing amount of geospatial data, processed by new big data methods, are already driving developments and will create new applications and industries that will have major societal impact over the next decade and beyond.

RESUMEN

Los datos geoespaciales han cobrado un gran auge en diversas aplicaciones que distan de los campos tradicionales de la cartografía e ingeniería. Actualmente, los servicios basados en localización permiten detectar una ubicación actual para luego utilizar estos datos como fuente de información, lo que ha transformado cada aspecto de nuestras vidas. Los sistemas de realidad virtual y aumentada, respectivamente, se basan en la utilización de datos espaciales y sus procesamientos, donde actualmente es posible analizar el campo de visión de un individuo para proporcionar información como ser la identificación de elementos, sus propiedades o recomendaciones de posibles acciones, como así también visualizaciones en 3D del conjunto de datos atribuidos a la ubicación. Las fuentes originarias de datos están en continuo crecimiento, y cada vez son mayor la cantidad de sensores y dispositivos de recopilación de datos integrados, donde cada uno proporciona propiedades específicas de resolución espacial, espectral y temporal y sus errores asociados. Además de aplicaciones en cartografía y en Ciencias de la Tierra, otros campos han sido explorados como el de vehículos autónomos, implementaciones de ciudades inteligentes, fabricación colaborativa entre personas y maquinas, gestión ambiental y de desastres naturales, funciones de asistencia médica y geriátrica, operaciones de defensa y vigilancia, etc. El creciente volumen de datos geoespaciales procesados mediante los métodos llamados de “big data” han impulsado nuevos desarrollos, aplicaciones e industrias, que generarán un gran impacto en la sociedad durante la próxima década e incluso más allá.

REMOTE SENSING

The field of Remote Sensing has been vastly expended recently, and its applications have far surpassed the historical limits of mapping, based on optical image acquisition from satellite and airborne platforms. By now, Remote Sensing encompasses any noncontact techniques to observe and map some of the physical parameters of our environment, covering the electromagnetic spectrum from radio to the optical band, and including the sensing of the Earth’s magnetic and gravitational fields. Driven by technological developments, sensors have become ubiquitous and can be found in almost every facet of our lives. In particular, imaging sensors have shown dramatic improvements in performance and variety, offering a broad range of spatial and temporal resolutions with spectral capabilities from pan to multispectral to hyperspectral bands. Technological developments have also allowed for a proliferation of remote sensing platforms, which are now available from space to air to ground to subsurface. Figure 1 illustrates the diversity and the range of the most widely used sensors and platforms.

Concerning the trends in remote sensing, the developments are very strong in the less expensive, consumer-grade sensors and small, mobile platforms. For example, autonomous and assisted vehicle technologies, one of the hottest fields currently, require simple yet reliable sensing capabilities. In particular, research and innovation on laser sensing are an extremely hot area, as point clouds offer a true-scale direct 3D representation of the vehicle environment at day and night. In comparison, optical sensing has become extremely advanced, mainly due to widespread smartphone applications. In general, achieving better mobility and autonomy drives the platform developments, primarily in the consumer market. UAS systems have shown remarkable progress in terms of performance, reliability, increasing capabilities, and ease of use. Driverless vehicles are on the verge of being introduced to normal use. In both cases, the enabling technology is remote sensing, combined with advanced data science methods. Figure 2 shows a point cloud obtained from a mobile platform, aimed at supporting driverless vehicle technologies by providing a high-definition 3D map of the environment that provides accurate vehicle positioning when GPS signals are not available or the pavement markings on the road are not visible. Note that the point cloud is a base layer, based on the object space is segmented and object features are extracted and stored in vector and other metadata formats that can effectively support high-level search and match operations.

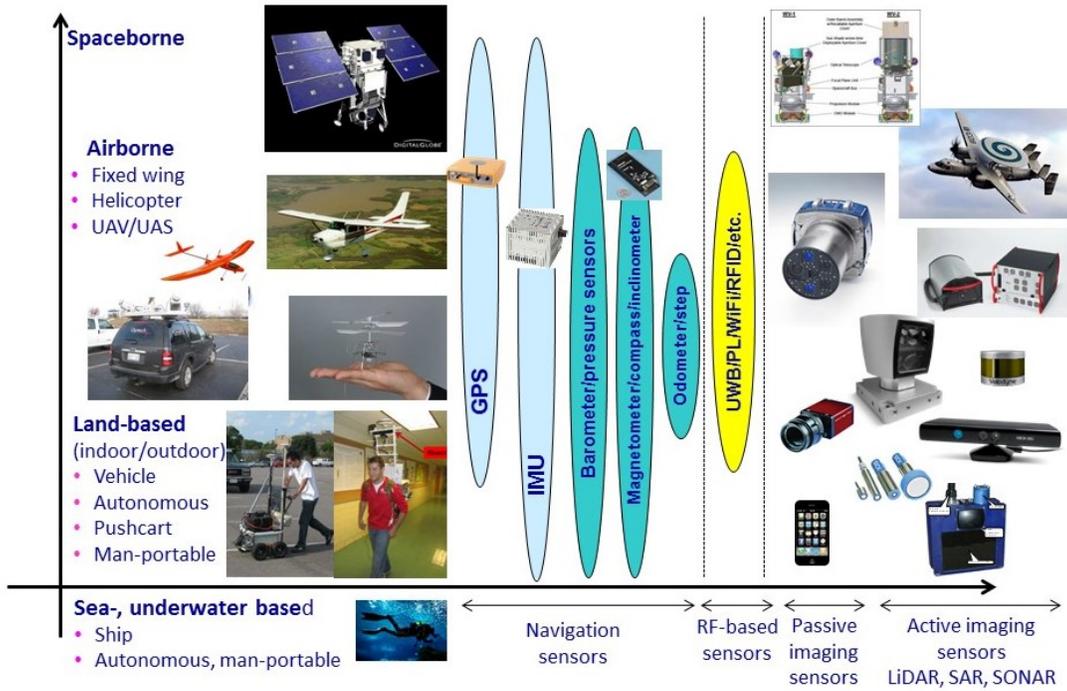


Figure 1. Remote sensing platforms and sensors.
Figura 1. Plataformas de sensoramiento remoto y sensores.

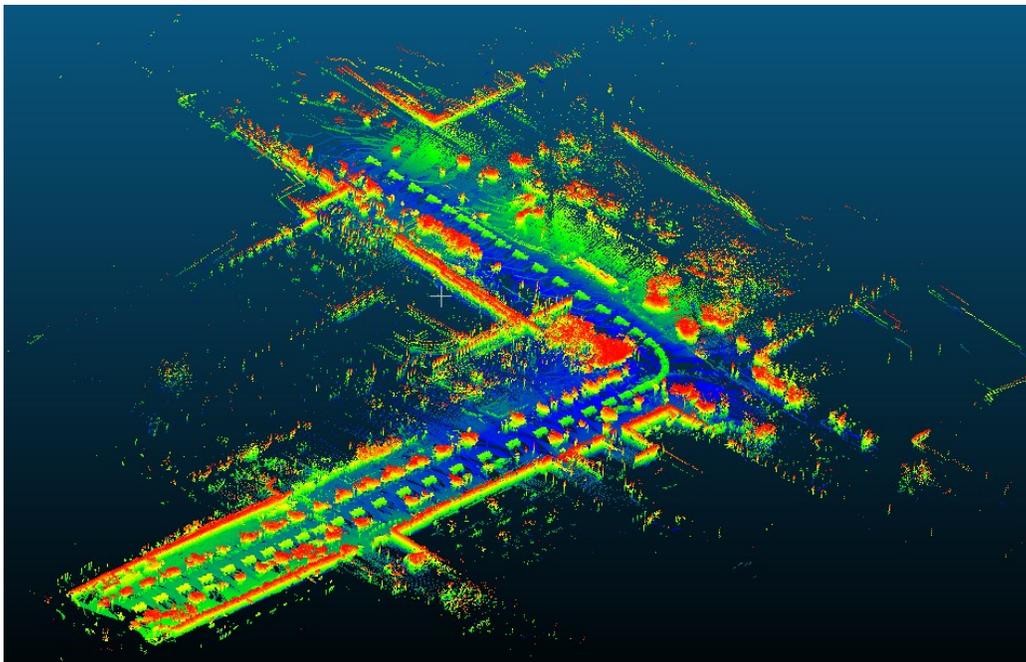


Figure 2. High-definition point cloud of a section of the OSU Campus, acquired from a mobile platform.
Figura 2. Nube de puntos de alta definición de una sección del Campus OSU, adquirida desde una plataforma móvil.

SENSOR INTEGRATION

Sensors, both at the professional and consumer levels, are hardly used alone on any current platform, and multi-sensor data acquisition has become the norm of practice in remote sensing. For example, an airborne mapping system usually includes a GPS/IMU sensor combo for accurate sensor georeferencing and then one or more optical sensors, such as digital cameras and/or LiDAR sensors. On the consumer level, smartphones typically sport a large number of sensors, including GPS, IMU, magnetometer, cameras, pressure, brightness, and sound sensors, etc., in a remarkably small enclosure, creating a powerful navigating and mapping device. Sensor integration represents the methods to combine data streams coming from complementary and, many times, redundant sensor measurements. Before performing any sensor integration, however, the sensors and their spatial and temporal relationship should be calibrated to achieve optimal sensor performance. The most essential, low-level process is the georeferencing of the image data, typically accomplished by using the GPS/IMU integrated navigation solution to estimate position and attitude parameters for the imaging sensor at the time when the image data is acquired. Augmented reality (AR) and virtual reality (VR) systems, used in consumer or professional applications for visualization, require accurate sensor and viewpoint georeferencing; Figure 3 shows a smartphone app with AR, the Pokemon Go. An example for higher-level sensor integration is the fusion of optical imagery and LiDAR data, where accurate sensor georeferencing is an essential prerequisite.



Figure 3. Pokemon Go VR app.
Figura 3. App Pokemon Go VR.

The sensor integration of navigation and imaging sensors was the enabling technology that resulted in the unprecedented proliferation of location-based services and the recent, widespread use of location-aware data. In fact, these developments triggered a paradigm shift in the navigation and mapping fields, which, historically, were fairly disconnected. The outstanding, outdoor, anywhere-and-anytime navigation performance of GPS based devices created a tremendous demand for the same level of navigation accuracy in GPS-challenged areas, such as urban areas, in canyons and indoors. While no sensor can replace GPS in that environment, sensor integration has been the only viable solution used currently to approach GPS-level accuracy in certain cases. In particular, imaging sensors are used successfully for positioning, using various computer vision techniques, such as Visual Odometry or Structure from Motion based SLAM (Simultaneous Localization and Mapping) methods. On the mapping or geospatial data acquisition side, there is no contemporary data capture system that would not include some navigation sensor or georeferencing technologies. Professional mapping systems are typically supported by cm-level accuracy, while less expensive, consumer-grade devices generally provide few meter level positioning accuracy.

CROWDSENSING/CROWDSOURCING

Historically, geospatial data, primarily distributed in map formats were acquired by governments and private companies. With the proliferation of inexpensive imaging sensors, the situation has started to change, as consumers are increasingly acquiring large amounts of image data that contain valuable geospatial information. In particular, this is the situation in urban areas and indoors, where people both spend most of their time and use their smart devices. The term crowdsensing is similar to crowdsourcing and they are frequently used interchangeably in the geospatial context; note that the crowdsourcing is about 10 years old, and was originally created by the IT industry. In the developed world, the human environment is getting peppered with inexpensive sensors, deployed on vehicles, infrastructure, humans (wearable sensors), smart devices, etc., and, consequently, consumer sensor data are becoming ubiquitous. Voluntarily or involuntarily, crowdsensing creates an increasingly large volume of data, which has a tremendous potential to extract geospatial information. Note that crowdsensing always provides georeferencing, which is only moderately accurate, yet it is sufficient to organize the sensor data and can be usually refined during subsequent photogrammetric processing. The real question is more about accessing the crowdsensed sensory data, which directly connects to communication and the general IT infrastructure; an area that is rapidly improving in both coverage and speed. The data acquired worldwide, per day, are rapidly increasing and currently estimated to be 50 quintillions (10^{18}) bytes, where video and image data represent the largest component. Most of the crowdsensed data get archived, and the amount of digital data stored worldwide is sharply growing. Obviously, crowdsensing data are currently no match for high quality geospatial data, acquired by metric quality sensors, yet as technology and data processing techniques continue to advance, there will be a point when crowdsensed data will provide comparable quality geospatial information to present-day, state-of-the-art mapping technologies. Moreover, in terms of observing the object space, it is clear that crowdsensing data will surpass the operational envelop of traditional remote sensing. By definition, crowdsensing can only observe the object space where the “crowd” is, which are usually areas of high interest, such as densely built up areas or transportation corridors, etc. Estimates vary on a wide scale, but experts generally agree that the number of sensors that qualify for the crowdsensing status, will be, at least, an order larger than the population of the Earth. The ultimate question is how to exploit the potential of crowdsensing data. Emerging methods, including Data Analytics and Big Data are the likely answer to it. Figure 4 shows two heat maps, acquired by people exercising in the Columbus, OH area, using the Strava app; note the difference between the running and biking routes, and spatial distribution of the routes in general, as they correlate to the general quality of living in the various neighborhoods.



Figure 4. Heat map of people exercising (running –left, bicycling –right) in the Columbus, OH area, acquired by Strava.

Figura 4. Mapa de calor de gente ejercitándose (corriendo –izquierda, bicicleta –derecha) en el área de Columbus, OH, USA, adquirido mediante Strava.

DATA REVOLUTION

Data Science has existed since the beginning of the digital age, but neither the applications nor the computing technology were ready to harness the potential of this discipline. Due to the explosive developments in sensing, geospatial sensors started to produce an ever-increasing amount of data recently, and soon Big Data have become a reality. On the computing front, cloud computing has gained dominance and, for the first time, nearly unlimited processing and storage capacity are offered at an affordable price. Geospatial data is one of the big beneficiaries of the ongoing developments of the new era in research and application known as Data Science, Data Analytics, or Big Data. Data streams at petabyte (10^{15} bytes) and exabyte (10^{18} bytes) scales are becoming common and widely available via warehouse-scale computers and the internet. Figure 5 shows the trend of information creation worldwide. In addition, due to cloud computing, very large computers are also widely available, providing the base for massive processing. It is important to emphasize that besides the highly-automated information processing, the real potential of harnessing data science is the capability to extract additional information that has not been feasible in the past. For example, using satellite data to monitor changes in a region where some health epidemic occurred, the correlation between the spread of the disease and the state of vegetation can be established. Besides classical mapping, Big Geo Data are expected to contribute to the society in new capacities by offering massive datasets on human behavior containing information relevant to understanding the big problems facing society and individuals today.

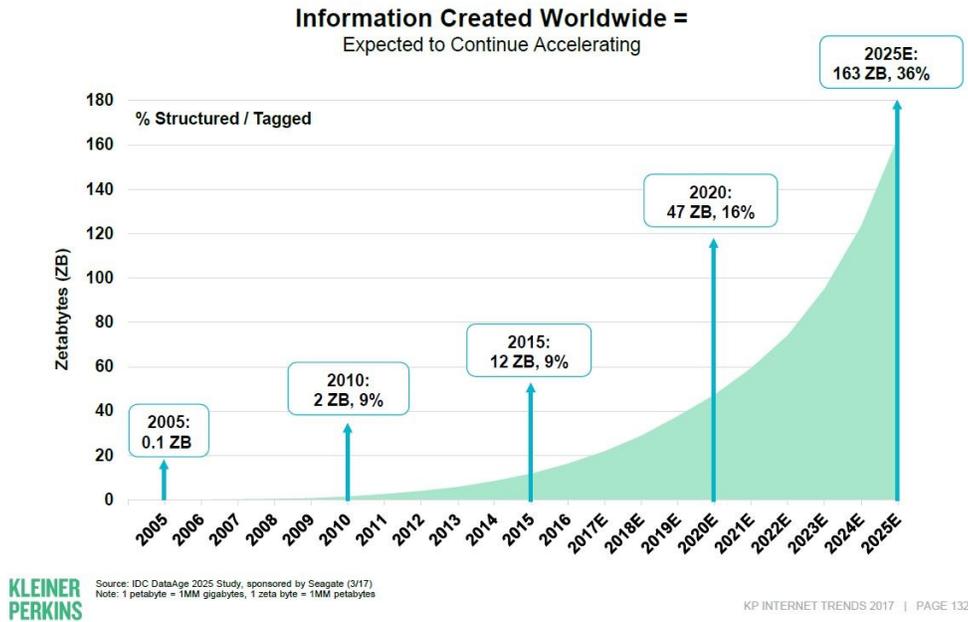


Figure 5. Increasing pace of data creation worldwide.
Figura 5. Incremento en la creación de datos en el Mundo.

FINAL REMARKS

The geospatial science and engineering field is experiencing rapid growth, and is expected to advance significantly in the coming years. The developments are primarily fueled by the enormous amount of geospatial data, acquired by ever-powerful sensors, both professionally and crowdsensed, and the availability of big data methods. A key question is how geospatial data can harness the ongoing, data science revolution, as it has become clear that traditional processing cannot keep up with the ever-increasing volume of data coming from satellites, UAS, driverless vehicles, smart devices, etc. Exploiting the potential of crowdsensed data is a likely, key element of this process, as it provides for a sustained observation of our environment, offering both currency and accuracy.

BALANCE DE MASA GEODÉSICO 2000-2011 DE LOS GLACIARES DE LA CUENCA DEL RÍO ATUEL, ANDES CENTRALES DE MENDOZA (ARGENTINA)

2000-2011 GEODETIC MASS BALANCE OF THE GLACIERS IN THE ATUEL CATCHMENT, CENTRAL ANDES OF MENDOZA (ARGENTINA)

Daniel Falaschi¹, Maria Gabriela Lenzano¹, Takeo Tadono², Alberto Ismael Vich¹, Luis Eduardo Lenzano¹

¹Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales IANIGLA-CONICET
Mendoza, Argentina.

²Earth Observation Research Center (EORC), Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA),
Japan.

Email: dfalaschi@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

A pesar de ser una de las cadenas montañosas más largas y con mayor cobertura glaciar del mundo, existen vastas áreas de la Cordillera de los Andes donde las tendencias de cambio glaciar son poco conocidas. El presente estudio provee la primera estimación de los cambios de elevación, masa y volumen para 198 glaciares (90.74 km²) de la cuenca del río Atuel en los Andes mendocinos de Argentina, para el período comprendido entre los años 2000-2011. Mediante el método del balance de masa geodésico (diferenciación de los MDEs SRTM y ALOS PRISM) se determinó, en término medio, un adelgazamiento de -0.24 ± 0.31 m a⁻¹, de los glaciares investigados. Esto equivale a un cambio de volumen de -0.022 ± 0.028 km³ a⁻¹ y una pérdida de masa de -0.20 ± 0.27 m a.eq. a⁻¹. Esta tendencia regional de adelgazamiento moderado es menor que la que resulta de los registros previos de balances de masa de los Andes Centrales y Andes Patagónicos Australes. Los mapas de cambio de elevación de la superficie glaciar permitieron además reconocer el colapso masivo del glaciar Portezuelo de Las Leñas.

Palabras clave: Balance de masa geodésico, Río Atuel, Andes Centrales de Argentina

ABSTRACT

Although the Andes are one of the longest mountain ranges hosting large ice masses in the world, there are still vast areas of the cordillera where the trends in glacier changes are poorly known. The present study provides the first elevation, mass and volume change estimations for 198 glaciers (90.74 km²) in the río Atuel catchment in the Andes of Mendoza, Argentina, during the 2000-2011 period. By means of the geodetic mass balance method (differencing of the SRTM and ALOS PRISM) we estimated an overall elevation change of -0.24 ± 0.31 m yr⁻¹. This value equals an ice volume change of -0.022 ± 0.028 km³ yr⁻¹ and a mass loss of -0.20 ± 0.26 m w.e. yr⁻¹. This regional trend of slight glacier thinning is lower than previous mass balance records in the Central and Southern Patagonian Andes. The glacier surface elevation change maps allowed for the identification of the Portezuelo de Las Leñas massive collapse.

Keywords: Geodetic mass balance, Atuel catchment, Centrales Andes of Argentina

INTRODUCCIÓN

En los Andes Centrales de Argentina y Chile, los estudios glaciológicos a escala regional de cuencas consistieron inicialmente en inventarios de glaciares efectuados sobre la base de fotografía aéreas de los años '50-'70, (Marangunic, 1979; Corte y Espizúa, 1981; Espizúa, 1982), siendo posteriormente actualizados con imágenes satelitales (Llorens y Leiva, 1995, Leiva, 1999). Estudios recientes han revelado importantes pérdidas del área cubierta por glaciares desde la segunda mitad del siglo XX en adelante (Bown et al., 2008, Espizúa y Pitte, 2009, Rabatel et al., 2011). En esta región, y a pesar de que las tasas de retroceso glaciar desde la década de 1990 han aumentado muy levemente respecto de décadas anteriores, la merma en la superficie cubierta por hielo ha alcanzado el 30% en algunas cuencas específicas desde el año 1955 (Malmros et al., 2016). Estos trabajos, sin embargo, se focalizan en la realización de inventarios de glaciares comparativos para la estimación de las fluctuaciones de área de los glaciares, que constituyen una respuesta diferida en el tiempo de los glaciares al cambio climático y se ven afectadas por la presencia de coberturas detríticas sobre las superficies de hielo. Por el contrario, el balance de masa glaciar representa una respuesta más directa e inmediata de las interacciones glacio-climáticas y del estado de salud de los glaciares (Bhattachayra et al., 2016).

El balance de masa puede ser obtenido mediante mediciones directas in situ (método glaciológico, (Kaser et al., 2003), modelos climáticos (Shaefer et al., 2015), o bien a través del método geodésico (Cogley, 2011). En la región de los Andes Centrales los registros de balance de masa con el método glaciológico se restringen a unos pocos glaciares (Brown Superior, Conconta Norte, Los Amarillos, Amarillo, Guanaco, Echaurren y Piloto Este -WGMS, 2015), de los cuales los dos últimos constituyen glaciares de referencia con series de datos de más de 40 años (Escobar et al., 1995a, b; DGA, 2010; Leiva et al., 2007). Mernild et al (2015) se basaron en los registros históricos de los glaciares Piloto Este y Echaurren sumados a datos provenientes de otras diez series de reciente implementación y para glaciares de pequeño tamaño (Los Amarillos, Amarillo, Toro 1 y 2, Esperanza, Guanaco, Otigas 1 y 2, Conconta Norte y Brown Superior) para detectar un fuerte desequilibrio de los glaciares de los Andes Centrales y Áridos con el clima actual. En tanto el balance de masa geodésico, el cual permite calibrar las series prolongadas de balance de masa glaciológico (Zemp et al., 2013) y estimar en forma simplificada la contribución de las masas de hielo al aumento del nivel del mar (Hock, 2009), ha sido utilizado en los Andes Centrales por Lenzano (2013) y Lenzano et al. (2013) para determinar balances de masa en los glaciares de Las Vacas, Horcones Superior e Inferior del Cerro Aconcagua con valores variables.

De lo anterior se desprende que debido al número limitado de observaciones (aparte de cambios de área y de longitud) sobre los glaciares de los Andes Centrales, no se cuenta aún con una valoración detallada de los cambios glaciares a largo plazo en esta región, circunstancia que a su vez impide un entendimiento acabado de la interacción entre los glaciares y el clima. El objetivo principal del presente trabajo es el de calcular los cambios de elevación, volumen y masa a través del método de balance de masa geodésico en 198 glaciares con diferentes tipos de morfología y características dinámicas sobre la cuenca del río Atuel en la Provincia de Mendoza, Argentina, para el período 2000-2011. Ante la ausencia de registros de balance de masa glaciológico en la zona de estudio, el presente trabajo ampliará significativamente la información de balances de masa glaciar para esta cuenca en particular y los Andes Centrales en general, disponibles hasta el momento. De esta manera, los resultados son discutidos con respecto a estudios previos a lo largo de los Andes argentino-chilenos, para períodos de tiempo similares.

ÁREA DE ESTUDIO: DATOS HISTÓRICOS

La cuenca del río Atuel se ubica en el centro-oeste de la Provincia de Mendoza, Argentina, entre 34° 25' y 35° 15' de latitud Sur (Fig. 1). Cubre una superficie de 3979 km² e incluye elevaciones mayores a los 4500 m como el Cerro Sosneado (5189 m), Volcán Overo (4619 m), Risco Plateado (4999 m) y Las Leñas (4351 m). Los glaciares de la cuenca del río Atuel son principalmente glaciares de circo y de valle, presentan ocasionalmente coberturas detríticas sobre su superficie y son en general de pequeño tamaño (<10 km²). Las características del flujo glaciar son también variables; el flujo es "normal" en la gran mayoría de los glaciares, pero también se conocen glaciares de tipo *surge* (glaciar Laguna –Cobos y Boninsegna, 1983) y con

eventos morfológicos inusuales en el pasado reciente (ver sección discusión). En los Andes Centrales, la línea de equilibrio de los glaciares decrece de 5000 m a 2800 m desde el Norte hacia el Sur. (Condom et al., 2007).

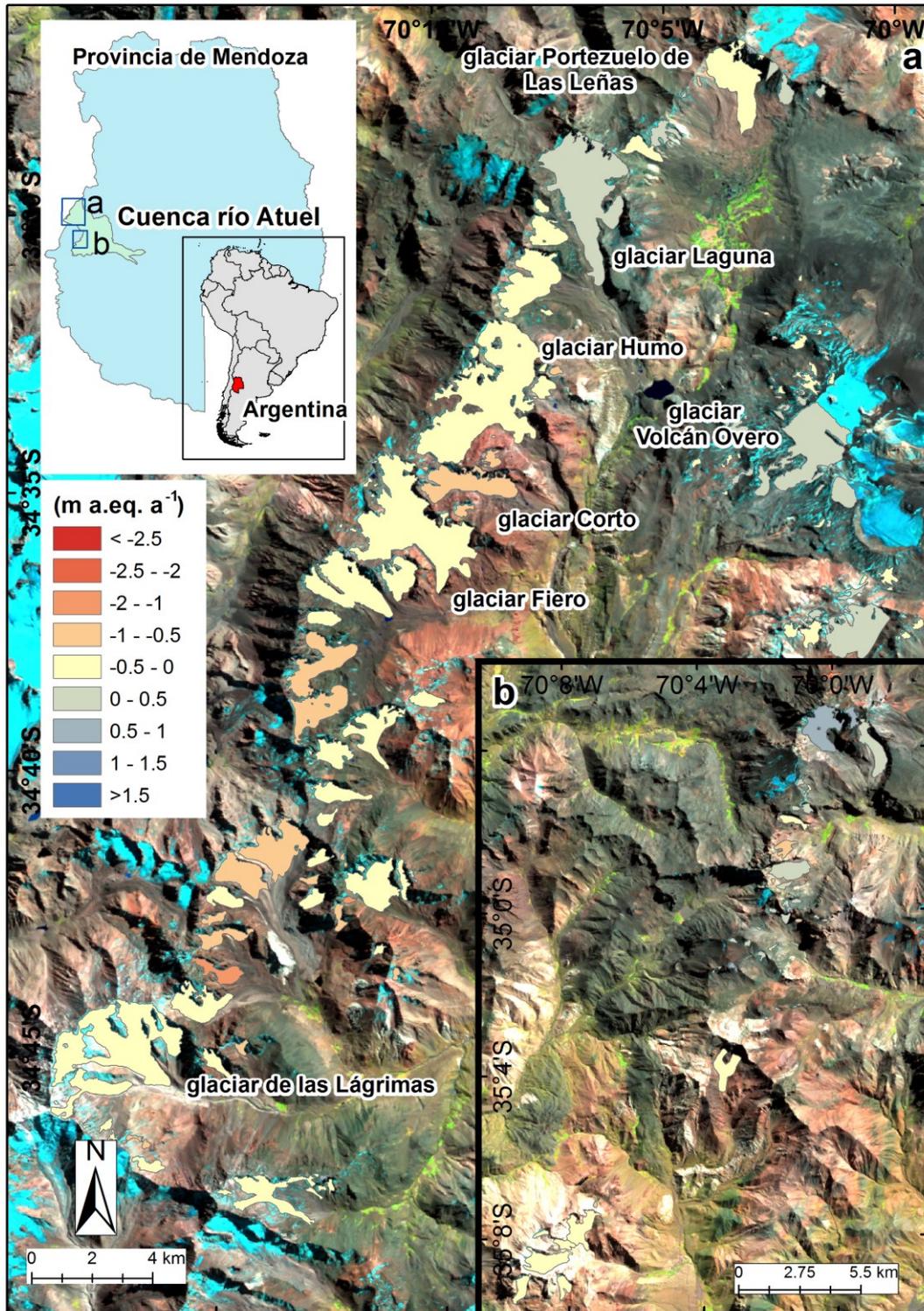


Figura 1. Mapa de ubicación de la Cuenca del río Atuel en la Provincia de Mendoza y cambios de elevación promedio en glaciares.

Figure 1. Location map of the río Atuel catchment in the Mendoza province and glacier elevation changes.

El clima de los Andes Centrales está caracterizado por un régimen mediterráneo. Los vientos provenientes del Océano Pacífico, si bien más frecuentes y fuertes durante el invierno (Junio-Septiembre), se manifiestan durante todo el año (Garreaud, 2009). El pasaje de estos sistemas de precipitación frontal por sobre la Cordillera de los Andes produce un marcado gradiente de precipitación en sentido Oeste-Este (Garreaud, 2009). Registros instrumentales (1950-2000) muestran gran variabilidad en las precipitaciones níveas entre 30°–37° S (Masiokas et al., 2012) mientras que los glaciares se ven expuestos a temperaturas mensuales medias que van desde los -5.3° C en el invierno a 5.5° C durante el verano (Sagredo y Lowell, 2012). En su reconstrucción del balance de masa 1978-2013 del glaciar Echaurren Norte, Masiokas et al. (2016) indican condiciones climáticas favorables para la década de los años '80 y para periodos muy breves a inicios de siglo XXI, pero netamente desfavorables en los años siguientes.

En esta región, Espizúa (1998) estudió la estratigrafía glaciar y reconoció cuatro eventos glaciares durante el Pleistoceno en la cuenca del río Grande, cronología que fue correlacionada con los avances de la cercana cuenca del Río Mendoza. Le Quesne et al. (2009) utilizaron una combinación de técnicas dendrocronológicas, fotografías aéreas e imágenes satelitales para determinar tasas de retroceso de entre $50-9$ m a^{-1} de ocho glaciares en los Andes Centrales, incluyendo a los glaciares Laguna, Corto, Humo y Fiero en la cuenca del río Atuel. desde la Pequeña edad de Hielo al presente. Anteriormente, Groeber (1954) había descrito los glaciares Corto, Humo, Fiero y sus variaciones frontales en la primera mitad del siglo XX. Durante la década de 1980, buena parte de los glaciares de la Provincia de Mendoza fueron inventariados. Para la cuenca del río Atuel, Cobos (1983) inventarió un total de 227 cuerpos de hielo que ocupaban un área de $185,93$ km² en base a fotos aéreas de los años '70, de los cuales 148 km² correspondían a hielo descubierto y los 37.92 km² restantes a hielo cubierto por detrito. Por último, el Inventario Nacional de Glaciares (ING, www.glaciaresargentinos.gob.ar) actualizó estos datos al año 2011, cuantificando un total de 92.39 km², de los cuales 66.77 km² se identificaron como hielo descubierto y 25.62 km² como hielo cubierto (ING, 2015).

DATOS Y MÉTODOS

Polígonos glaciares

Los contornos de los glaciares de la cuenca del río Atuel para el año 2011 fueron obtenidos de las capas vectoriales generadas y puestas a libre disposición por el Inventario Nacional de Glaciares de Argentina (ING; IANIGLA, 2015). Debido a que el balance de masa glaciar debe tener en cuenta el cambio de área durante el período estudiado (Rolstad et al., 2009, Zemp et al., 2015), estos contornos fueron posteriormente modificados manualmente para adaptarlos al área cubierta por hielo en el año 2000 sobre la base de imágenes Landsat. A partir de estas capas vectoriales, se trabajó con las siguientes categorías: *glaciar descubierto*, *manchones de nieve*, (perennes), *glaciar cubierto*, *glaciar cubierto con glaciar de escombros*, en tanto que se descartaron los *glaciares de escombros activos e inactivos*. La diferencia entre el área determinada por el ING y el presente estudio (-1.65 km²) se debe a que se descartaron polígonos de la categoría *glaciar cubierto con glaciar de escombros*, que se reinterpretaron como glaciares de escombros. También de esta base de datos se obtuvo la información correspondiente a la pendiente, altura media y tamaño de cada polígono glaciar.

Imágenes satelitales y Modelos Digitales de Elevación (MDE)

Se utilizaron imágenes satelitales Landsat TM ortorrectificadas (nivel de procesamiento L1T) para verificar los contornos de los glaciares del ING del año 2011, y para corregir y adaptar dichos polígonos al año 2000 (Tabla I). Para estudiar en detalle los eventos ocurridos en marzo de 2007 en el glaciar del Portezuelo de Las Leñas (véase discusión) se utilizaron imágenes Landsat TM adicionales, junto con imágenes de alta resolución Quickbird disponibles en GoogleEarth.

Los cambios de elevación y balance de masa de los glaciares de la cuenca del río Atuel entre febrero de 2000 (t_0) y marzo de 2011 (t_1) se obtuvieron mediante la diferenciación de los MDEs Shuttle Radar Topography Mission (SRTM banda C) y ALOS PRISM. Las elevaciones en t_0 fueron provistas por el SRTM en banda C, adquirido entre el 11-22 de febrero de 2000 (Farr et al., 2007). Las grillas originales de 1 arcosegundo de resolución fueron remuestreadas a 30 m y

proyectadas en el sistema de coordenadas UTM Zona 19S. Rignot et al. (2001) han señalado que el SRTM en banda C subestima los valores de elevación sobre la superficie de los glaciares en comparación con el SRTM banda X, a causa de la penetración del pulso radar en la capa de nieve con una longitud de onda comparativamente mayor de 5.6 cm vs. 3.1 cm del SRTM banda X. En este sentido, algunos autores han implementado correcciones de la penetración del pulso radar previo a la determinación de los cambios de elevación y balance de masa glaciar en el Hemisferio Norte (Rignot et al., 2001, Gardelle et al., 2013). En los Andes de Argentina y Chile, por el contrario, el SRTM fue adquirido en una etapa avanzada del período de ablación, por lo que los glaciares deberían haber estado mayormente libres de nieve estacional. De esta manera, en el presente trabajo no se implementó corrección alguna sobre los valores de elevación del SRTM en banda C.

fecha de adquisición (dd/mm/aaaa)	sensor	path/row	resolución espacial (m)	uso
28-01-2000	Landsat TM	232/084	30	mapeo glaciares
04-03-2007	Landsat TM	232/084	30	interpretación visual
20-03-2007	Landsat TM	232/084	30	interpretación visual
31-03-2011	Landsat TM	232/084	30	mapeo glaciares
31-03-2011	ALOS PRISM	276064350	2,5	generación MDE
31-03-2011	ALOS PRISM	276064355	2,5	generación MDE

Tabla I. Listado de imágenes utilizadas.

Table I. List of used satellite imagery.

Para t_1 , se generaron MDEs de 30 m de resolución (en coincidencia con el SRTM) a partir de imágenes ALOS PRISM del 31 de marzo de 2011 con el software *Ortho-image Generation Software*, diseñado específicamente para el procesamiento de imágenes del sensor PRISM por la Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA). En términos generales, la validación de los MDEs ALOS PRISM reportó una incertidumbre en el plano horizontal de 6 m y un error vertical absoluto entre 2-18 m (Takaku y Tadono, 2009).

Tanto el SRTM como ALOS PRISM presentan espacios vacíos en las grillas de elevación, debido a las regiones de baja coherencia interferométrica (Wang et al., 2010) y zonas de bajo contraste óptico, respectivamente. Es por ello que el 4.3% (3.91 km²) de la superficie glaciar investigada carece de datos de elevación. Al igual que el SRTM, el MDE ALOS PRISM fue adquirido hacia el final del período de ablación, por lo que no debería contener nieve estacional sobre la superficie glaciar.

Co-registro de los MDEs y cálculo de los cambios de elevación y balance de masa

Cualquier desplazamiento en el plano horizontal y vertical existente entre los MDEs utilizados para calcular un balance de masa geodésico puede resultar en sesgos o desvíos en las diferencias de elevación entre los mismos en función de la orientación y la pendiente (Nuth y Kääb, 2011). En consecuencia, en este trabajo se utilizó el procedimiento de Berthier et al., (2007) para eliminar el desajuste plani-altimétrico entre SRTM y ALOS PRISM. El proceso de co-registro consistió en un proceso iterativo donde el MDE *esclavo* (*slave* en inglés) (ALOS PRISM aquí) se ajusta en planimetría y altimetría respecto del MDE *maestro* (*master*) (SRTM) hasta alcanzar un mínimo en el valor de desviación estándar en las diferencias de elevación entre los MDEs sobre terreno estable (sin hielo). El promedio de las diferencias de elevación sobre terreno estable fue de 1.6 m, con un desvío estándar de 7.8 m. Se calculó un RMSE de 0.67 m a⁻¹. Debe considerarse, sin embargo, que la superficie de los glaciares está mejor representada que el terreno estable en los MDEs y los errores sobre la misma son menores (Bolch et al., 2008).

Una vez realizado y optimizado el co-registro entre ambas grillas, se calcularon los cambios de elevación y balance de masa de 198 glaciares mayores a 0.01 km² para el período comprendido entre t_0 y t_1 sustrayendo la grilla SRTM al ALOS PRISM. A partir de esta grilla de

diferencia de elevación se obtuvieron los valores dh/dt para cada glaciar y el dh/dt promedio para bandas altitudinales de 50 m de acuerdo con el rango altitudinal de los glaciares estudiados entre los 3050 m y 5000 m. Además, se analizó la relación entre los valores de los parámetros morfométricos de los glaciares (pendiente, altura media y tamaño), agrupados en cuantiles del 5%, y el cambio de elevación dh/dt mediante regresiones lineales.

El cambio volumétrico se calculó para cada glaciar como la sumatoria de los productos entre los valores dh/dt de cada píxel y su superficie. Los espacios sin información sobre la superficie glaciar (4.3%) fueron rellenados utilizando dichos promedios para cada banda altitudinal. Debido a que la proporción de espacios vacíos es baja (Le Bris y Paul, 2015, Falaschi et al., 2017), los valores finales de cambio volumétrico y balance de masa para el total de superficie cubierta por hielo no deberían verse mayormente afectados. El balance de masa geodésico en volumen de agua equivalente (m a.eq.) fue calculado asumiendo una densidad promedio del material involucrado de $850 \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ según Huss (2013), en concordancia con la densidad utilizada en el cálculo de balance de masa de los glaciares del Cerro Aconcagua estimado por Lenzano et al. (2013).

Determinación de la incertidumbre

En las determinaciones del balance de masa glaciar por el método geodésico, la incertidumbre está dada principalmente por la calidad (resolución, precisiones) de los MDEs utilizados, en función del tipo de superficie (nieve, hielo, cubierta detrítica) y las características topográficas del terreno no cubierto por hielo (rugosidad, pendientes). Si bien existen diversos métodos para calcular la incertidumbre asociada al cambio de elevación de la superficie glaciar, el método de Gardelle et al. (2013) es en la actualidad uno de los más difundidos (e.g. Bolch et al., 2017, Falaschi et al., 2017).

Normalmente, la incertidumbre aumenta con la altitud, dado que las sombras causadas por el terreno fuertemente inclinado generan zonas de bajo contraste donde la correlación óptica falla (Gardelle et al., 2013). Debe considerarse, además, que las diferencias de elevación sobre terreno estable (sin hielo) en zonas alejadas de los glaciares no son representativas de aquellas zonas más próximas en términos de pendiente y rugosidad, y que la correlación espacial de los valores de incertidumbre en el cambio de elevación no resulta perfecta ni nula en un análisis píxel a píxel (Fischer et al., 2015). A causa de ello, la incertidumbre en los valores de dh/dt fue calculada para zonas *buffer* alrededor de cada unidad glaciar, cada una de ellas del doble de superficie que sus respectivos polígonos glaciares según lo estipulado por Fischer et al. (2015) y en bandas altitudinales de 50 m.

A su vez, se eliminaron aquellos píxeles con valores de diferencia de elevación mayores o menores que $\pm 2\sigma$ y finalmente, se descartaron las zonas con pendientes superiores a 25° que no resultan representativas de la superficie de los glaciares (Rolstad et al., 2009).

Según lo propuesto por Gardelle et al. (2013), el error estándar $SE\Delta z_i$ de las diferencias de elevación entre SRTM y ALOS PRISM sobre terreno no englazado para cada banda altitudinal se obtiene al dividir el error aleatorio de cada uno de los píxeles de diferencia de elevación $\sigma\Delta h_i$ por el número efectivo de píxeles independientes en cada banda altitudinal n_{ef} como muestra la ec (1).

$$SE\Delta z_i = \frac{\sigma\Delta h_i}{\sqrt{n_{ef}}} \quad (1)$$

Como se expuso anteriormente, y debido a que el número total de píxeles n_{tot} está espacialmente correlacionado, n_{ef} es menor a n_{tot} según un factor de $2d$ (ec. 2).

$$n_{ef} = \frac{n_{tot} \cdot R}{2d} \quad (2)$$

donde d es la distancia de autocorrelación espacial entre píxeles (100 m) obtenida mediante el índice de autocorrelación *Moran's I* (Gardelle et al., 2013) y R (30m) el tamaño de píxel.

Por otro lado, la incertidumbre sistemática en el cálculo de cambio volumétrico $\epsilon\Delta h_i$ (ec. 3) es igual a la diferencia media entre los MDEs utilizados (es decir, la diferencia de elevación entre

píxeles individuales Δh_i) dividida por el número total de píxeles, y puede ser de signo positivo o negativo (Koblet et al., 2010)

$$\varepsilon \Delta h_i = \frac{\sum^n \Delta h_i}{n_{tot}} \quad (3)$$

Para cada glaciar, la incertidumbre asociada de cambio volumétrico $E\Delta v_i$ resulta del producto del área de cada una de las bandas altitudinales A_i y la correspondiente incertidumbre en el cambio de elevación de acuerdo a la ec. 4.

$$E\Delta v_i = A_i * \sum_i^n E\Delta h_i \quad (4)$$

La incertidumbre en la densidad del material de $\pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ se incorpora en el cálculo de la incertidumbre global $E\Delta_{v,tot}$, teniendo en cuenta las diferencias en el valor de balance de masa final que producirían densidades de 790 kg m^{-3} y 910 kg m^{-3} respecto de una densidad teórica de 850 kg m^{-3} de referencia. Así, $E\Delta_{v,tot}$ es calculada siguiendo los principios básicos de propagación de errores, donde el error en el cambio volumétrico $E\Delta v_i$ y la asunción de densidad el material E_ρ son sumados cuadráticamente (ec. 5).

$$E\Delta_{v,tot} = \sqrt{E^2 \Delta v_i + E^2 \rho} \quad (5)$$

RESULTADOS

Se calcularon los cambios de elevación para un total de 198 glaciares que corresponden a una superficie total de hielo de 90.74 km^2 (Fig. 1). El cambio de elevación promedio dh/dt para el área de estudio fue de $-0.24 \pm 0.31 \text{ m a}^{-1}$, en tanto que la pérdida de volumen de hielo fue de $-0.022 \pm 0.028 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$. Utilizando el factor de conversión de masa de 850 kg m^{-3} , el balance de masa resultante fue de $-0.20 \pm 0.26 \text{ m a.eq. a}^{-1}$. Aproximadamente el 70% de los glaciares relevados tuvieron balances de masa negativos y cambios de elevación entre 0 y -2.44 m a^{-1} durante el período 2000-2011.

El volumen total de $0.242 \pm 0.308 \text{ km}^3$ de hielo perdido en el período de estudio equivale a $0.206 \pm 0.262 \text{ km}^3$ de agua. Para proveer una idea del orden de magnitud del aporte glaciar a la cuenca del río Atuel, se calculó que a través de la estación de aforo Puente Sosneado ($35^\circ 05'02'' \text{ S} - 69^\circ 36'11'' \text{ W}$) se escurrió entre febrero de 2000 y marzo de 2011 un volumen de agua de $\sim 14 \text{ km}^3$. En el supuesto pero improbable caso que todo el volumen de nieve y hielo perdidos fuese a la cuenca (debido a procesos como la infiltración y la sublimación que reducen el aporte) y de manera aproximativa, la contribución de los glaciares a la escorrentía sería del 1.5%.

La Figura 2 muestra ejemplos de cambio de elevación para seis glaciares (Humo, Fiero, Corto, de las Lágrimas, Laguna y Portezuelo de Las Leñas, los cuales se encuentran entre los glaciares de mayor tamaño en la cuenca del río Atuel. La respuesta de estos glaciares ha sido disímil, incluyendo cambios de elevación y balances de masa fuerte a levemente negativos, en equilibrio, hasta levemente positivo (Tabla II). Los valores promedio del cambio de elevación (dh/dt) anual se muestran en escala de colores en la Figura 1. Un análisis más detallado (Fig. 3) indica que el cambio promedio de elevación está fuertemente correlacionado con la altura media ($r= 0.74$), en tanto que no guarda relación con el tamaño del glaciar ($r=-0.12$) o su pendiente ($r=0.08$) con un nivel de confianza de $\alpha=0.05$. Debido a que en la cuenca del río Atuel, la mayoría de los glaciares se sitúan sobre la divisoria de aguas entre el límite argentino-chileno y por lo tanto están predominantemente orientados al sureste, se decidió omitir la medida de correlación entre el cambio de elevación y la orientación de los glaciares.

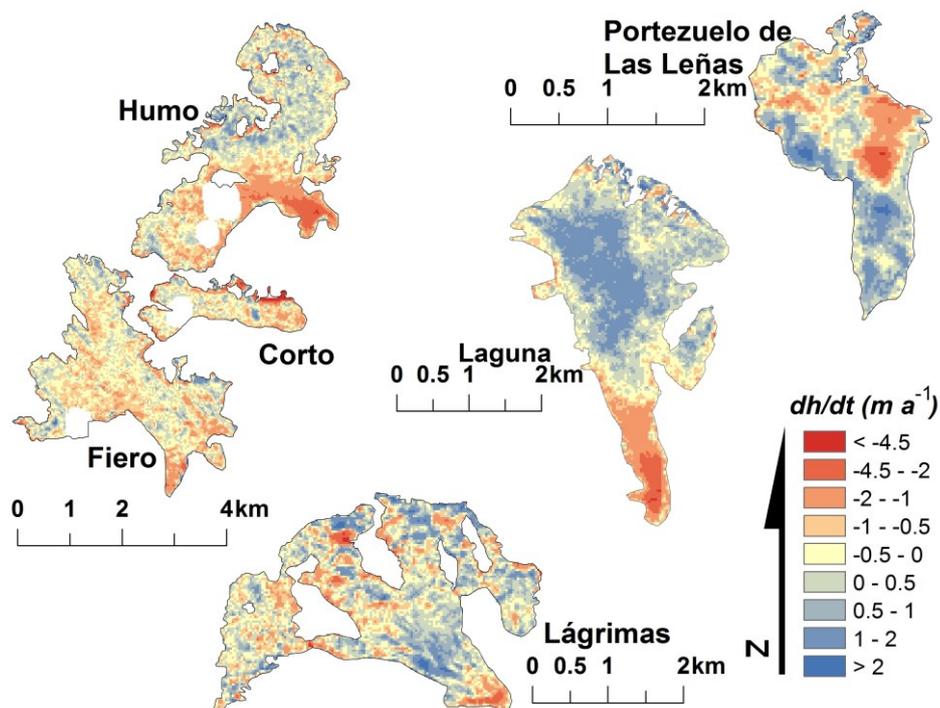


Figura 2. Detalle de cambios de elevación dh/dt en seis glaciares de la cuenca del río Atuel
Figure 2. Detail showing dh/dt elevation changes for six glaciers in the río Atuel catchment.

glaciar	cambio de elevación ($m a^{-1}$)	balance de masa ($m a.eq. a^{-1}$)	área (km^2)
Corto	-0.77 ± 0.21	-0.65 ± 0.18	2.12
Fiero	-0.44 ± 0.20	-0.37 ± 0.17	7.51
Humo	-0.46 ± 0.20	-0.39 ± 0.17	9.27
Lágrimas	-0.12 ± 0.35	-0.10 ± 0.30	6.27
Portezuelo de Las Leñas	0 ± 0.23	0 ± 0.19	2,61
Laguna	0.08 ± 0.26	0.07 ± 0.22	6.54
TOTAL cuenca Atuel	-0.24 ± 0.31	-0.20 ± 0.26	90.74

Tabla II. Ejemplos de cambio de elevación y balance de masa.
Table II. Examples of elevation changes and mass balance.

Un número importante de glaciares de pequeño tamaño ($<0.1 km^2$) han visto cambios fuertemente positivos o negativos de elevación (Fig. 1). Valores inusualmente elevados de $+1 m a^{-1} < dh/dt < -1 m a^{-1}$ se encuentran en el rango de error reportado para los MDEs utilizados, por lo que es probable que en algunos casos esto se deba a la presencia de artefactos en alguno de los dos MDEs utilizados y su mayor influencia en el valor medio de dh/dt a medida que disminuye el tamaño del glaciar. La influencia de los artefactos en la señal de cambio de elevación disminuye a medida que aumenta el tamaño de los glaciares. Por ejemplo, el glaciar de mayor tamaño que ha experimentado ganancia en el dh/dt es el glaciar del Volcán Overo ($4.12 km^2$), con un cambio de elevación de $+0.34 m a^{-1}$. Un dato llamativo es el hecho de que varios cuerpos de hielo clasificados como “glaciar cubierto con glaciar de escombros” en la base de datos del ING muestren también ganancia neta de elevación. Es probable que estos cuerpos sean de hecho glaciares de escombros de tipo “debris rock glacier” (Barsch, 1996), y que por lo tanto no estén experimentando un cambio de volumen según una dinámica de acumulación/ablación como lo hacen los glaciares “convencionales”. Se interpreta entonces que los cambios de elevación positivos calculados para estos cuerpos reflejan simplemente artefactos de los MDEs o bien el propio ruido de la señal sobre su superficie, en lugar de un verdadero cambio de elevación.

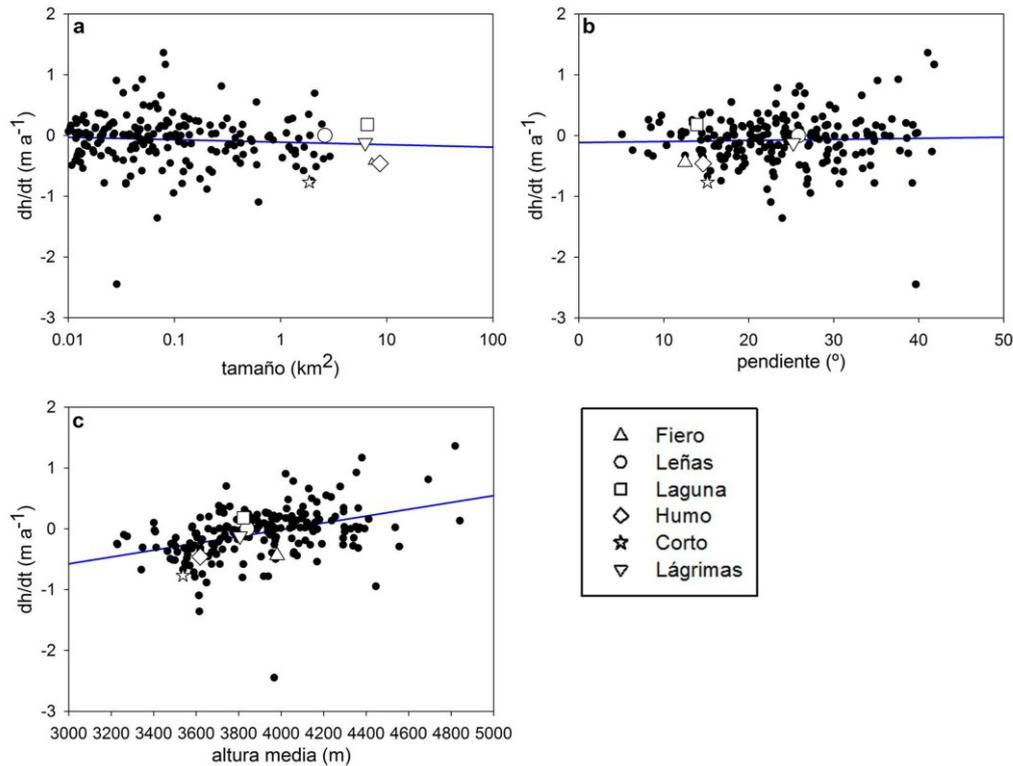


Figura 3. Relación entre el cambio de elevación dh/dt y el tamaño del glaciar (a), pendiente (b) y altura media (c).
Figure 3. Scatter plot depicting the relation between glacier elevation change dh/dt vs. (a) glacier size (b) slope and (c) mean elevation.

En la Figura 2 puede apreciarse también que a excepción del glaciar Leñas, los restantes cinco glaciares mostrados han experimentado un fuerte adelgazamiento en su parte terminal, pero también pueden apreciarse pérdidas de elevación en las áreas de acumulación de estos glaciares.

El cambio de elevación dh/dt promedio de los seis glaciares de la Tabla II según bandas altitudinales de 50 m (Fig. 4) indica que las tasas de adelgazamiento más fuerte (<-1 m a⁻¹) se encuentran en todos los casos por debajo de los ~3500 m, a excepción de la porción superior del glaciar Fiero. En este último caso, es probable que un artefacto en uno de los MDEs sea responsable del fuerte adelgazamiento registrado en la zona de acumulación de este glaciar en particular. Por otra parte, el cambio de elevación promedio para toda la zona englazada (línea en color negro en la Figura 4) indica que los cambios positivos ocurrieron por encima de los ~3850 m. Entre los 3600 m y 4200 m, los cambios son similares para cinco de estos glaciares (Humo, Fiero, Corto, de las Lágrimas y Leñas), mientras que se aprecia claramente la ganancia de masa en la zona de acumulación del glaciar Laguna entre 3650-4100 m.

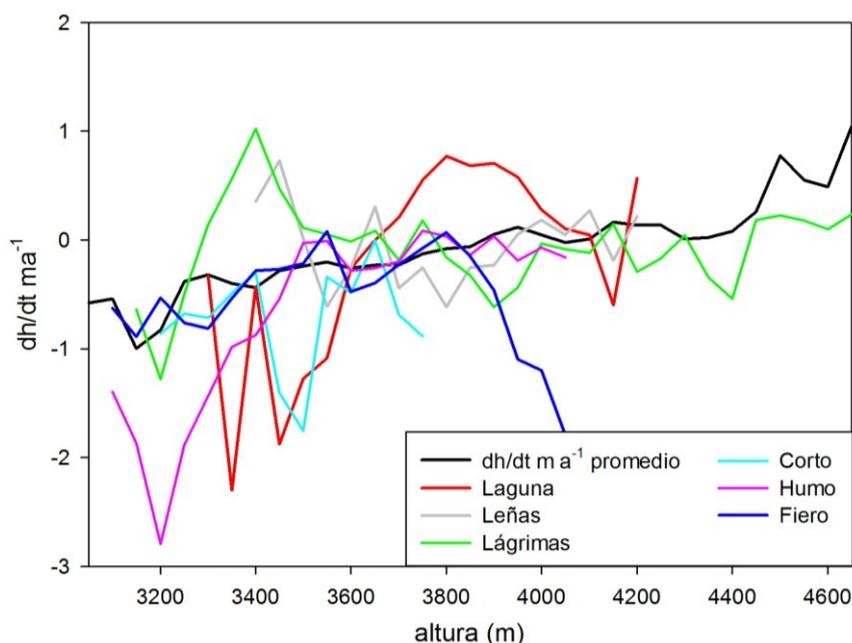


Figura 4. Cambios de elevación promedio en bandas altitudinales de 50 m para seis glaciares.
Figure 4. Mean elevation changes for 50 m elevation bins for six glaciers.

DISCUSIÓN

Cambios de elevación y pérdida de masa en los glaciares de los Andes Centrales

El valor de adelgazamiento promedio hallado para los 198 glaciares evaluados en la cuenca del río Atuel fue de $-0.24 \pm 0.31 \text{ m a}^{-1}$. Si se toman los glaciares de mayor tamaño ($>0.5 \text{ km}^2$) de la cuenca, en pos de descartar aquellos glaciares de pequeño tamaño cuyo cálculo del balance de masa geodésico puede verse fuertemente afectado por los artefactos presentes en los MDEs, el promedio resulta de -0.25 m a^{-1} , y los valores mínimos y máximos se encuentran entre -1.19 y 0.59 m a^{-1} , respectivamente. Comparando el promedio del cambio de elevación del total de glaciares (-0.24 m a^{-1}) vs. glaciares “grandes” [$>0.5 \text{ km}^2$] = -0.25 m a^{-1} , se aprecia que no existen de hecho grandes diferencias en los cambios de elevación promedio entre glaciares “grandes” y “pequeños”. Por otra parte, se ponderó el peso que tienen los 60 glaciares con balance de masa positivo respecto del promedio regional y se determinó que los mismos corresponden a 22.38 km^2 (24.7%) de la superficie cubierta por hielo.

Desde una perspectiva regional, puede decirse que el valor promedio de cambio de elevación de $-0.24 \pm 0.31 \text{ m a}^{-1}$ resulta levemente menor a lo registrado en el glaciar chileno Echaurren Norte (-0.35 m a^{-1} , Masiokas et al., 2016), el cual constituye la serie temporal de balance de masa más prolongada registrada en los Andes Centrales (1978-2013). En Argentina, la cuenca cuyos glaciares han recibido hasta la actualidad mayor atención en términos de estudios de balance de masa es la cuenca del río Mendoza, en el extremo noroeste de la provincia del mismo nombre. Allí, la serie de balance de masa glaciológico del glaciar Piloto Este mostró entre 1979 y 2003 un balance de masa negativo de $-0.44 \text{ m a.eq. a}^{-1}$ (Leiva, 2007), lo cual resulta más del doble respecto del promedio de $-0.20 \pm 0.26 \text{ m a.eq. a}^{-1}$ encontrado para la cuenca del río Atuel para el período 2000-2011. Teniendo en cuenta que la serie analizada por Leiva (2007) coincide apenas temporalmente con el período estudiado en el presente estudio, el valor de $-0.44 \text{ m a.eq. a}^{-1}$ se encuentra dentro del rango de valores de balance de masa de la cuenca del río Atuel. Ante la falta de un balance de masa de la cuenca del río Mendoza al completo, es comprometido asegurar cuán significativo es el glaciar Piloto este de dicha cuenca.

En proximidad al glaciar Piloto Este, Lenzano (2013) encontró en la zona del Cerro Aconcagua cambios de elevación promedio de $-2.6 \pm 1.3 \text{ m a}^{-1}$ y $-0.92 \pm 0.92 \text{ m a}^{-1}$ para los glaciares de Las Vacas y Horcones Superior respectivamente, entre los años 2001-2008. Por otro lado, Lenzano et al. (2013) determinaron cambios de $+3.28 \pm 1.42 \text{ m a}^{-1}$ en el glaciar Horcones Inferior para el mismo periodo, teniendo en cuenta que durante este periodo se

produjo un evento *surge* en el glaciar. Además de la propia variabilidad en la respuesta a la variabilidad climática, es probable que las significativas diferencias respecto de los valores de balance de masa de los glaciares Vacas y Horcones Superior de Lenzano (2013) puedan atribuirse a las distintas metodologías de co-registro de los MDEs, debido a que los balances geodésicos son muy sensibles a temas intrínsecamente numéricos como es el co-registro de estos.

Cambios glaciares recientes balances registrados a lo largo de los Andes

La reciente evaluación de la pérdida de masa de hielo glaciar a lo largo de toda la Cordillera de los Andes de Mernild et al. (2015) determinó un fuerte adelgazamiento en los Andes Centrales de $-0.77 \pm 0.22 \text{ m a}^{-1}$ para el período 2003-2012. De esta información se desprende que los balances de masa de los glaciares de los Andes Centrales han mostrado gran variabilidad y que los glaciares seleccionados para la realización de balances de masa por el método glaciológico no siempre se ajustan a las tendencias regionales.

En el norte de los Andes Patagónicos, y a causa de lo relativamente bajos que resultan los Andes respecto de la línea de equilibrio (Condom et al., 2007) no existen en general grandes extensiones continuas de glaciares; los mismos se sitúan sobre grandes aparatos volcánicos aislados unos de otros (Rivera et al., 2012, Falaschi et al., 2016). Los escasos registros de balance de masa disponibles hasta la actualidad han mostrado una tenue pérdida de masa en los glaciares del Monte Tronador ($-0.17 \text{ m a.eq. a}^{-1}$; Ruiz et al., 2017) entre 2000-2012. Los glaciares de pequeño tamaño (tipo alpino) próximos a los Campos de Hielo Patagónicos, han mostrado en cambio tasas de adelgazamiento promedio mayores y balances de masa más negativos entre 2000-2012 ($-0.52 \pm 0.35 \text{ m a}^{-1}$ y $-0.46 \pm 0.37 \text{ m w.e. a}^{-1}$; Falaschi et al., 2017). Esto se debe, probablemente, a que en esta zona son comunes los glaciares que terminan en pequeños lagos proglaciares, produciéndose de esta manera una importante pérdida de masa por desprendimiento de témpanos. La escasa pendiente y flujo lento de estas lenguas glaciares favorecen la formación y expansión de lagos proglaciares, que a su vez constituyen zonas de absorción de calor que promueven la ablación (Lüthje et al., 2006). No debe sorprender entonces que la ausencia de estos cuerpos de agua resulte en tasas de adelgazamiento comparativamente mucho menores en los glaciares de la cuenca del río Atuel, ni que el balance de masa y cambio de elevación de estos sea en gran medida independiente de su inclinación (Fig. 3).

Los casos del glaciar Laguna y Portezuelo de Las Leñas

Sobrepuestos a la señal de pérdida de volumen de los glaciares de la cuenca del río Atuel, presuntamente de orden climático, se observaron factores dinámicos y geomorfológicos puntuales que afectan a dos glaciares en particular.

El glaciar Laguna ha tenido un balance de masa positivo entre los años 2000 y 2011 ($+0.07 \pm 0.23 \text{ m a.eq. a}^{-1}$), lo cual difiere significativamente del promedio regional de $-0.20 \pm 0.26 \text{ m a.eq. a}^{-1}$. Este glaciar tuvo un episodio de *surge* entre 1970-1982 según lo observado por Cobos y Boninsegna (1983), pero no se ha observado la repitencia de este fenómeno en años posteriores. Se requiere de un balance de masa acumulado positivo para llegar al punto de iniciación del siguiente *surge* (Benn y Evans, 2010), por lo que aquí se presume que la ganancia de masa en la zona de acumulación del glaciar Laguna (Figura 2) ilustra este proceso, y que no es de descartar que el glaciar pueda tener un nuevo evento de *surge* en un plazo relativamente corto de años.

Se registró también el colapso masivo y repentino del glaciar Portezuelo de las Leñas entre los días 4 y 20 de Marzo de 2007, lo cual generó una gran avalancha de nieve y hielo que se desplazó pendiente abajo $\sim 2 \text{ km}$ entre el extremo superior de la escarpa y la porción más distal de la avalancha (Fig. 5). En la Figura 2 puede apreciarse claramente la gran disminución de elevación en la cabecera del glaciar (en color rojo) y el aumento de elevación pendiente abajo (en azul), que corresponde al depósito de la avalancha. Aún a pesar del colapso (el cual trasladó buena parte de la masa del glaciar a cotas más bajas y expuestas a mayor temperatura), el glaciar Portezuelo de Las Leñas no se vio afectado mayormente en su balance de masa, que permaneció en equilibrio ($\sim 0 \pm 0.21 \text{ m a.eq.}$). Colapsos glaciares registrados de esta magnitud son decididamente inusuales en el mundo entero. En el año 2002, el glaciar

Kolka en el Cáucaso ruso se desprendió de su lecho prácticamente por completo, fluyendo como un flujo de hielo y roca que avanzó 19 km de manera encausada (Evans et al., 2009). En Julio de 2016, dos glaciares colindantes próximos al lago Aru Co en Tíbet colapsaron en un intervalo de dos meses, constituyendo un fenómeno absolutamente único, sin precedentes (Kääb et al., 2018).

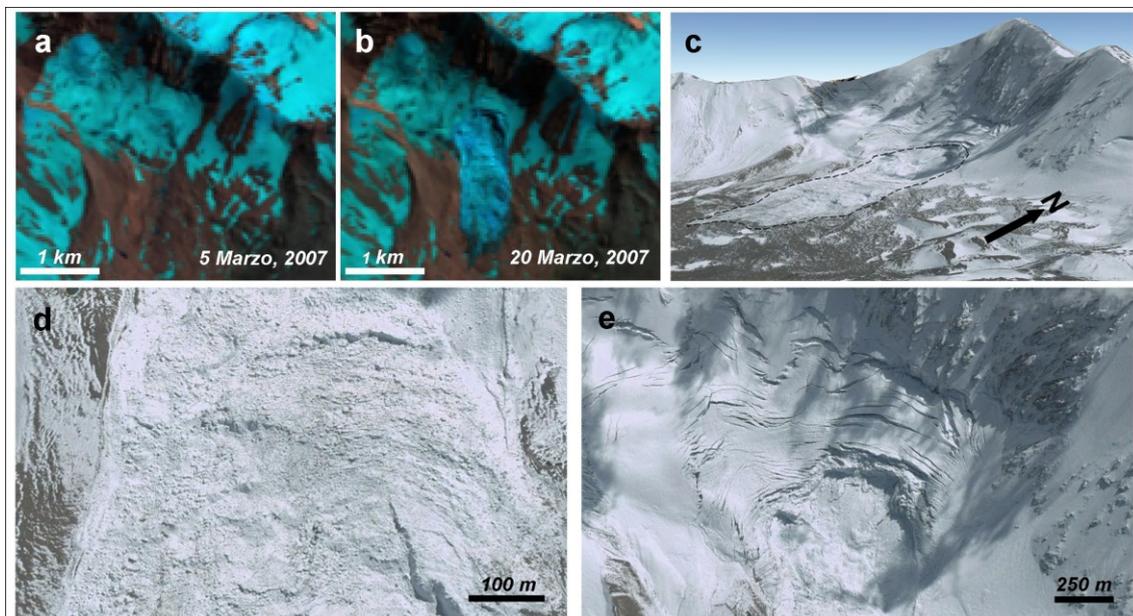


Figura 5. Colapso del glaciar Leñas entre los días 5 y 20 de Marzo de 2007. (a-b) Vista general del glaciar en imágenes Landsat antes y después del colapso. (c) Vista oblicua de la avalancha. (d) Detalle del depósito de la avalancha, mostrando una textura caótica de bloques de hielo y planos de cizalla. (e) Zona de cabecera del glaciar, donde se aprecian grietas remanentes y la escarpa claramente definida que delimita la avalancha en su parte superior.

Figure 5. Collapse of the Leñas glacier between March 5-20th. (a-b) General overview of the glacier on Landsat images before and after collapse. (c) Oblique view of the avalanche. (d) Detail of the avalanche deposit, showing the chaotic, hummocky terrain composed of ice blocks and shear planes. (e) Glacier heading zone depicting remnant crevasses and the clearly defined scarp that defines the upper part of the avalanche.

En comparación con el caso de los glaciares de Aru Co, la porción desprendida del glaciar Leñas tenía de manera similar una pendiente relativamente suave y no era de tipo colgante, por lo cual en principio se podría descartar un fenómeno enteramente gravitatorio, mientras que por el contrario no se conocen episodios de *surges* recientes del glaciar Portezuelo de Las Leñas ni evidencias de que hayan podido ocurrir en el pasado reciente como sí ocurrió en el caso de Aru Co previo a los colapsos.

CONCLUSIÓN

En el presente estudio se utilizaron los MDEs SRTM (2000) y ALOS PRISM (2011) para estimar el balance de masa geodésico de casi la totalidad del área cubierta por hielo (90.74 km² de hielo) de la cuenca del río Atuel en Mendoza, Argentina, proveyendo además los cambios de elevación individuales de 198 glaciares. Estos resultados representan la primera evaluación cuantitativa de carácter regional de los cambios de elevación y balance de masa para esta región en particular y en general para los Andes Centrales de Argentina.

Mediante la co-registración precisa del SRTM y ALOS PRISM y su posterior diferenciación se obtuvo un promedio regional de adelgazamiento de los glaciares de $0.24 \pm 0.31 \text{ m a}^{-1}$, y un volumen de hielo perdido de $-0.022 \pm 0.028 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$. Si bien dicha tasa de cambio de espesor y volumen se corresponde con un balance de masa solo moderadamente negativa de -0.20

± 0.26 m a.eq. a⁻¹, la variabilidad en el cambio de elevación a nivel individual de los glaciares fue amplia (-1.19 y 0.59 m a⁻¹),

Se encontró una fuerte dependencia entre el cambio de elevación y la altura media de los glaciares, y si bien la variabilidad en la señal es mayor en glaciares de pequeño tamaño, no se observó una correlación estadísticamente significativa entre su área y el balance de masa. De esta manera, los estudios de balance de masa geodésico de gran extensión pueden constituir la base de información para elegir glaciares representativos del promedio regional de balance de masa en función de parámetros morfométricos.

La cuenca del río Atuel hospeda glaciares con rasgos de dinámica poco frecuentes como *surges* y colapsos masivos. Si bien este tipo de fenómenos tiene una recurrencia muy baja, pueden representar amenazas importantes a las actividades humanas, por lo que su continuo monitoreo reviste particular importancia.

Agradecimientos. La información detallada del cambio de elevación puede ser obtenida contactando al primer autor de este trabajo. El presente trabajo se realizó en el marco del proyecto SeCTyP Tipo 1 denominado *Investigación, a partir de las Aplicaciones Geomáticas, de los cambios recientes en los ambientes glaciares relacionados con la variabilidad climática en las cuencas, superior del Río Mendoza y del Río Atuel. Mendoza, Argentina* de la Universidad Nacional de Cuyo. Los autores agradecen al Inventario Nacional de Glaciares de Argentina por la provisión de las capas vectoriales de polígonos glaciares y a la Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) por facilitar los Modelos Digitales de Elevación ALOS PRISM. La herramienta de co-registración de los MDEs fue obtenida de manera gratuita del sitio web personal del Dr. Etienne Berthier (www.etienne.berthier.free.fr/), mientras que las imágenes Landsat se obtuvieron del USGS (www.earthexplorer.usgs.gov). Los autores agradecen también a dos revisores anónimos y a los editores de Geoacta por sus aportes en la mejora del manuscrito final.

REFERENCIAS

- Barsch, D., (1996). Rockglaciers. Indicators for the Permafrost and Former Geocology in High Mountain Environment. Springer, Berlin. pp 331.
- Benn, D.I. and D.J.A. Evans, (2010). Glaciers and glaciation. 2nd edition. Hodder Education, London, pp 802.
- Berthier, E., Y. Arnaud, R. Kumar, R. Ahmad, P. Wagnon, P. Chevallier, (2007). Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment* 108: 327–338.
- Bhattachayra, A., T. Bolch, K. Mukjerkee, T. Pieczonka, J. Kropáček, M.F. Buchroithner, (2016). Overall recession and mass budget of Gangotri Glacier, Garhwal Himalayas, from 1965 to 2015 using remote sensing data. *Journal of Glaciology* 62(236): 1115–1133.
- Bolch, T., M. Buchroithner, T. Pieczonka, A. Kuner., (2008). Planimetric and volumetric glacier changes in the Khumbu Himal, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data. *Journal of Glaciology* 54(187): 592-601.
- Bolch, T., T. Pieczonka, K. Mukherjee, J. Shea, (2017). Glaciers in the Hunza Catchment (Karakoram) are almost in balance since the 1970s. 2017. *The Cryosphere* 11: 531–539.
- Bown, F., A. Rivera, C. Acuña, (2008). Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology* 48: 43-48.
- Cobos, D. 1983. Inventario de glaciares de la cuenca del río Atuel. IANIGLA-CONICET, Mendoza, Argentina. pp 29.
- Cobos, D. y J. Boninsegna, 1983. Fluctuations of some glaciers in the upper Atuel River basin, Mendoza, Argentina. En: *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, A.A. (Ed.). Rotterdam, pp 61-82.
- Cogley, J.R., R. Hock, L.A. Rasmussen, A.A. Arendt, A. Bauder, R.J. Braithwaite, P. Jansson, G. Kaser, M. Möller, L. Nicholson, M. Zemp, (2011). Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms. UNESCO, Paris, pp 124.
- Condom, T., A. Coudrain, J.E. Sicart, S. Théry, (2007). Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10°N–55°S). *Global and Planetary Change* 59: 189–202.
- Corte, A.E. y L.E. Espizua, (1981). Inventario de glaciares de la cuenca del río Mendoza. IANIGLA-CONICET, Mendoza, pp 64.

- DGA. 2010. Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte temporadas 1997–1998 a 2008–2009. Dirección General de Aguas, Santiago de Chile, pp 32.
- Escobar, F., G. Casassa, V. Pozo, (1995a). Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile central en las últimas dos décadas. *Bulletin de l'Institut francais d'études Andins* 24: 683–695.
- Escobar, F., V. Pozo, A. Salazar, M. Oyarzo, (1995b). Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte, 1975 a 1992, Resultados preliminares. Dirección General de Aguas, Santiago, Chile, pp 109.
- Espizúa, L.E., (1982). Glacier and Moraine Inventory of the Eastern Slopes of Cordon del Plata and Cordon del Portillo, Central Andes. Argentina. *Tills and Related Deposits*. A.A. Balkema/Rotterdam. 381-395
- Espizua, L., (1998). Secuencia glacial del Pleistoceno tardío en el Valle del Río Grande, Mendoza, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften Bd. 15*: 85-99.
- Espizua, L.E. and P. Pitte, (2009). The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes (35°S), Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 345–350.
- Evans, S.G., O.V. Tutubalina, V.N. Drobyshev, S.S. Chernomorets, S. McDougall, D.A. Petrakov, O. Hungr, (2009). Catastrophic detachment and high-velocity long-runout flow of Kolka Glacier, Caucasus Mountains, Russia in 2002. *Geomorphology* 105(3–4): 314-321.
- Falaschi, D., M. Masiokas, T. Tadono, F. Couvreur, (2016). ALOS-derived glacier and rock glacier inventory of the Volcán Domuyo region (~36°S), southernmost Central Andes, Argentina. *Zeitschrift für Geomorphologie* 60(3): 195-208.
- Falaschi, D., T. Bolch, P. Rastner, M.G. Lenzano, L. Lenzano, A. Lo Vecchio, S. Moragues, (2017). Mass changes of alpine glaciers at the eastern margin of the Northern and Southern Patagonian Icefields between 2000 and 2012. *Journal of Glaciology* 63(238) 258-272.
- Farr, T.G., P.A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank, D. Alsdorf, (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics* 45(RG2004).
- Fischer, M., M. Huss, M. Hoelzle, (2015). Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980–2010. *The Cryosphere* 9: 525–540.
- Gardelle, J., E. Berthier, Y. Arnaud, A. Kääb, (2013). Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011. *The Cryosphere* 7: 1263–1286.
- Gardner, A.S. and 15 others, (2013). A reconciled estimate of glacier contributions to sea-level rise: 2003 to 2009. *Science* 340(6134): 852–857.
- Garreaud, R.D., (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences* 7: 1–9.
- Groeber, P., (1954). Bosquejo paleogeográfico de los glaciares del Diamante y Atuel. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* IX(2): 89–108.
- Hock, R., M. de Woul, V. Radić, M. Dyurgerov, (2009). Mountain glaciers and ice caps around Antarctica make a large sea-level rise contribution. *Geophysical Research Letters* 36(L07501).
- Huss, M., (2013). Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere* 7: 877–887.
- IANIGLA, (2015). Informe de la cuenca del río Atuel, Provincia de Mendoza. IANIGLA-CONICET, Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, Argentina, pp 67.
- Kaser, G., A.G. Fountain, P. Jansson, (2003). A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers with particular attention to low latitude characteristics. UNESCO, Paris, France, pp 107.
- Kääb and 18 others, (2018) Massive collapse of two glaciers in western Tibet in 2016 after surge-like instability. *Nature Geoscience* 11: 114-120.
- Koblet, T., I. Gärtner-Roer, M. Zemp, P. Jansson, P. Thee, W. Haeberli, P. Holmlund, (2010). Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciaren, Sweden (1959–99) – part 1: determination of length, area, and volume changes. *The Cryosphere* 4: 333–343.
- Leiva, J.C., (1999) Recent fluctuations of the Argentinian glaciers. *Global and Planetary Change* 22(1–4): 169–177.
- Leiva, J.C., G.A. Cabrera, L.E. Lenzano, (2007). 20 years of mass balances on the Piloto glacier, Las Cuevas river basin, Mendoza, Argentina. *Global and Planetary Change* 59, 10–16.

- Lenzano, M.G., (2013). Assessment of using ASTER-derived DTM for glaciological applications in the Central Andes, Mt. Aconcagua, Argentina. *Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation* 3: 197-208.
- Lenzano, M.G., L. Lenzano, D. Trombotto Liaudat, J. Barón, E. Lannutti, (2013). Applying GNSS and DTM Technologies to Monitor the Ice Balance of the Horcones Inferior Glacier, Aconcagua Region, Argentina. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing* 41(4): 969-980.
- Le Quesne, C., C. Acuña, J.A. Boninsegna, A. Rivera, J. Barichivich, (2009). Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 334–344.
- Lüthje, M., L.T. Pedersen, N. Reeh, W. Greuell, (2006). Modelling the evolution of supraglacial lakes on the West Greenland ice-sheet margin. *Journal of Glaciology* 52(179): 608–618.
- Le Bris, R. and F. Paul, (2015). Glacier-specific elevation changes in western Alaska. *Annals of Glaciology* 56(70): 184–192.
- Llorens, R.E. and J.C. Leiva, (1995). Glaciological Studies in the High Central Andes Using Digital Processing of Satellite Images. *Mountain Research and Development* 15(4): 323–330.
- Malmros, J.K., S.H. Mernild, R. Wilson, R., J.C. Yde, R. Fensholt, (2016). Glacier area changes in the central Chilean and Argentinean Andes 1955–2013/14. *Journal of Glaciology* 62(232): 391–401.
- Marangunic, C., (1979). *Inventario de glaciares en la hoya del Rio Maipo*. Dirección General de Aguas (DGA), Santiago, Chile, pp 177.
- Masiokas, M.H, R. Villalba, D.A. Christie, E. Betman, B.H. Luckman, C. Le Quesne, N.R. Prieto, S. Mauget, (2012). Snowpack variations since AD 1150 in the Andes of Chile and Argentina (30°–37°S) inferred from rainfall, tree-ring and documentary records. *Journal of Geophysical Research* 117(D05112).
- Masiokas, M., D.A. Christie, C. Le Quesne, P. Pitte, L. Ruiz, R. Villalba, B.H. Luckman, E. Berthier, S.U. Nussbaumer, A. González-Reyes, J. McPhee, G. Barcaza, (2016). Reconstructing the annual mass balance of the Echaurren Norte glacier (Central Andes, 33.5° S) using local and regional hydroclimatic data. *The Cryosphere* 10: 927–940.
- Mernild SH, A.P. Beckerman, J.C. Yde, E. Hanna, J.K. Malmros, R. Wilson, M. Zemp, (2015) Mass loss and imbalance of glaciers along the Andes Cordillera to the sub-Antarctic islands. *Global and Planetary Change* 103: 109-119.
- Nuth, C. and A. Kääb, (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacial thickness change. *The Cryosphere* 5: 271–290.
- Oerlemans, J. and W.J.J. van Pelt, (2015). A model study of Abrahamsenbreen, a surging glacier in northern Spitsbergen. *The Cryosphere* 9: 767–779.
- Rabatel, A., H. Castebrunet, V. Favier, L. Nicholson, C. Kinnard, (2011). Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29° S): recent mass balance and 50 yr surface area variations, *The Cryosphere* 5: 1029-1041.
- Rignot, E., K. Echelmeyer, W. Krabill, (2001). Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice. *Geophysical Research Letters* 28(18): 3501–3504.
- Rivera, A., F. Bown, D. Carrión, P. Zenteno, (2012). Glacier responses to recent volcanic activity in Southern Chile. *Environmental Research Letters* 7(014036).
- Rolstad, C., T. Haug, B. Denby, (2009). Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on geostatistical analysis: application to the western Svartisen ice cap, Norway. *Journal of Glaciology* 55(192): 666–680.
- Ruiz, L., E. Berthier, M. Viale, P. Pitte, M. Masiokas, (2017). Recent geodetic mass balance of Monte Tronador glaciers, North Patagonian Andes. *The Cryosphere* 11: 619–634.
- Sagredo, E.A. and T.V. Lowell, (2012). Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change* 86–87: 101–109.
- Schaefer, M., H. Machguth, M. Falvey, G. Casassa, E. Rignot, (2015). Quantifying mass balance processes on the Southern Patagonia Icefield. *The Cryosphere* 9: 25–35.
- Takaku, J. and T. Tadono, 2009. PRISM On-Orbit Geometric Calibration and DSM Performance. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 47(12): 4060–4073.
- Wang, T., L. Mingsheng, D. Perissin, (2010). InSAR Coherence-Decomposition Analysis. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 7(1): 156-160.

- WGMS, (2015). Bulletin No. 1 (2012-2013). En: Global Glacier Change. Zemp, M., I. Gärtner-Roer, S.U. Nussbaumer, F. Hüsler, H. Machguth, N. Mölg, F. Paul, and M. Hoelzle (Eds.). Zurich, Switzerland, pp 230.
- Zemp, M., E. Thibert, M. Huss, D. Stumm, D. Rolstad, C. Denby, C. Nuth, S.U. Nussbaumer, G. Moholdt, A. Mercer, C. Mayer, P.C. Joerg, P. Jansson, B. Hynek, A. Fischer, H. Escher-Vetter, H. Elvehøy, L.M. Andreassen, (2013). Reanalysing glacier mass balance measurement series. *The Cryosphere* 7: 1227–1245.
- Zemp, M. and 38 others, (2015). Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st Century. *Journal of Glaciology* 61(228): 745–762.

Recibido: Noviembre, 2017

Aceptado: Marzo, 2018

IMPACTO DEL EVENTO EXTREMO ENOS 2015-2016 SOBRE LA GEOMETRÍA DE LA SUPERFICIE TERRESTRE EN LA REGIÓN ECUATORIAL DE SUDAMÉRICA

IMPACT OF THE EXTREME 2015-2016 ENOS EVENT ON THE GEOMETRY OF THE EARTH SURFACE IN THE EQUATORIAL REGION OF SOUTH AMERICA

Romina Galván^{1,2}, Micaela Carbonetti^{1,2}, Mauricio Gende^{1,2}, Claudio Brunini^{2,3}

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. Argentina.

Paseo del Bosque S/N, La Plata, Buenos Aires, Argentina. B1900FWA.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Argentina.

³ Observatorio Geodésico Alemán Argentino (AGGO), Berazategui, Buenos Aires. Argentina.

E-mail: romina.delosangeles.galvan@gmail.com

RESUMEN

El fenómeno del Niño-Oscilación del Sur (ENOS) es un fenómeno oceánico-atmosférico que se origina en las aguas ecuatoriales del Océano Pacífico. Existen dos fases, la fase cálida o El Niño y la fase fría o La Niña, y se refieren respectivamente a un aumento o disminución considerable de la temperatura superficial del océano respecto de los valores normales. Una de las consecuencias de esta alteración es un impacto en el ciclo hidrológico de la región de Sudamérica y el Caribe. Dicho fenómeno provoca variaciones no periódicas tanto en los patrones de precipitaciones como en el almacenamiento de las masas hídricas, que se sitúan sobre la superficie o en regiones cercanas a ella. La consecuencia inmediata son cambios en la presión que dichas masas ejercen sobre la corteza terrestre, los que provocan movimientos geométricos de la corteza y cambios en las medidas de gravedad. El objetivo del presente trabajo es analizar el efecto geométrico que dicho fenómeno tiene sobre la posición de las estaciones GNSS que integran la red SIRGAS-CON. En este estudio se reconocen los períodos temporales en donde se produjeron fenómenos de El Niño o La Niña por medio del Índice Oceánico El Niño (ONI), y se analiza el impacto de los eventos más significativos, ocurridos en 2008-2012 y 2015-2016, sobre los patrones de precipitación y sobre el almacenamiento de agua total. Para el análisis de las precipitaciones se utilizaron grillas globales CMAP, encontrando que las mayores diferencias respecto a valores medios se producen entre los meses de diciembre de 2015 y marzo de 2016, en donde se observa una caída de hasta un 60% de las precipitaciones respecto a los valores esperados en la región norte del continente Sudamericano. A partir de la información provista por la misión satelital GRACE, se evaluaron anomalías del almacenamiento hídrico, obteniéndose disminuciones de hasta 60 cm en el norte y aumentos de 40 cm en el sur de Brasil respectivamente durante el evento El Niño 2015-2016. Finalmente, se investigó el efecto sobre la componente vertical de las coordenadas distinguiendo incrementos de la misma durante el evento 2015-2016 en la región norte de Sudamérica mientras, que en la región ecuatorial sur, se detectó un marcado efecto opuesto.

Palabras claves: Geodesia, GNSS, El Niño-Oscilación del Sur, Sudamérica

ABSTRACT

El Niño-Southern Oscillation (ENSO) is an atmospheric-oceanic phenomenon that originates in the equatorial Pacific Ocean. It is characterized by two phases: the warm or “El Niño” phase, and the cold or “La Niña” phase. They respectively refer to a significant increase or decrease of the surface temperature of the Pacific Ocean with respect to normal values. One of the main consequences of this abnormality is an alteration of the hydrological cycle in the rainfall patterns in South American and Caribbean region. Such disturbance can cause non-periodic variations in both the rainfall patterns and water body storages located on the surface or near it. The immediate consequence is the pressure that such bodies exert on the earth's crust change. They can cause geometric movements of the earth's crust and gravity measurement changes. This paper is focused on the geometric effects of this phenomenon on the GNSS station positions of SIRGAS-CON network. Time periods for which El Niño or La Niña occurred are recognized using the Oceanic Niño Index (ONI). The impact of the most significant events, occurred between 2008-2012 and 2015-2016, over rainfall patterns and on total water storage is analyzed. Regions of characteristic behaviour of each phase are recognized using global precipitation model CMAP. The greatest differences with respect to average values occur between December 2015 and March 2016. A decrease up to 60% in rainfall is observed in the northern region of the South American continent. In order to evaluate water storage anomalies GRACE satellite mission data is assessed. A decrease up to 60 cm in Brazil northern region and an increase up to 40 cm in the southern region is observed during 2015-2016 El Niño event. Furthermore, the effect on the vertical component of the coordinates is investigated. Positive anomalies are found in the northern region of South America during the 2015-2016 event, while a significant opposite effect is detected in the southern equatorial region.

Keywords: Geodesy, GNSS, El Niño-Southern Oscillation, South America

INTRODUCCIÓN

Los Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS), permiten determinar la posición de una marca geodésica sobre la superficie de la Tierra con una exactitud de muy pocos milímetros (Sánchez et al., 2013). Como la superficie de la Tierra no es estática en el tiempo, sino que se ve deformada por efectos geofísicos de diferentes escalas (e.g. van Dam et al., 1994, van Dam et al., 2001, Dong et al., 2002, Elósegui et al., 2003, Bevis, et al., 2004, Demoulin et al., 2007), es necesario modelar y reducir minuciosamente todas las variaciones causadas por dichos efectos de las coordenadas de las marcas para poder contar con un marco de referencia estable, útil para aplicaciones geodésicas y para la georreferenciación (Brunini et al., 2010, Bevis y Brown, 2014). Estas deformaciones producto de las cargas superficiales pueden afectar las determinaciones de parámetros de transformación entre los marcos de referencia internacionales, lo que trae aparejado un consiguiente error en las posiciones de los sitios asociados a ese marco (Tregoning y van Dam, 2005, Collilieux et al., 2012, Zou et al., 2014).

Actualmente las coordenadas de las estaciones se actualizan por medio de un modelo de velocidades debido al movimiento tectónico de la superficie terrestre, pero no consideran la respuesta elástica de la Tierra al efecto que cualquier carga ejerce sobre la superficie (Altamini et al., 2011, Sanchez y Drewes, 2016). La consecuencia de esto es que se observan variaciones no lineales en las posiciones estimadas de las estaciones. Estudios de la respuesta elástica de la corteza a las variaciones del almacenamiento realizados en la región de Sudamérica (Bevis et al., 2005) muestran una variación estacional anual en la componente vertical de la coordenada con amplitudes que alcanzan los 7 cm en Manaus, sitio en donde se unen el río Negro y el río Amazonas.

Para resoluciones temporales anuales e interanuales, las variaciones del almacenamiento del agua superficial se encuentran controladas principalmente por los cambios en la hidrología y en la atmósfera (Tapley et al., 2004, Seneviratne et al., 2004, Bruinsma et al., 2010, Creutzfeldt et al.,

2012). La cuenca del Amazonas es una de las cuencas hídricas más importantes del mundo en cuanto a almacenamiento, debido a su extensión y a la fuerte variación estacional de los niveles de agua. La misma cubre un 40% del territorio de Sudamérica y representa más del 20% de la descarga total de los ríos del mundo (Bevis et al., 2005, Chen et al., 2010). En un ciclo anual medio la extensión de la red de drenaje varía entre 100.000 km² para la época seca a 350.000 km² durante la época de lluvias (Guo y Jiang, 2006). El factor fundamental que influye en los cambios de los niveles hídricos de la región son las precipitaciones producto del clima tropical (Papa et al., 2013, Frappart, et al., 2008).

Una parte considerable de la lluvia en la cuenca proviene de la evapotranspiración de los ecosistemas, con una contribución media anual del 55% al 60% de la precipitación total (Guimarães et al., 2012). En la región de Sudamérica se observan regímenes de lluvias con ciclos anuales, pero de características locales diferentes en cuanto a amplitud y fase (Ropelewski y Halpert, 1987, 1989, Aceituno, 1988, Grimm et al., 2000, Grimm, 2003). Superpuestos a estos comportamientos armónicos de carácter anual, existen fenómenos climáticos extremos que alteran significativamente dichos patrones. Uno de los fenómenos más importantes es el efecto El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) (Grimm y Tedeschi, 2009, Tedeschi et al., 2015 y 2016). El fenómeno ENOS es un fenómeno natural que se genera debido a la interacción inestable entre el océano y la atmósfera sobre el océano Pacífico ecuatorial central y oriental, y altera los patrones de precipitación, principalmente en las regiones cercanas a la costa oceánica del Pacífico (Philander, 1990, Chang y Battisti, 1998).

En el presente trabajo se estudiará en particular el efecto que tiene un fenómeno climático como ENOS, sobre la geometría de la corteza terrestre. Se analizará el efecto que el evento más fuerte de la década, ENOS 2015-2016, produjo sobre la posición de las estaciones GNSS situadas en el territorio de Brasil que integran la red SIRGAS-CON.

Se considerará en primer lugar el posible impacto del evento ENOS 2015-2016, sobre el patrón de precipitaciones normal para la región. Para ello se utilizaron datos del Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP), provistos por la Administración Nacional del Océano y Atmósfera (NOAA) del Departamento de Comercio de Estados Unidos (Xie et al., 1997). A partir del modelo CMAP se reconocerán comportamientos anómalos de las series de precipitaciones durante la última parte de 2015 y comienzos de 2016, y se examinará espacialmente si existen regiones con comportamientos característicos de épocas secas o húmedas. El mismo análisis se repetirá para los datos de la misión satelital GRACE que estiman variaciones del almacenamiento de agua total en la superficie y se comparará con los resultados obtenidos para las series de precipitación. Este estudio dará una visión del efecto del evento ENOS sobre las masas hídricas que presionan la corteza terrestre, se reconocerán sitios de sequías y sitios en donde el evento extremo provoca inundaciones.

Posteriormente, se estudiará el impacto sobre la componente vertical de las coordenadas de estaciones en las cercanías de la cuenca Amazónica, pertenecientes a la red SIRGAS-CON. Esta red se compone actualmente por más de 400 estaciones GNSS en América (www.sirgas.org), que monitorean en forma continua la corteza terrestre. La misma materializa el Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas (Brunini et al., 2009), que se define de la misma forma que el Sistema de Referencia Terrestre Internacional (ITRS). En la componente vertical se reconocerán modulaciones de las variaciones armónicas estacionales y se las asociará a las regiones donde se produjeron inundaciones y sequías. El trabajo cuantifica las deformaciones debidas a efectos climáticos extremos sobre la componente vertical de las estaciones GNSS. En particular, el impacto que el fenómeno ENSO 2015-2016 tiene sobre la corteza al producir un cambio en el patrón de las precipitaciones sobre Sudamérica.

FUENTES DE INFORMACIÓN

Deformaciones superficiales

La fuente de información utilizada en el siguiente análisis corresponde a las series temporales de coordenadas de alta precisión provistas por la red de estaciones GNSS del Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas de operación continua (SIRGAS-CON).

La red comprende una red principal de cobertura continental (SIRGAS-C) y redes nacionales (SIRGAS-N). Tanto la red continental como las nacionales tienen las mismas características y calidad, y cada estación que compone estas redes es procesada por tres centros de análisis lo que garantiza consistencia, perdurabilidad, y precisión del marco de referencia a través del tiempo. Gracias a estas redes, y a los 4 centros de procesamiento, es posible contar desde el año 2000 con información de los movimientos de la corteza terrestre respecto a un marco de referencia internacional que definen las órbitas precisas de los satélites. La precisión de la posición para la época de referencia se estima que es superior a 1.5 mm en la componente horizontal y 3.8 mm en la componente vertical (Sánchez y Seitz, 2011).

En el presente trabajo se estudiarán los movimientos de la componente vertical de las coordenadas semanales por ser de un orden de magnitud mayor que los movimientos horizontales.

Precipitaciones

Se emplearon datos del Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP) para cuantificar las masas de agua precipitadas sobre la región de estudio. CMAP brinda mallas de precipitación global de alta resolución espacial y temporal y se encuentra disponible en dos versiones. La primera de ellas, CMAP/O, se obtiene de la combinación de fuentes independientes de información. Por un lado, utiliza mediciones de todos los pluviómetros disponibles. Estos valores se ponderan de forma inversamente proporcional con la distancia al punto de medición. Por otra parte, se incorporan observaciones desde satélites geoestacionarios y de órbitas polares en el infrarrojo y con sensores pasivos de microondas. Como esta versión no dispone de observaciones en algunas zonas, en particular las capas polares, también está disponible una versión espacialmente completa, CMAP/A, que incorpora modelos de precipitación de re-análisis NCEP/NCAR. En esta segunda versión, los pesos están restringidos de manera que los valores de re-análisis reciben muy poco peso a menos que no haya otras observaciones disponibles.

En el caso en el que haya un número apropiado de observaciones disponibles en cada área de grilla, el análisis basado en mediciones de pluviómetros es mejor respecto del uso de un modelo. Sin embargo, la distribución de estos sensores es inhomogénea. Las estimaciones basadas en observaciones infrarrojas consisten esencialmente en las variaciones de nubosidad fría y son las más adecuadas para identificar cambios en la precipitación convectiva profunda. Son más precisas en los trópicos, y en latitudes medias durante las estaciones cálidas. Se utilizan dos tipos de estimaciones pasivas basadas en microondas: dispersión (scattering) y emisión. Las estimaciones de dispersión son oportunas para detectar la convección profunda sobre tierra y océano, mientras que las estimaciones de emisiones son sensibles a la lluvia líquida sobre los océanos. Su principal limitación es el bajo muestreo espacial.

En el presente trabajo se utilizaron series de tiempo de precipitación media mensual brindados por CMAP con una distribución global. Los mismos tienen una resolución espacial de 2.5° en latitud y 2.5° en longitud, y abarcan el período desde enero de 2000 hasta diciembre de 2016. El largo período de registro y la cobertura de todo el evento ENOS 2015-2016 fueron las características decisivas al momento de elegir esta fuente de información. Si bien una fuerte limitación de los datos es una mayor incertidumbre a medida que aumenta la latitud, nuestra región de estudio se concentra entre los 30° Sur y 5° Norte, región en la que la información es más robusta.

Variaciones del almacenamiento hídrico

Desde su lanzamiento en 2002, la misión satelital GRACE ha probado ser una herramienta muy útil para estimar variaciones del almacenamiento del agua superficial a partir de las variaciones del campo de gravedad observadas (Tapley et al., 2004, Wahr et al., 2004). Por ser la cuenca del Amazonas la red de drenaje más grande del mundo, se evidencian las mayores amplitudes en variaciones del almacenamiento (Tapley et al., 2004, Bevis et al., 2005, Schmidt et al., 2006). A partir de GRACE se han detectado variaciones estacionales muy importantes y coinciden, en general, con las predicciones hechas a partir de modelos hidrológicos (Schmidt et al., 2006). Además, se han

evidenciado en los datos GRACE variaciones del almacenamiento interanuales causadas por eventos ENOS como las sequías observadas en 2005 y 2010 y las inundaciones en 2009 (Chen et al., 2009, 2010, Frappart et al., 2012).

Se utilizaron datos de la misión satelital GRACE provistos por el centro CNES/GRGS. En particular, se utilizó información de la última versión disponible, RL03-v3, publicada en octubre 2016 (Lemoine et al., 2013). La misma se basa en datos GRACE nivel-1B reprocesados y estándares 2013, que brinda variaciones temporales mensuales y cada 10 días de los coeficientes armónicos esféricos del campo de gravedad terrestre desde el grado 2 al 80.

El coeficiente C_{20} es en un 90% proveniente de datos SLR (Lageos 1 y 2). El resto de los coeficientes son 100% producto de datos en la banda K de la misión GRACE. Los valores de las grillas corresponden al centro del píxel, por ejemplo, (89.5,-179.5) para el píxel ubicado en el extremo superior izquierdo de la grilla y (-89.5°,179.5°) para el nodo inferior derecho. El campo de gravedad medio utilizado para esta versión es el EIGEN-GRGS.RL03-v2. MEAN-FIELD. Este modelo es libre de mareas (Tide Free) debido a que se redujeron en el procesamiento de los datos las variaciones gravitacionales provenientes de las mareas terrestres, oceánicas (FES2012), efectos atmosféricos (ECMWF ERA-Interim, cada 3 hs) y la respuesta oceánica barotrópica (TUGO, cada 3 hs) por lo que las variaciones del campo de gravedad observado provienen exclusivamente de efectos no modelados como hidrología, señales oceánicas baroclínicas, masas de hielo y rebote postglacial (estas dos últimas despreciables en la región de estudio). Las incertezas incluyen los errores en la medición del dato, errores producidos por el procesamiento, la falta de cobertura para algunos sitios y los posibles errores en los modelos utilizados para los efectos que si se han modelado (FES, TUGO y ECMWF). Los detalles del procesamiento se pueden encontrar en (Lemoine et al., 2013).

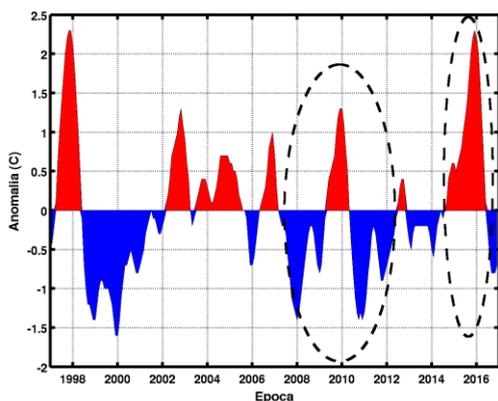
El Índice Oceánico El Niño (ONI)

El Índice Oceánico El Niño (ONI) brinda una medida de la magnitud del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur. El valor del Índice para un mes dado representa la temperatura promedio durante 3 meses consecutivos de la superficie del Océano Pacífico en la región denominada 3.4 (es decir, 5N-5S, 120-170 W). Los datos tabulados fueron obtenidos del Centro de Predicción Climática, dependiente de la Administración Nacional del Océano y Atmósfera [CPC-NOAA].

Si se compara cada valor promedio con un valor medio de la temperatura de la superficie del mar durante los últimos 30 años, se reconocen períodos El Niño en el caso en que se suceda que la temperatura promedio fue mayor a +0.5 °C durante 5 meses consecutivos. En el caso de que ocurran períodos en que la temperatura fue inferior a -0.5 °C durante 5 meses consecutivos respecto al valor medio se refieren como eventos La Niña.

Por otro lado, se clasifica la fuerza del evento según la magnitud de la diferencia de temperatura. Si la diferencia está entre 0.5 °C y 0.9 °C se dice que el evento es débil, moderado si está entre 1 °C y 1.4 °C, fuerte entre 1.5 °C y 1.9 °C y muy fuerte para cuando la temperatura del océano aumenta (o disminuye) en más de 2 °C.

La figura 1 muestra los valores del Índice ONI entre 1997 y el presente. Se observan dos eventos El Niño (EN) muy fuertes durante los años 1997-1998 y 2015-2016 que alcanzan el valor de 2.3°C y dos eventos moderados en 2002-2003 y 2009-2010 con máximos de 1.2 y 1.3 °C respectivamente. En el caso de eventos La Niña, es decir cuando la temperatura de la superficie SST del océano es inferior a los valores medios, se registró un evento fuerte en 1999-2001 con una amplitud de 1.6 °C y varios eventos moderados durante los años 2007-2008, 2010-2011 y 2011-2012 con amplitudes de 1.4, 1.5 y 1.0 °C respectivamente (ver tabla de la Fig.1).



Evento	Clasificación	Epoca	Valor máximo
EN	Muy fuerte	05/1997 - 05/98	2.3
		11/2015 - 05/2016	2.3
	Moderado	06/2002 - 02/2003	1.2
		07/2009 - 04/2010	1.3
LN	Fuerte	05/1999 - 02/2001	-1.6
		07/1998 - 04/1999	-1.4
		08/2007 - 06/2008	-1.4
		07/2010 - 04/2011	-1.5
		08/2011 - 02/2012	-1.0

Figura 1. Índice Oceánico El Niño (ONI) 1997-2017
Figure 1. ONI Oceanic Index (ONI) 1997-2017

Al analizar los eventos más importantes posteriores al 2006, época en donde la red GNSS de Sudamérica comenzó a tener una densidad de estaciones importante como para poder realizar el estudio que llevamos a cabo, se pueden mencionar tres eventos La Niña (LN) moderados entre agosto de 2007 y julio de 2008, entre julio de 2010 y abril de 2011 y entre agosto de 2011 a febrero de 2012 y dos eventos El Niño (EN), uno moderado entre julio 2009 y abril de 2010, y uno muy fuerte entre noviembre 2014 y mayo 2016 (al que llamaremos EN 2015-2016).

Es importante notar que entre agosto de 2007 y febrero de 2012 (ver círculo con líneas discontinuas en la Fig.1) se observaron anomalías térmicas en la superficie de la región 3.4 del océano Pacífico, agrupadas en 3 eventos LN moderados y un evento EN moderado (a los que llamaremos eventos moderados 2008-2012).

El evento EN 2015-2016 fue creciendo de débil a fuerte desde noviembre de 2014 a julio 2015. Para octubre 2015, el promedio de la anomalía SST superó los 2 °C y se mantuvo así hasta febrero-marzo de 2016, donde fue debilitándose hasta retomar valores normales en mayo 2016.

METODOLOGÍA Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN

Se desea evaluar si la variabilidad de las masas hídricas causada por eventos ENOS es suficiente para causar un efecto importante en la presión ejercida sobre la corteza terrestre y, por lo tanto, poder ser reconocida y cuantificada en las variaciones temporales de la red SIRGAS-CON, dada la precisión alcanzada en la actualidad.

Para el análisis de los cambios temporales en el almacenamiento hídrico se utilizaron tanto precipitaciones diarias provistas por CMAP (2000-2016) como estimaciones cada 10 días de las variaciones del almacenamiento total de agua superficial de la misión GRACE (2003-2016). Se contó, además, con variaciones verticales semanales de las coordenadas GNSS de la red SIRGAS-CON que permite caracterizar las deformaciones corticales en dirección vertical.

Se eligieron como sitios de interés aquellas estaciones GNSS, pertenecientes a la red SIRGAS-CON, ubicadas sobre el territorio de Brasil. La razón de esta elección radica en que estas estaciones no solo se ubican en la región donde se dan las mayores precipitaciones anuales, sino también porque la variabilidad observada en la componente vertical de la coordenada es suficiente para poder discernir cambios respecto a un comportamiento armónico. Se eligieron aquellas estaciones que hayan comenzado a funcionar con anterioridad al 2014 para poder realizar una comparación fidedigna de la variabilidad durante el evento EN respecto de los años previos. De los 121 sitios que componen la red de Brasil, se utilizaron entonces 84 sitios GNSS de prueba (Fig. 2).



Figura 2. Sitios GNSS sobre el territorio de Brasil utilizados en el estudio. Se encuentran indicadas las estaciones POVE y PPTE que se mencionan en el trabajo.
Figure 2. GNSS sites on Brazilian territory used for the study. POVE and PPTE stations are shown in the map.

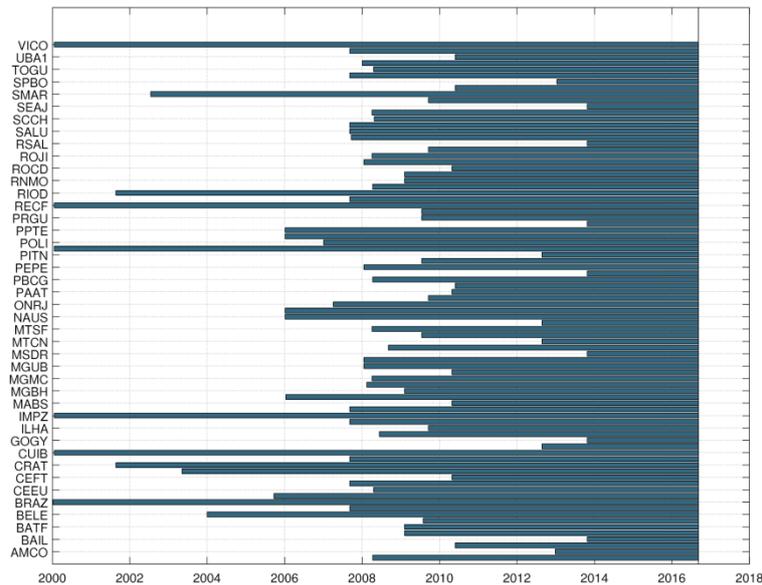


Figura 3. Operatividad de cada sitio GNSS.
Figure 3. GNSS Operability.

La figura 3 muestra los intervalos temporales en los cuales las 84 estaciones seleccionadas estuvieron en operación. La mayoría de las estaciones elegidas comenzaron sus actividades entre 2006 y 2010. Con anterioridad a 2006, funcionaban menos de un 15% de las estaciones actuales.

La metodología general aplicada para cada serie temporal de datos, asociada a cada estación (precipitaciones, almacenamiento de agua y variación vertical de coordenadas) es similar:

- 1) Por medio de un ajuste de mínimos cuadrados, se remueve la tendencia lineal a las series temporales. Cada serie es diferente, y las fuentes que generan los cambios de largo período lineales también (cambio climático, movimientos por deriva continental, efectos locales que sólo se observan en una componente, entre otros). La reducción garantiza que las variaciones estacionales anuales de cada serie sean comparables con las otras 2 fuentes de información analizadas.
- 2) Se calcula una serie media anual a valores mensuales. Esto es, se agrupa cada una de las series según el mes del año y se estima un valor medio de cada grupo. De esta forma se obtienen 12 valores medios para cada serie y cada valor representa el valor medio de toda la serie temporal para ese mes. La ventaja del cálculo de la señal media anual frente al ajuste de alguna función sinusoidal, como es usual (e.g. van Dam et al., 2001, Mangiarotti et al., 2001, Sósnic et al., 2013) es que no se asume ninguna forma funcional para el fenómeno.
- 3) Se replica dicha información para todo el intervalo temporal en donde la estación GNSS haya estado activa y la misión GRACE haya estado en operación, calculando *series medias anuales* por estación.
- 4) Se estiman *anomalías temporales*, sustrayendo de los datos originales las series medias anuales calculadas. Es de esperar que en las series de anomalías estimadas se observen los efectos causados por el evento ENOS.

Análisis de cada serie

Precipitaciones

Los valores de las grillas de precipitaciones mensuales CMAP utilizadas están dados en mm/día, y van desde enero del 2000 hasta diciembre de 2016. En Sudamérica, las mayores precipitaciones se dan en la región ecuatorial y subtropical, con valores que superan los 3000 mm/año y que abarcan parte del noroeste y sureste de Brasil, norte de Perú, Ecuador, Colombia, Venezuela y el Caribe (Fig.4). En las regiones sur de Sudamérica las precipitaciones no superan los 1500 mm/año.

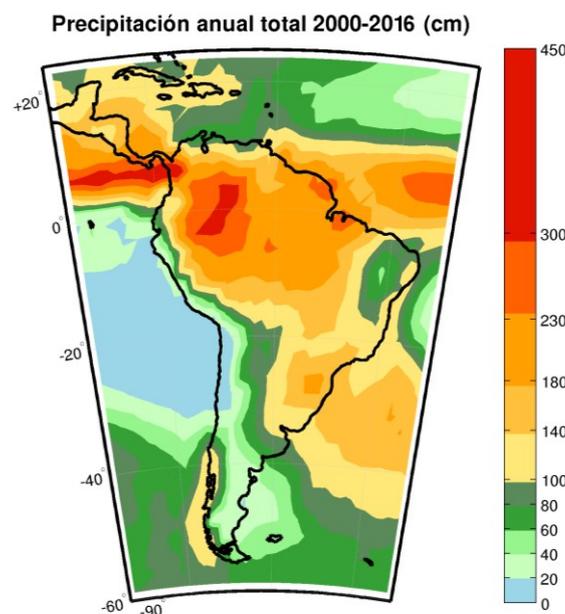


Figura 4. Precipitaciones totales anuales en la región de Sudamérica [cm/año]. Valores medios anuales a partir de datos CMAP 2000-2016.

Figure 4. Annual precipitation in South America [cm/y]. Annual mean values using 2000-2016 CMAP data.

Al analizar el comportamiento temporal de las lluvias, se observa que al norte de Sudamérica los máximos se dan entre marzo y junio, en la parte central entre noviembre y febrero, mientras que en la parte sur se observan máximos entre septiembre y noviembre (Fig.5). Con respecto a las amplitudes, se encuentra que los valores máximos alcanzados para el norte, centro y sur de Sudamérica son 60, 35 y 25 cm mensuales, respectivamente.

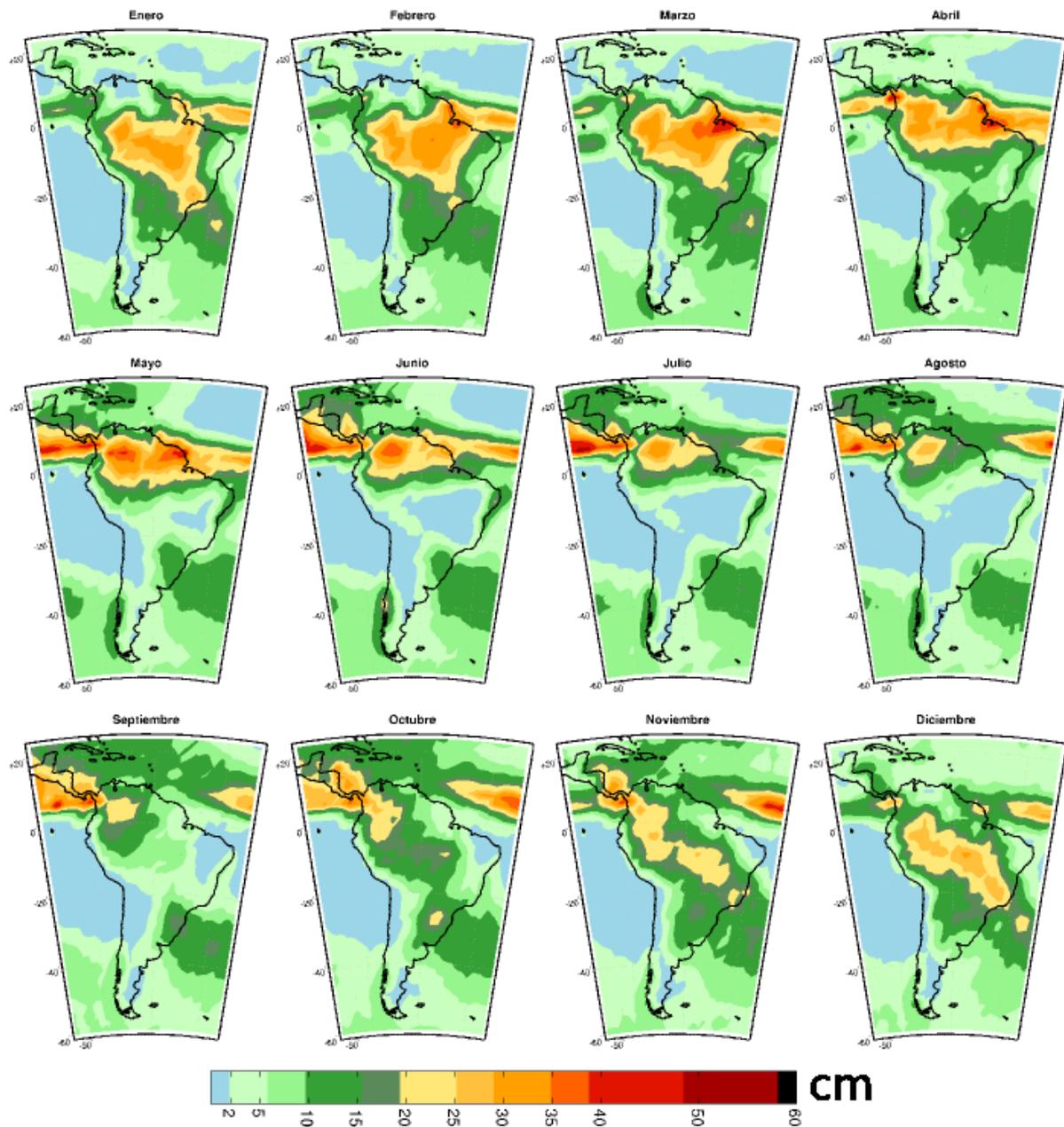


Figura 5. Precipitaciones medias mensuales [cm/mes] a partir de datos CMAP (2000-2016).
Figure 5. Monthly average precipitation [cm/month] using CMAP data sets (2000-2016).

A partir de la serie de precipitación correspondiente para todo el intervalo temporal, se calculó una precipitación media anual como se encuentra detallado en la sección 2. A esta se la utilizó para implementar un filtrado de la serie removiendo la señal anual. Como consecuencia se obtuvo la

anomalía de precipitación, como la diferencia entre la precipitación observada menos la precipitación media anual (sección 4).

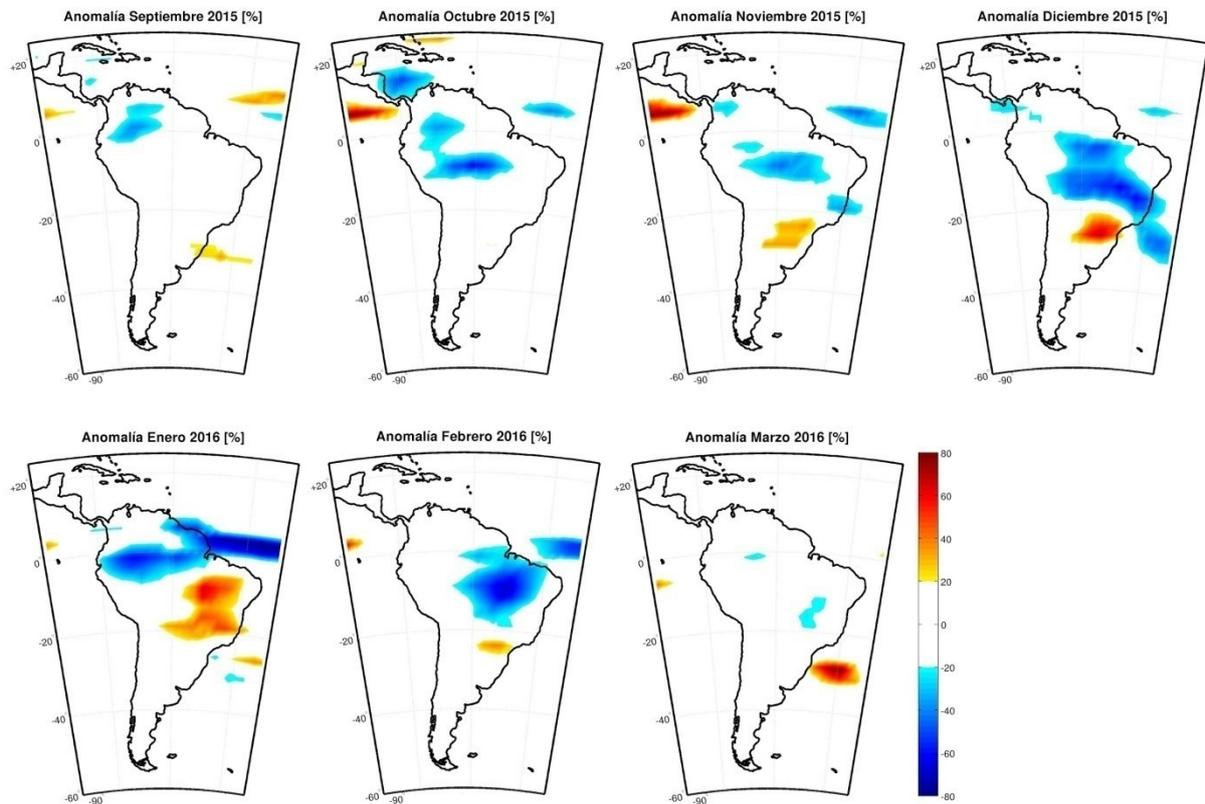


Figura 6. Anomalías de precipitación sucedidas entre septiembre de 2015 y marzo de 2016 [%]
Figure 6. Precipitation anomalies occurred between September 2015 and March 2016 [%]

En la figura 6 se representan las anomalías de precipitación porcentuales obtenidas en la región de Sudamérica entre septiembre de 2015 y marzo de 2016, meses en donde el Índice ONI tomó los valores más grandes de los últimos 17 años (Valores superiores a 1.6). En este caso para cada sitio se calculó el porcentaje de exceso o déficit de precipitación de cada mes, respecto de la precipitación media mensual de la forma (1):

$$Anomalía(\%) = 100 \times [A - \underline{A}] \div \underline{A} \quad (1)$$

siendo A la precipitación observada y \underline{A} la precipitación media mensual de dicho sitio. Se muestran, en colores, sólo aquellos sitios en donde la anomalía porcentual excedió un $\pm 20\%$ los valores medios mensuales. Las mayores diferencias se observan durante los meses de diciembre 2015 y enero-febrero de 2016 coincidiendo con valores del Índice ONI superiores a 2. En estos mapas se evidencia claramente una región en donde las precipitaciones fueron muy inferiores a lo previsto, llegando a alcanzar amplitudes mensuales de menos de un 60% del valor esperado. Dicha región contempla la zona centro, norte y noroeste de Brasil, norte de Perú y Venezuela. Por otro lado, se observa una región en donde las precipitaciones son superiores que los valores medios para esos meses. Este es el caso de la zona sur y sureste de Brasil, norte de Argentina y norte de Uruguay.

Para cada estación GNSS, se definió como precipitación la información asociada al nodo más cercano a la posición promedio registrada respecto al marco de referencia IGS.

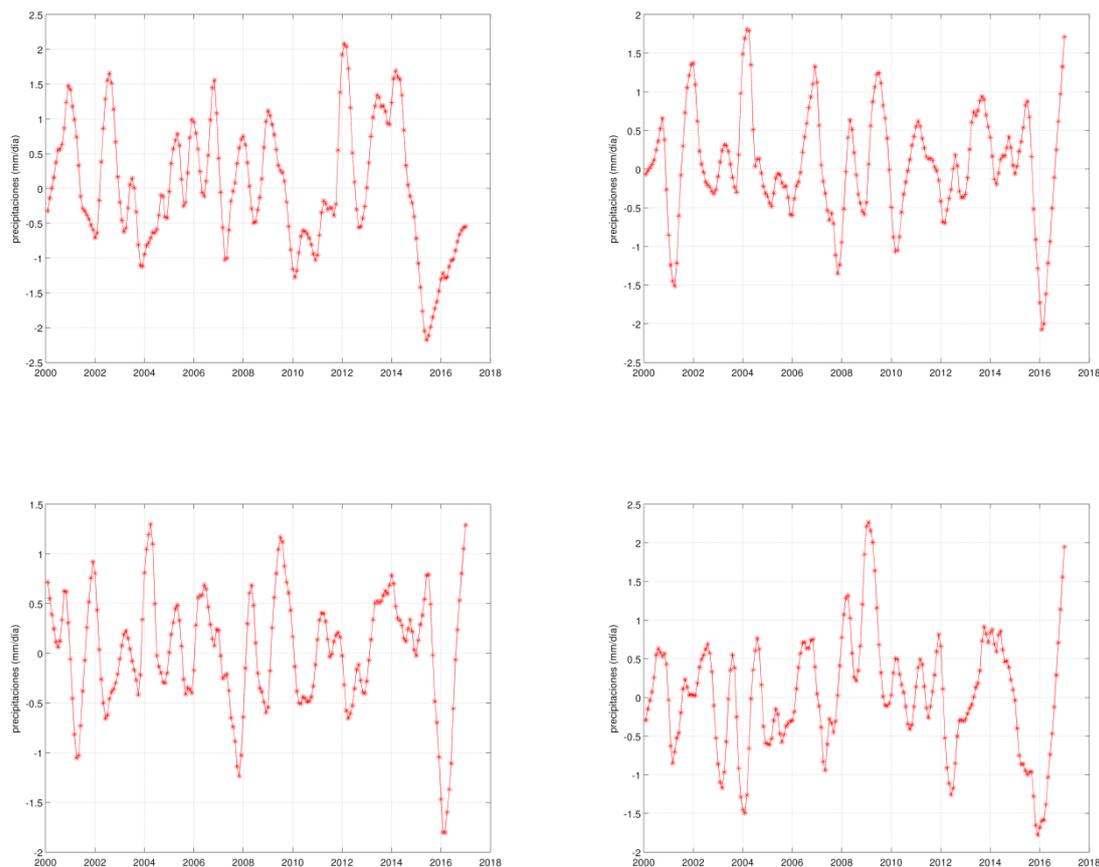


Figura 7. Anomalía de precipitación estimada para 4 sitios en el norte de Brasil.
Figure 7. Precipitation anomaly estimated for 4 sites in the north of Brazil.

En la figura 7 se representan las anomalías estimadas para 4 estaciones en el norte de Brasil, sitios de gran amplitud de precipitación, por lo que se acentúan los cambios de los comportamientos armónicos anuales causados por efectos climáticos no estacionales. Los valores negativos representan épocas de sequía y los valores positivos períodos de inundaciones. El rasgo más visible en las cuatro series es una anomalía negativa entre mediados de 2015 y comienzos del 2016 coincidente con el evento ENOS muy fuerte. No se aprecia en dichos gráficos algún comportamiento característico marcado durante los eventos moderados 2008-2012.

En la figura 8 se volcaron las anomalías estimadas para 31 estaciones GNSS que se encuentran al norte de Brasil seleccionadas según su variación observada en la componente vertical de coordenadas, como se explicará en las secciones siguientes. La superposición de las mismas evidencia un comportamiento similar para la mayoría de las estaciones durante el evento ENOS 2015-2016. Además, se puede observar una anomalía positiva, luego negativa y nuevamente positiva durante los eventos moderados 2008-2012 (ver círculos punteados que marcan dichas épocas).

La figura 9 representa en colores las matrices de correlación entre las series temporales de precipitación para todas las estaciones seleccionadas a) en el norte de Brasil, y b) al sur de Brasil, durante el período temporal que abarca los eventos moderados 2008-2012 y el evento ENOS 2015-2016. De la imagen se desprende que en el caso a) el coeficiente de correlación supera el valor de 0.7 para el 33.5% de las correlaciones y supera el valor de 0.5 para el 67.13% de las mismas. En el caso b) se obtuvo que el 43.1% de las correlaciones supera el valor de 0.7 y que el 70% de los casos supera el valor de 0.5. Este resultado reafirma el comportamiento característico regional de las anomalías de precipitaciones durante eventos ENOS observado en la figura 8.

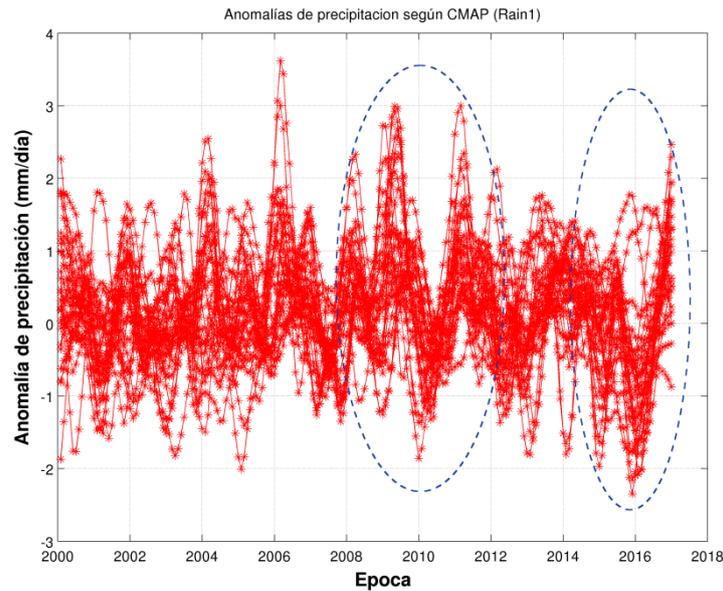


Figura 8. Anomalías de precipitación para sitios en la región norte de Brasil [mm/día].
Figure 8. Precipitation anomalies in the North of Brazil [mm/day].

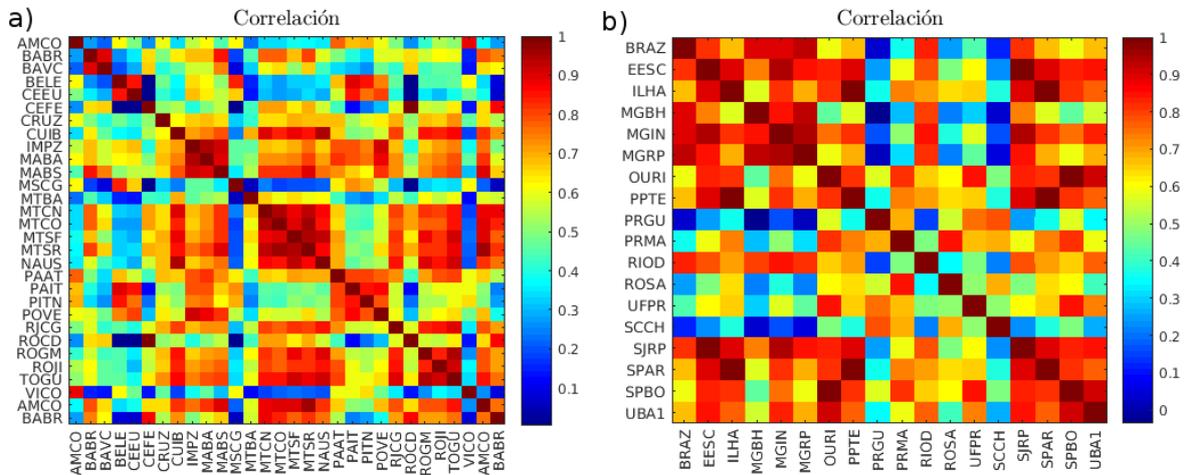


Figura 9. Coeficientes de correlación entre series temporales de anomalías de precipitación para estaciones ubicadas a) en el norte de Brasil y b) al sur de Brasil.
Figure 9. Correlation coefficients between temporal series of precipitation anomalies for stations located at a) North of Brazil, b) South of Brazil.

Almacenamiento total de agua superficial

A partir de los datos de la misión GRACE, versión RL03-v3, provistos por el centro CNES/GRGS se estimaron variaciones del almacenamiento cercanas a los sitios elegidos. Nuevamente, como en el caso de las precipitaciones, se asoció a cada estación la información correspondiente al nodo de la grilla más cercano. Luego, se calculó la variación media anual del efecto promediando el comportamiento en el tiempo, y una anomalía del almacenamiento entre lo observado y la señal media anual que pueda reflejar el efecto extremo ENOS.

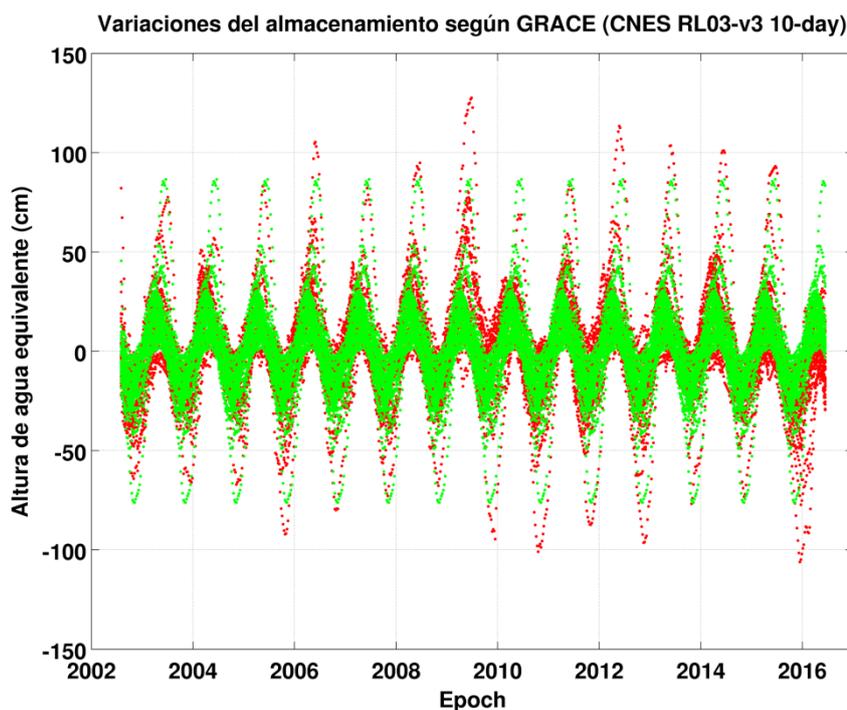


Figura 10. Variaciones temporales del almacenamiento de agua superficial [cm].
Figure 10. Temporal variations of total water storage [cm].

En la figura 10 se muestra la variación del almacenamiento estimada por GRACE para las 31 estaciones seleccionadas al norte de Brasil representadas con puntos rojos y, superpuesta, las variaciones medias estimadas para dichas estaciones, representados con puntos verdes. Se evidencia nuevamente que las mayores separaciones se dan a fines del 2015, principios de 2016. Se observa que el comportamiento estacional se mantiene, lo que se modifica son las amplitudes. Lo mismo se puede concluir al analizar las anomalías del almacenamiento de la figura 11, separadas entre sitios GNSS al norte y al sur de Brasil (en rojo y azul, respectivamente). En el caso de los sitios al norte de Brasil, el evento ENOS 2015-2016 provocó una disminución notoria del almacenamiento superficial, marcando una época de sequías en la región, mientras que al sur se evidencia en el principio del evento un decrecimiento y luego un aumento de la cantidad de agua almacenada en la superficie. Además, se evidencia un cambio en el almacenamiento en la región norte entre 2008 y principios de 2012 que parece estar asociado de la misma forma con los eventos extremos como se vio en las precipitaciones, siendo las anomalías en la región norte más evidentes que en la región sur.

Componente vertical de las coordenadas

Para cada sitio se analizó el desplazamiento de la componente vertical por ser la más afectada por redistribuciones de cargas superficiales (Van Dam et al., 2001, Zygmunt et al., 2016). Se tuvo en cuenta que dichas soluciones están ajustadas a diferentes realizaciones IGS para diferentes épocas. Se aplicó un pre-procesamiento reduciendo la tendencia lineal causada principalmente por movimientos tectónicos y por cambios en el almacenamiento de largo período. Se distinguió cada grupo de coordenadas asociado a cada marco: las posiciones registradas hasta el 16 de abril de 2011 se estimaron utilizando a IGS05 como marco de referencia, las posiciones estimadas con posterioridad a dicha fecha y hasta octubre de 2012 fueron ajustadas al marco de referencia IGS08 y aquellas registradas con fechas posteriores a octubre de 2012 se asociaron a IGB08.

En el gráfico superior de la figura 12 se muestra un ejemplo de las soluciones semanales de la componente vertical para la estación POVE ubicada cercana al río Amazonas (Fig.2). Cada uno de

los puntos negros representan la solución de una semana obtenida por los centros de procesamiento SIRGAS, y las rectas en colores muestran las tendencias lineales estimadas para cada conjunto de soluciones respecto a cada marco (en azul la tendencia lineal cuando se utilizó a IGS05, en celeste el intervalo donde se ajustó a IGS08 y en rosa en el caso en que se tomó a IGb08 como realización IGS). En el caso del ajuste lineal al marco IGb08, se tuvo cuidado de no tomar las épocas en donde el Índice ONI indicara un evento EN para no modificar la tendencia producto de movimientos tectónicos y luego se extendió la pendiente estimada para ese intervalo también.

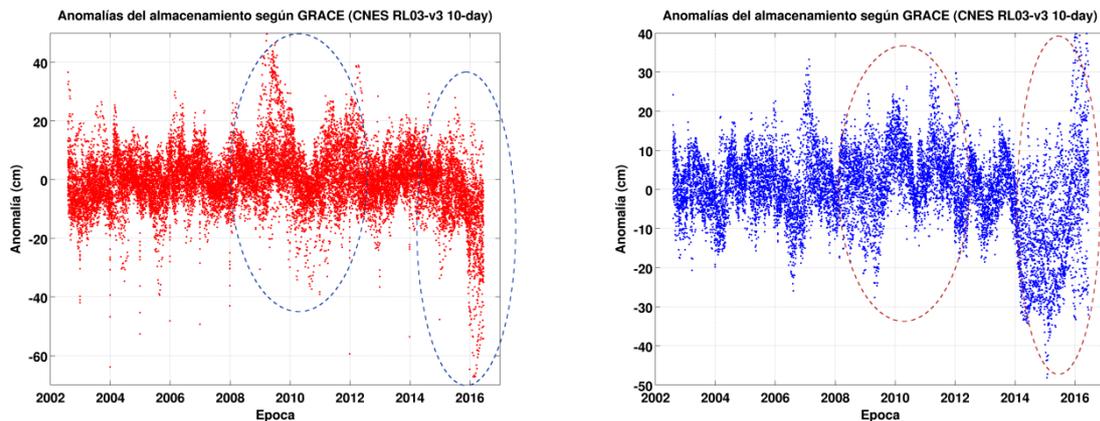


Figura 11. Anomalías observadas en el almacenamiento de agua superficial al norte (rojo) y sur (azul) de Brasil y su relación con los eventos extremos ENOS [cm].

Figure 11. Total water storage anomalies in the north (red) and south (blue) part of Brazil and their relation with ENSO events[cm].

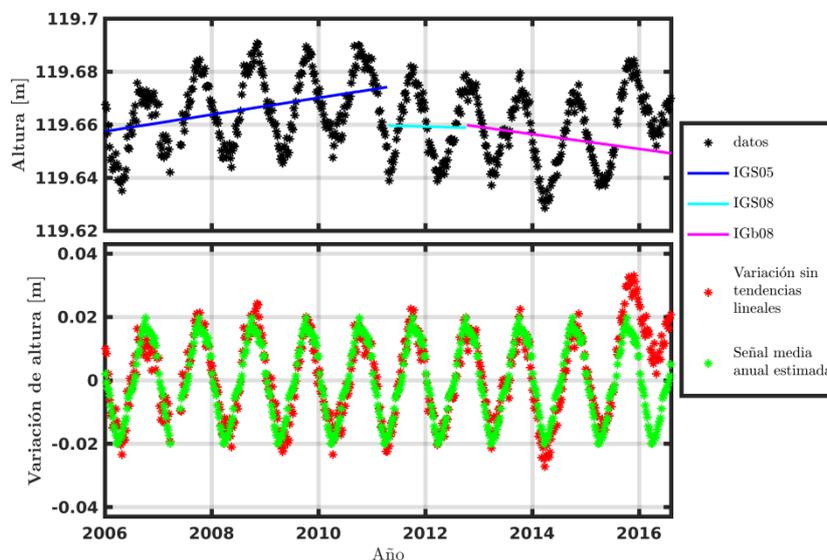


Figura 12.Preprocesamiento de la componente vertical de la estación POVE.

Figure 12.Preprocessing of POVE vertical component.

El gráfico inferior de la figura 12 muestra la variación temporal observada en metros en la componente vertical sin tendencias lineales superpuesta a una señal media anual. En rojo se representan las variaciones calculadas por los centros de procesamientos SIRGAS-CON una vez reducida las tendencias lineales. En verde se muestra una señal media anual estimada por medio del

cálculo de un valor medio para cada semana del año, utilizando todos los datos semanales en el intervalo temporal en que la estación haya tomado datos.

Tal como era esperado, debido a la naturaleza armónica y anual del efecto hidrológico, se observa un comportamiento principalmente estacional de período anual con amplitudes aproximadas pico a pico de 4 cm, con máximos en los meses de octubre-noviembre que indican épocas en donde se reduce el almacenamiento hídrico del suelo. El apartamiento del comportamiento armónico es provocado por alteraciones de los ciclos por cambios en los patrones climáticos, como por ejemplo, debido a eventos ENOS. Esto se hace evidente cuando la serie temporal se aparta de la señal media anual, especialmente en épocas de máximos y mínimos de almacenamiento. La alteración más evidente para este sitio se da durante 2015 y a comienzos de 2016, coincidiendo con el evento ENOS 2015-2016, indicando que la componente vertical fue mayor que lo esperado para esa época del año en esa región. Los cambios en el comportamiento de la estación durante los eventos moderados 2008-2012 no llegan a ser evidentes en este gráfico.

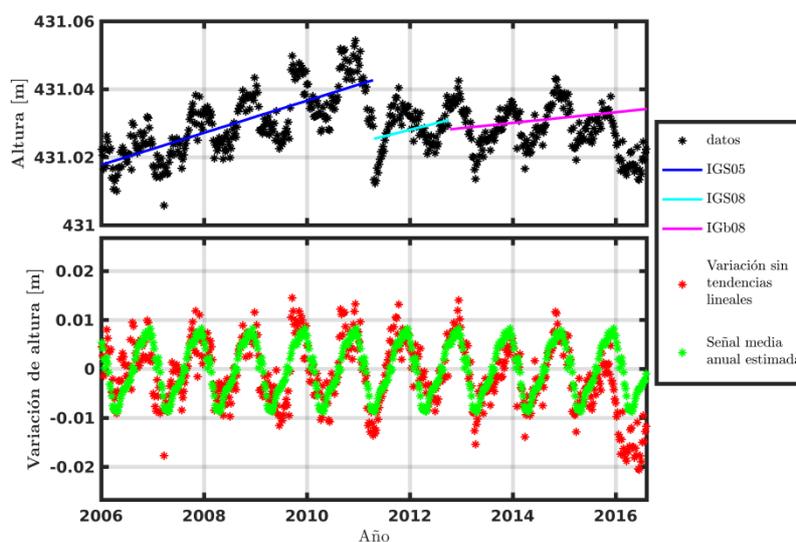


Figura 13. Preprocesamiento de la componente vertical de la estación PPT. **Figure 13.** Preprocessing of PPT vertical component.

La figura 13 muestra el mismo análisis para la estación PPT situada al sur de Brasil (ver ubicación en mapa Fig.2). En primer lugar, se observa una variación anual pico a pico de 2 cm indicando que la variación de almacenamiento total del agua sería inferior para esta región que lo observado en el norte. Por otro lado, nuevamente el rasgo más evidente es el apartamiento de la variación vertical respecto de una variación media anual durante 2015 y a principios de 2016 pero, en este caso, la componente vertical se la estima inferior de lo esperado.

De esta forma, se analizaron los movimientos verticales de la corteza para todos los sitios durante el evento ENOS 2015-2016 por ser el más evidente, y se evaluó si esa alteración respecto de una componente armónica era igual en todo el territorio analizado o no. Como los eventos ENOS modifican los patrones de precipitaciones pero el efecto sobre la superficie no es homogéneo, es esperable que las deformaciones tampoco lo sean. Se diferenciaron las estaciones, en primer lugar, cuya componente vertical era afectada por un comportamiento estacional y armónico evidente. Si así lo era, se clasificó la misma según si el patrón anual observado corresponde a épocas más secas, más húmedas, o sin cambios evidentes. Este análisis surgió a partir de evaluar si la posición vertical era mayor o menor que la esperada, o si no era posible discernir entre una alteración u otra.

Para el análisis del comportamiento armónico se estimó nuevamente, para cada estación, la amplitud de la señal media anual. En el gráfico izquierdo de la figura 14 se representa las magnitudes de la amplitud estimada en diferentes colores, discerniendo entre estaciones cuya amplitud es menor

a 0.5 cm, entre 0.5 cm y 1 cm, entre 1 y 1.5 cm, entre 1.5 y 2 cm, entre 2 y 2.5 cm y mayores que 2.5 cm. Se observa que las amplitudes disminuyen en general hacia las zonas de la costa de Brasil y hacia el sur. Las variaciones más chicas corresponden a las regiones externas a las cuencas de Amazonas, Tocantins y Paraná. La única estación que se observa con variaciones medias anuales superiores a 2.5 cm corresponde a la estación NAUS, situada cercana al Río Negro, un afluente del río Amazonas del cual se tienen registros desde el 2006. El resto de las estaciones alejadas de la costa observan movimientos de 1 a 2 cm de amplitud.

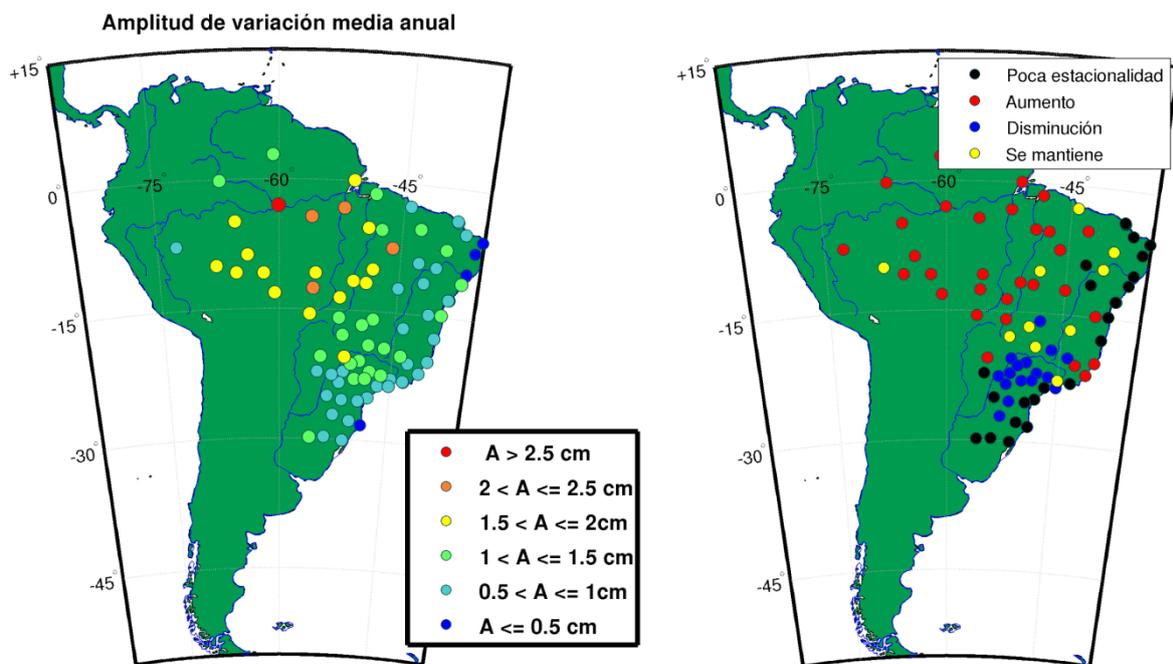


Figura 14. Análisis del comportamiento estacional de la corteza.
Figure 14. Analysis of seasonal behavior of the crust.

En la imagen derecha de la figura 14 se aprecian los resultados de dicha clasificación. En negro se representan aquellas estaciones que observaron poca variabilidad estacional y no fue posible discernir ningún efecto, en rojo aquellas en donde se observa un aumento de la variabilidad anual, en azul aquellas en las cuales se observó una disminución de su ciclo, y en amarillo en donde se observó un comportamiento estacional pero no se evidenció un cambio del comportamiento anual. En general, las estaciones que no tienen una marcada variación armónica se sitúan en las zonas costeras de Brasil y al sur, en la región que limita con Uruguay, externas a las cuencas del Amazonas, Tocantins y Paraná como se percibió en la figura izquierda de la figura 14. Esto concuerda también con la caída de la amplitud de las variaciones medias anuales por debajo de los 10° S respecto de las estimadas en el centro y norte de Brasil. Para la región norte de Brasil, por arriba de los 15 grados de latitud Sur, las variaciones de la componente vertical son mayores que lo esperado indicando posiblemente que el almacenamiento de agua es inferior a los valores medios para cada época y para la región sur el efecto era inverso, es decir, se observan variaciones estacionales de amplitudes menores a lo esperado.

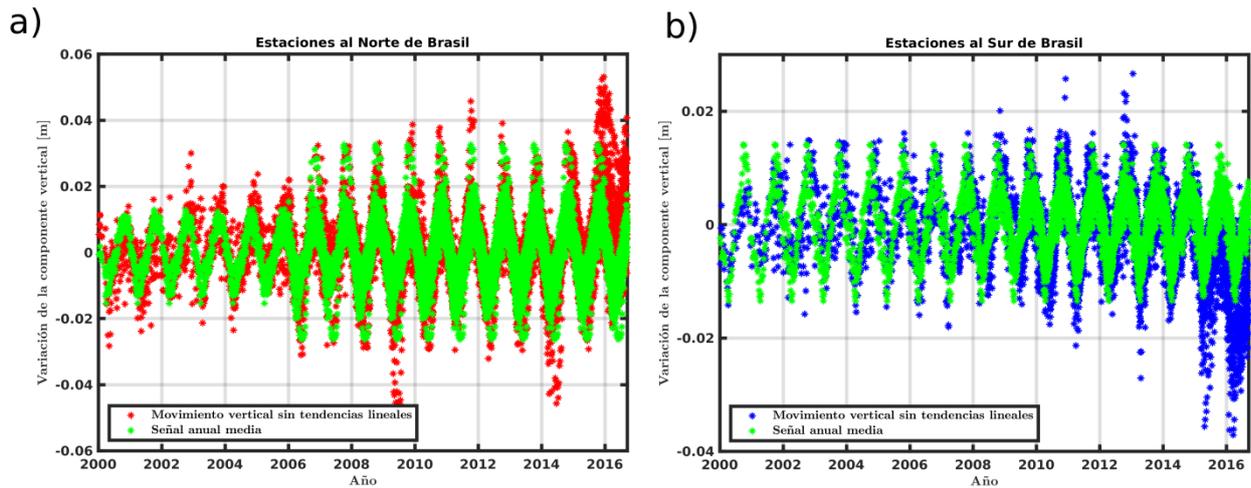


Figura 15. Variaciones temporales de la componente vertical de las estaciones a) al norte de Brasil, b) al sur de Brasil [m].

Figure 15. Temporal variations of seasonal vertical component at a) North of Brazil, b) South of Brazil [m].

Las figuras 15 a) y b) muestran las variaciones verticales observadas para todas las estaciones al norte y al sur de Brasil respectivamente, que hayan observado una alteración en el patrón anual. En la figura 15 a) los puntos rojos representan el movimiento vertical sin tendencias lineales representado ya en las figuras 4 y 5, para todas las estaciones en las que se observa una alteración del patrón positiva y en verde nuevamente la señal anual media correspondiente a cada una de dichas estaciones. La figura 15 b) es similar pero los movimientos verticales sin tendencias lineales se representan en azul. La cantidad de estaciones de la red aumentó con el tiempo por lo que la densidad de puntos que observan alteraciones del patrón también (ver figura 3). Se percibe un aumento de amplitudes en la figura 15 a) a partir de 2006 simplemente porque comenzaron a funcionar estaciones GNSS colocadas más cercanas a los afluentes del río Amazonas por lo que se comenzó a registrar variaciones de almacenamiento del suelo mayores. En el caso de las estaciones al sur de Brasil se ve que el aumento de la densidad de estaciones de la red se hizo evidente a comienzos del 2008.

En ambas figuras la alteración del comportamiento para las épocas en donde se registró el evento ENOS 2015-2016 es notoria. En el caso de las estaciones al norte de Brasil, la componente vertical sufre una deformación que puede alcanzar los 3 cm para fin del año 2015 y comienzos de 2016. Para las estaciones al sur, el suelo sufre también una alteración pero la diferencia es opuesta. Es decir, se estiman posiciones inferiores a los valores esperados y la magnitud de la diferencia puede llegar a 2 cm. Es importante observar que las escalas de ambos gráficos son diferentes. La variabilidad de las componentes al norte puede llegar a 8 cm mientras que al sur no superan los 4 cm.

Posteriormente, se calculó la diferencia entre la variación estimada en la componente vertical de las coordenadas de la red respecto de la señal media anual. Como explicamos en la sección anterior, se utilizaron soluciones semanales y se calculó un valor promedio para cada semana del año utilizando toda la serie temporal de datos disponibles para cada estación. De esta forma, se calcularon 52 valores medios representativos de la variabilidad anual de cada sitio. Luego se redujo de la serie temporal de coordenadas el valor medio calculado correspondiente a cada semana, estimando valores de anomalías de coordenadas. Tales anomalías muestran intervalos temporales en donde las observaciones se apartan del valor medio representativo mensual por encontrarse influenciadas por eventos no estacionales como el evento ENOS.

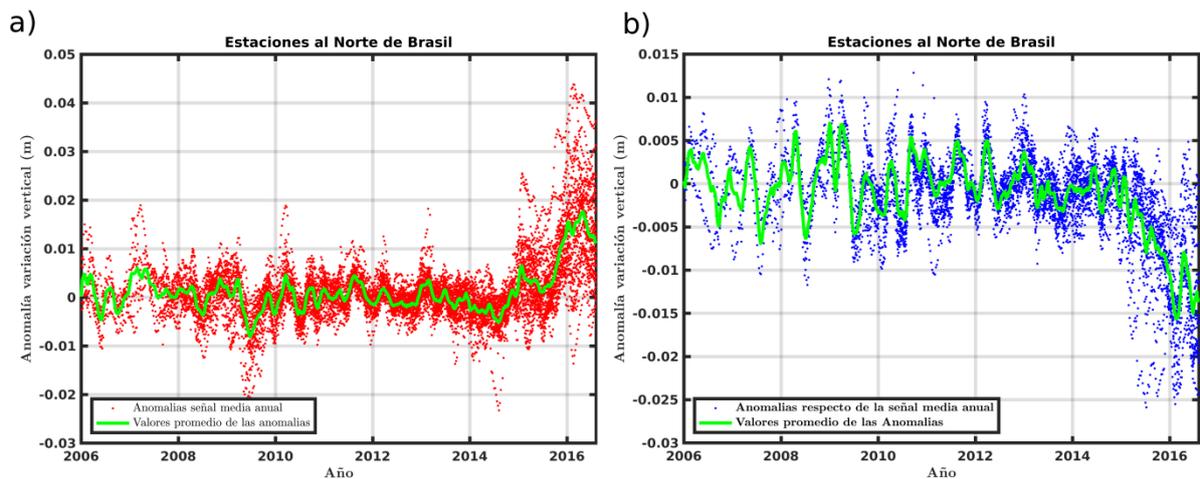


Figura 16. Anomalías entre las componentes verticales observadas y las variaciones anuales medias para estaciones a) al norte de Brasil y b) al sur de Brasil [m].

Figure 16. Anomalies between observed vertical components and average annual variations for stations at a) North of Brazil, b) South of Brazil [m].

En el gráfico de la figura 16a) se muestran, representadas con puntos rojos, las anomalías de la coordenada vertical para el intervalo temporal [2006-2016.6] para todas las estaciones GNSS elegidas como "positivas". Superpuesta a las anomalías, se representa una curva con valores de anomalías medias en verde, calculando la mediana y usando los datos de anomalías de todas las estaciones. Al analizar el comportamiento general del conjunto de estaciones se observa que las amplitudes de las anomalías se mantienen en general inferiores a 1 cm para la mayoría de las estaciones, salvo para el intervalo temporal 2009-2010 donde alcanzan valores cercanos a 2 cm y para el intervalo posterior a 2015 en donde las anomalías superan los 2 cm y llegan a superar en algunos casos los 4 cm. Se observa, además, que el comportamiento de la variación es similar para el conjunto de estaciones. El mismo análisis se efectúa para las estaciones elegidas como "negativas" y los resultados se muestran en la figura 16b). En este caso, las anomalías se mantienen debajo del centímetro para todas las estaciones salvo en épocas posteriores a 2015, en donde puede alcanzar magnitudes de 2.5 cm, indicando que la diferencia entre la posición vertical de la estación respecto de lo esperado es inferior en 2.5 cm. Analizando la curva media verde del gráfico figura 16b) vemos una gran variabilidad temporal antes del 2010 debido a que, como la cantidad de estaciones era chica, la variabilidad promedio de las anomalías copia la variabilidad de las anomalías.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el presente estudio se evalúa la capacidad de un evento ENOS fuerte de producir cambios en el almacenamiento hídrico lo suficientemente significativos como para modificar en forma evidente la componente vertical de las coordenadas de las estaciones GPS. Para ello se analizaron tanto los cambios observados en las precipitaciones, como en el almacenamiento de agua superficial para luego compararlos con las observaciones de la componente vertical de las coordenadas GPS de estaciones pertenecientes a la red SIRGAS-CON.

Para el análisis de las precipitaciones, se compararon los valores observados entre 2000 y 2016 para toda la región central de Sudamérica respecto a un comportamiento anual "típico". Se encontró que las mayores diferencias se observaron durante los meses de diciembre 2015 y los dos primeros meses de 2016. Estas diferencias coinciden con épocas en donde los valores del Índice ONI fueron superiores a 2. Durante dicho período extremo, las precipitaciones en algunas regiones al norte del continente llegaron a alcanzar una caída del 60% de la precipitación esperada para esa época del

año, mientras que en regiones al sur de Brasil, norte de Argentina y norte de Uruguay se observó un aumento de las mismas pero de menor amplitud. Para otros períodos con ocurrencia de eventos ENOS la alteración en los datos analizados no es suficiente para poder realizar una conclusión similar.

Respecto del almacenamiento hídrico, se analizaron los datos de la misión GRACE para sitios puntuales de Brasil coincidentes con estaciones GNSS de la red SIRGAS-CON. En este caso se separaron anomalías del almacenamiento para el norte y para el sur de Brasil. En el caso de los sitios ubicados al norte, se observan disminuciones evidentes del almacenamiento superficial durante el evento ENOS 2015-2016 que alcanzan los 60 cm de altura, y variaciones durante los eventos 2008-2012 no tan marcados, pero que llegan a alcanzar los 40 cm en algún intervalo temporal pequeño. En la región sur se aprecia también una alteración de los patrones esperados, que comienzan con una brusca disminución del almacenamiento y que luego muestran un aumento respecto a sus valores esperados, que alcanzan los 40 cm de espesor.

Se analizó, por último, la variación temporal de la componente vertical de las estaciones GNSS a través de soluciones semanales brindadas por los centros de procesamiento SIRGAS y se estimó, para cada sitio, una señal media anual utilizando todos los datos disponibles del mismo. Las señales medias anuales estimadas poseen un comportamiento principalmente estacional con amplitudes que alcanzan en algunos sitios los 4 cm pico a pico.

Posteriormente, se clasificaron las estaciones del territorio del Brasil según si el evento fuerte 2015-2016 se manifiesta como un aumento de la componente vertical respecto de los valores esperados, un decrecimiento o si el cambio no era evidente. El análisis espacial de cada conjunto no denota posiciones aleatorias, sino todo lo contrario. Se observa que las estaciones cuyos movimientos fueron mayores que lo esperado se ubican en el centro y noroeste del territorio brasileño, evidenciando una zona de sequías. Las estaciones seleccionadas por observar una disminución de la componente respecto a valores normales en la misma época del año se encontraron ubicadas al sureste de Brasil, en el límite con el norte de Uruguay. Las anomalías observadas en ambos conjuntos parecerían ser algo excesivas en amplitud durante el evento extremo, ya que en algunos casos la diferencia entre los datos estimados y los calculados alcanza los 3 cm. Este exceso en amplitud observado en las anomalías puede deberse a que el evento ENOS 2015-2016 se ubica al final de la serie de tiempo por lo que las tendencias lineales estimadas podrían no ser exactas. Sin embargo, la distribución preferencial encontrada de las estaciones GNSS que observan un efecto por sequías y aquellas que observan cambios esperados en inundaciones es indiscutible, y coinciden con los análisis realizados en las precipitaciones y en las variaciones de la carga hídrica.

Los cambios en el comportamiento de la estación durante los sucesos 2008-2012 no se observan tan claramente como si lo hacen las variaciones en las cargas. A pesar de ello, al analizar las anomalías entre las componentes verticales observadas y las variaciones anuales medias, principalmente para las estaciones seleccionadas entre las que sufrieron un aumento de la componente vertical, se observa una señal importante entre 2009 y mediados de 2010 cuya amplitud no supera los 2 cm. Dicho rasgo coincide con las épocas en que se observaron cambios en el almacenamiento hídrico medido.

Se concluye que en las estaciones GNSS de la red SIRGAS-CON se manifiestan cambios producidos por eventos ENOS y que, en casos en los que el evento sea fuerte como el último sucedido, además es posible diferenciar regiones de sequías y sitios con inundaciones.

Agradecimientos. Los autores agradecen a la red SIRGAS y a sus centros de procesamiento por la provisión de las soluciones semanales de datos GNSS y al centro CNES/GRGS francés por la provisión de los datos de la misión GRACE.

REFERENCIAS

- Aceituno, P., (1988). On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. *Monthly Weather Review*, 116, 505.
- Altamimi, Z., X. Collilieux, L. Metivier, (2011). ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy*, 85, 457-473.
- Bevis, M., E. Kendrick, A. Cser, R. Smalley, (2004). Geodetic measurement of the local elastic response to the changing mass of water in Lago Laja, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volumen 141, 71-78.
- Bevis, M., D. Alsdorf, E. Kendrick, L. P. Fortes, B. Forsberg, R. Smalley, J. Becker, (2005). Seasonal fluctuations in the mass of the Amazon River system and Earth's elastic response. *Geophysical Research Letters*, 32, 16308.
- Bevis, M., A. Brown, (2014). Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy..*Journal of Geodesy*, 88, 283-311.
- Bruisma, S., J.M. Lemoine, R. Biancale, N. Vales, (2010). CNES/GRGS 10-day gravity field models (release 2) and their evaluation. *Advances in Space Research*, 45, 587-601.
- Brunini, C., S. Costa, V. Mackern, W. Martínez, L. Sánchez, W. Seemüller, A. da Silva, (2009). SIRGAS: ITRF densification in Latin America and the Caribbean. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 11, 2105.
- Brunini, C., H. Drewes, L. Sánchez, V. Mackern, and L. Mateo, (2010). Controlling seasonal effects on the weekly realization of the SIRGAS Reference Frame. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 12, 2006.
- Chang, P., D. S. Battisti, (1998). The physics of El Niño. *Physics World*, 11.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, B. D. Tapley, Z. L. Yang, G. Y. Niu (2009). 2005 drought event in the Amazon River basin as measured by GRACE and estimated by climate models. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 114, B05404.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, B. D. Tapley, (2010). The 2009 exceptional Amazon flood and interannual terrestrial water storage change observed by GRACE. *Water Resources Research*, 46: W12526,
- Collilieux, X., T. van Dam, J. Ray, D. Coulot, L. Metivier, Z. Altamimi, (2012). Strategies to mitigate aliasing of loading signals while estimating GPS frame parameters. *Journal of Geodesy*, 86, 1-14.
- Creutzfeldt, B., J. Kennedy, P. A. Ferre, (2012). Water-storage change measured with high-precision gravimetry at a groundwater recharge facility in Tucson, USA. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Climate Prediction Center, Center for Weather and Climate Prediction, NOAA
http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.
Datos extraídos en 2017.
- Demoulin, A., B. Ducarme, M. Everaerts, (2007). Seasonal height change influence in GPS and gravimetric campaign data. *Journal of Geodynamics*, 43, 308-319.
- Dong, D., P. Fang, Y. Bock, M. K. Cheng, S. Miyazaki, (2002). Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 107, 2075.
- Elósegui, P., J. L. Davis, J. X. Mitrovica, R. A. Bennett, B. P. Wernicke, (2003). Crustal loading near Great Salt Lake, Utah. *Geophysical Research Letters*, 30, 11-1.
- Frappart, F., F. Papa, J. S. Famiglietti, C. Prigent, W. B. Rossow, F. Seyler, (2008). Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach: A case study for the Rio Negro River basin. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 113, D21104.
- Frappart, F., L. Seoane, G. Ramillien, (2012). Detection of large flood events using GRACE regional solutions. In A. Abbasi and N. Giesen, editors, *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 14, 2593.
- Grimm, A. M., V. R. Barros, M. E. Doyle, (2000). Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, 13, 35-58.
- Grimm, A. M., (2003). The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. *Journal of Climate*, 16, 263-280.

- Grimm A. M., R. G. Tedeschi, (2009). ENSO and extreme events of rainfall and stream flow in South America. In D. N. Arabelos and C. C. Tscherning, editors, EGU General Assembly Conference Abstracts, 11, 1042.
- Guimaraes, G. N., D. Blitzkow, A. C. O. C. de Matos, F. G. V. Almeida, A. C. B. Barbosa, (2012). Analysis of the Crust Displacement in Amazon Basin. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, 885-891.
- Guo, H. T. Jiang, (2006). Impacts of Climate Variations on Runoff Coefficients in the Poyang Lake Basin, China, 1955-2002. AGU Fall Meeting Abstracts.
- Lemoine, J.M., S. Bruinsma, P. Gegout, R. Biancale, S. Bourgogne, (2013). Release 3 of the GRACE gravity solutions from CNES/GRGS. EGU General Assembly Conference Abstracts, 15, 11123.
- Mangiarotti, S., A. Cazenave, L. Soudarin, J. F. CreTaux, (2001). Annual vertical crustal motions predicted from surface mass redistribution and observed by space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, 106, 4277-4291.
- Papa, F., F. Frappart, A. Güntner, C. Prigent, F. Aires, A. C. V. Getirana, R. Maurer, (2013). Surface freshwater storage and variability in the Amazon basin from multi-satellite observations, 1993-2007. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 118, 11.
- Philander, G., (1990). *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, International Geophysics. 46. Academic Press, San Diego, CA.
- Ropelewski, C. F., M. S. Halpert, (1987). Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 1606.
- Ropelewski, C. F., M. S. Halpert, (1989). Precipitation Patterns Associated with the High Index Phase of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2, 268-284.
- Sánchez, L., M. Seitz, (2011). Recent activities of the IGS regional network associate analysis centre for sirgas. Technical Report 87, DFGI, Munich, Germany.
- Sánchez, L., C. Brunini, H. Drewes, V. Mackern, A. da Silva, (2013). SIRGAS: the core geodetic infrastructure in Latin America and the Caribbean. AGU Spring Meeting Abstracts.
- Sánchez, L., H. Drewes, (2016). VEMOS2015: Velocity and deformation model for Latin America and the Caribbean. *Journal of Geodynamics, PANGAEA*, 102, 1-23, doi:10.1016/j.jog.2016.06.005.
- Schmidt, R., P. Schwintzer, F. Flechtner, C. Reigber, A. Güntner, P. Döll, G. Ramillien, A. Cazenave, S. Petrovic, H. Jochmann, J. Wunsch, (2006). GRACE observations of changes in continental water storage. *Global and Planetary Change*, 50, 112-126.
- Seneviratne, S. I., P. Viterbo, D. Lüthi, C. Schär, (2004). Inferring Changes in Terrestrial Water Storage Using ERA-40 Reanalysis Data: The Mississippi River Basin. *Journal of Climate*, 17, 2039-2057.
- Sosnica, K., D. Thaller, R. Dach, A. Jäggi, G. Beutler, (2013). Impact of loading displacements on SLR-derived parameters and on the consistency between GNSS and SLR results. *Journal of Geodesy*, 87, 751-769.
- Tapley, B. D., S. Bettadpur, M. Watkins, C. Reigber, (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, 31, 9607.
- Tedeschi, R. G., A. M. Grimm, I. F. A. Cavalcanti, (2015). Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. *International Journal of Climatology*, 35, 2045-2064.
- Tedeschi, R. G., A. M. Grimm, and I. F. A. Cavalcanti, (2016). Influence of Central and East ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter. *International Journal of Climatology*, 36, 4797-4814.
- Tregoning, P., T. van Dam, (2005). Effects of atmospheric pressure loading and seven-parameter transformations on estimates of geocenter motion and station heights from space geodetic observations. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 110, B03408.
- van Dam, T. M., G. Blewitt, M. B. Heflin, (1994). Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations. *Journal of Geophysical Research*, 99:23939.
- van Dam, T., J. Wahr, P. C. D. Milly, A. B. Shmakin, G. Blewitt, D. Lavalée, K. M. Larson, (2001). Crustal displacements due to continental water loading. *Geophysical Research Letters*, 28, 651-654.

- Wahr, J. M., S. Swenson, V. Zlotnicki, I. Velicogna, (2004). Time-variable gravity from GRACE: First results. *Geophysical Research Letters*, 31, 11501.
- Xie, P., P. A. Arkin., (1997). Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2539-2558.
- Zou, R., J. T. Freymueller, K. Ding, S. Yang, Q. Wang, (2014). Evaluating seasonal loading models and their impact on global and regional reference frame alignment. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 119, 1337-1358.
- Zygmunt, M., M. Rajner, T. Liwosz, (2016). Assessment of continental hydrosphere loading using GNSS measurements. *Reports on Geodesy and Geoinformatics*, 101, 36-53.

Recibido: Setiembre, 2017

Aceptado: Marzo, 2018

APLICACIÓN DE ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS EN EL PIEDEMONT NEOTECTÓNICAMENTE ACTIVO DE MENDOZA (32° S).

APPLICATION OF GEOMORPHOLOGICAL INDEXES IN THE NEOTECTONIC ACTIVE PIEDMONT OF MENDOZA (32° S)

Rafael Toural Dapoza¹ y Stella M. Moreiras^{1,2}

¹CONICET-IANIGLA (CCT-Mendoza). Av. Ruiz Leal s/n. 5500. Mendoza. Argentina.

²Facultad de Ciencias Agrarias. Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza. Argentina.

Email: rtoural@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

En este trabajo utilizamos tres índices geomorfológicos (Sinuosidad del frente montañoso, índices del gradiente longitudinal del río y la forma de la cuenca), como indicadores de actividad tectónica en las diferentes cuencas que abarcan el conjunto del piedemonte de Mendoza, donde se reconocerá existencia de sectores o zonas tectónicamente activas. Existe una fuerte correlación entre los resultados obtenidos mediante los diferentes índices analizados, lo cual permite validar la utilidad de estas técnicas para poner en evidencia la neotectónica del piedemonte mendocino. Estos resultados indican la acumulación de deformación en la parte sur del piedemonte de Mendoza, así como la partición de la zona en sectores tectónicamente activas bien marcadas por los índices geomorfológicos.

Palabras clave: Frente orogénico andino, Neotectónica, Geomorfología, Peligrosidad sísmica.

ABSTRACT

In this study we apply three different geomorphological indexes (Sinuosity of mountain front, river longitudinal gradient and basin shape) as indicator of tectonic activity in different basins of the Mendoza piedmont where active tectonic zones are recognized. A strong correlation exists among obtained results of different analyzed indexes what allow to validate the utility of these techniques to evidence the neotectonic activity of the Mendocinian piedmont. These findings indicate deformation is being accumulated in the southern sector of the Mendoza piedmont. Besides, they reveal that this region is divided in several active tectonic sectors remarked by the geomorphological indexes.

Key-words: Andean orogenic front, Neotectonic, Geomorphology, Seismic hazard.

INTRODUCCIÓN

La zona objeto de estudio está ubicada en un área de elevado riesgo sísmico, y sujeta a fenómenos de deformación cortical relacionados con la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana (Moreiras et al., 2015). La región metropolitana de Mendoza, que incluye a la ciudad capital y poblaciones cercanas es una de las zonas más densamente

pobladas del Oeste Argentino (INPRES, 1995; Moreiras et al., 2015). Sobre esta región se han realizado estudios previos cuyo objetivo era medir la deformación cortical utilizando tecnología GPS; así como otros estudios más regionalistas que tratan de englobar el estilo estructural general de la Precordillera andina, sin entrar en detalles en la geomorfología tectónica actual de la zona. Se ha establecido una tasa de deformación regional de ~3 mm/año en la región (Brooks et al., 2003, Kendrick et al., 2006, Schmidt et al., 2011), pero se desconoce en qué estructuras y sectores del piedemonte Mendocino se está acumulando esta deformación.

Los antecedentes previos explican a grandes rasgos desplazamientos medidos en términos de subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana y sus efectos al otro lado de la Cordillera de los Andes, lo que actualmente existe una carencia de estudios en detalle, relativos a la actividad neotectónica y la deformación reciente (Moreiras et al., 2015). Para cubrir esta falencia, se decidió implementar una metodología comúnmente usada en otras disciplinas geológicas de análisis de cuencas hidrográficas. Estos métodos han sido utilizados exitosamente en diferentes partes de mundo caracterizados por diferentes grados de actividad neotectónica, permitiendo identificar sectores donde actualmente se está concentrando la deformación regional y establecer cómo la tectónica controla de manera activa la geomorfología de la región. Por ello, el objetivo principal de este trabajo es el de evaluar la relación directa y control activo por parte de las diferentes estructuras tectónicas andinas cuaternarias en el modelado del paisaje de esta región, y su implicancia directa en la peligrosidad sísmica en la 4ª región de Argentina en volumen de población, sirviendo como base para futuros trabajos neotectónicos de esta zona.

MARCO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se enmarca en el frente orogénico activo de los Andes a los 32°S, en el piedemonte de la ciudad de Mendoza, al pie de la provincia geológica de Precordillera. Se ubica en el dominio morfoestructural llamado por diferentes autores Cerrilladas Pedemontanas, constituido por cerros de alturas inferiores a los 2,000 m, separados por depresiones, los cuales pueden considerarse como una extensión hacia el este y hacia el sur de la Precordillera oriental. Así, la Precordillera Mendocina corresponde a una faja plegada y corrida de piel gruesa bivergente, con un despegue profundo ubicado a los 10-11 km. Las estructuras que comprenden esta faja pierden rechazo hacia el sur, donde comienzan a desarrollarse anticlinales desarrollados a partir de la inversión de las cuencas triásicas y de la generación de corrimientos de bajo ángulo, que afectan a depósitos cuaternarios (Moreiras et al., 2014).

La configuración estructural de los Andes en la latitud de Mendoza (32.5°S y 33°S) es consecuencia de la convergencia oblicua de las placas de Nazca y América del Sur y la subducción subhorizontal presente al norte de la ciudad de Mendoza (Anderson et al., 2007). Por tanto, tenemos una intensa actividad neotectónica en Mendoza, que está asociada a la existencia de una subducción sub-horizontal de la placa de Nazca a los 32° de latitud sur. Este sistema compresivo instalado a partir del Mioceno, fue migrando su frente orogénico hacia el oriente desde el levantamiento de Cordillera Principal (20 Ma) al posterior alzamiento de Precordillera (7 Ma) (Ramos, 1996), generando una zona de estrés en el sector pedemontano, donde los terrenos han sido elevados por movimientos tectónicos cuaternarios (Salomón et al., 2013, Moreiras et al., 2014).

El piedemonte mendocino estructuralmente corresponde a un frente de fallamiento activo compuesto por una serie de fallas N-S de doble vergencia, con inclinación hacia el este y hacia el oeste (Fig. 1). Estas fallas afectan materiales cuaternarios de una u otra manera y una de ellas tiene registro de actividad holocénica (Schmidt et al., 2011, Costa et al., 2015), pero en su mayoría son fallas pleistocénicas reactivadas, con registros de actividad sísmica histórica. Entre estas fallas activas encontramos como fallamientos principales N-S: la falla Melocotón, la falla Divisadero Largo, la falla Punta de Agua, el sistema compuesto de fallas Cerro La Gloria y la falla del Cerro la Cal (Moreiras et al., 2015).

Dentro de este régimen compresivo con fallas inversas y corrimientos activos la deformación cosísmica involucra cambios horizontales (distancia) y verticales (elevación) de la superficie del terreno. La componente horizontal, fundamentalmente acortamiento, es generalmente difícil de detectar en el registro geológico, mientras que evidencias de movimientos verticales son relativamente fáciles de identificar y cuantificar, especialmente cuando tienen lugar en ambientes geológicos y geomorfológicos sensibles y de bajo relieve. La deformación superficial bajo el régimen actual tectónico, demuestra que la magnitud de estos cambios puede variar de pocas decenas de centímetros a varios metros. Las fallas compresivas, en las cuales el bloque levantado se mueve relativamente y se impone sobre el bloque descendido, muestran un complejo arreglo de expresiones geomorfológica, que se resuelve generalmente en trazos de falla sinuosos, cortos e irregulares.

Desde el punto de vista geomorfológico la región puede ser dividida en dos sectores (Fig.1): un sector montañoso abarcando la Precordillera con afloramientos paleozoicos principalmente, y un sector de piedemonte con depósitos principalmente neógenos y cuaternarios. Las unidades más antiguas aflorantes en el sector montañoso de Precordillera están representadas por calizas cámbricas y pelitas ordovícicas (Harrington y Leanza, 1957, Heredia, 1990, Gallardo et al., 1988, Bordonaro et al., 1993, Bordonaro y Liñan, 1994). Metasedimentitas siluro-devónicas, localmente intruidas por plutones del Devónico temprano, afloran discordantes sobre las unidades más antiguas. En fuerte discordancia angular se apoyan las sedimentitas marinas carboníferas superiores a pérmicas inferiores (Harrington, 1941, 1971, González Bonorino, 1973, Cuerda et al., 1988, Astini, 1990, Kury, 1993). Por encima, se disponen con importante discordancia angular las volcánitas permo-triásicas del Grupo Choiyoi (Rolleri y Criado Roque, 1970, Sato y Llambías, 1993).

En el ámbito de piedemonte mendocino, propiamente dicho, las sedimentitas triásicas de la cuenca extensional Cuyana (Grupo Uspallata) constituyen las rocas más antiguas aflorantes. Por encima, se disponen depósitos jurásico-cretácicos de las formaciones Papagayos o Barrancas, paleógenos de la Formación Divisadero Largo, sinorogénicos mio-pliocenos de las formaciones Mariño, La Pilona y pliocenos superiores a pleistocenos tempranos de la Formación Mogotes (Kokogian y Mancilla 1989, Kokogian et al., 1993). Cubren a estas unidades en forma discordante y casi continua hasta 5 niveles aluviales aterrazados asignados al Pleistoceno Inferior a Medio, constituidas por gravas polimícticas poco consolidadas. Estos niveles se encuentran fuertemente disectados y se interdigitan con los depósitos del cono aluvial de río Mendoza hacia el oriente.

MARCO GEOMORFOLÓGICO

El piedemonte es el área que conecta topográficamente la zona montañoso con la planicie; las alturas varían entre 1,300 y 1,600 m.s.n.m. y al llegar a la zona urbanizada se encuentra en los 800 m.s.n.m. (Vich y Pedriani, 1993). En relación al clima de esta comarca, condiciones áridas y semiáridas predominaron durante todo el Terciario y el Cuaternario, las cuales sufrieron modificaciones en parte de este último periodo por efecto de las glaciaciones del Pleistoceno. Debido a la aridez, la cubierta vegetal reviste solo parcialmente el suelo, por lo que los agentes erosivos tienen mayor capacidad de acción (Sepúlveda et al., 2001).

Los procesos endógenos, principalmente tectónicos, vinculados con la subducción de la placa de Nazca en la costa pacífica, fueron los generadores del relieve. Posteriormente fueron modelados por los procesos exógenos, que labraron e imprimieron sus rasgos en el paisaje (González Díaz y Fauqué, 1993). Las anisotropías litológicas, también han influido de forma importante en el control del modelado actual.

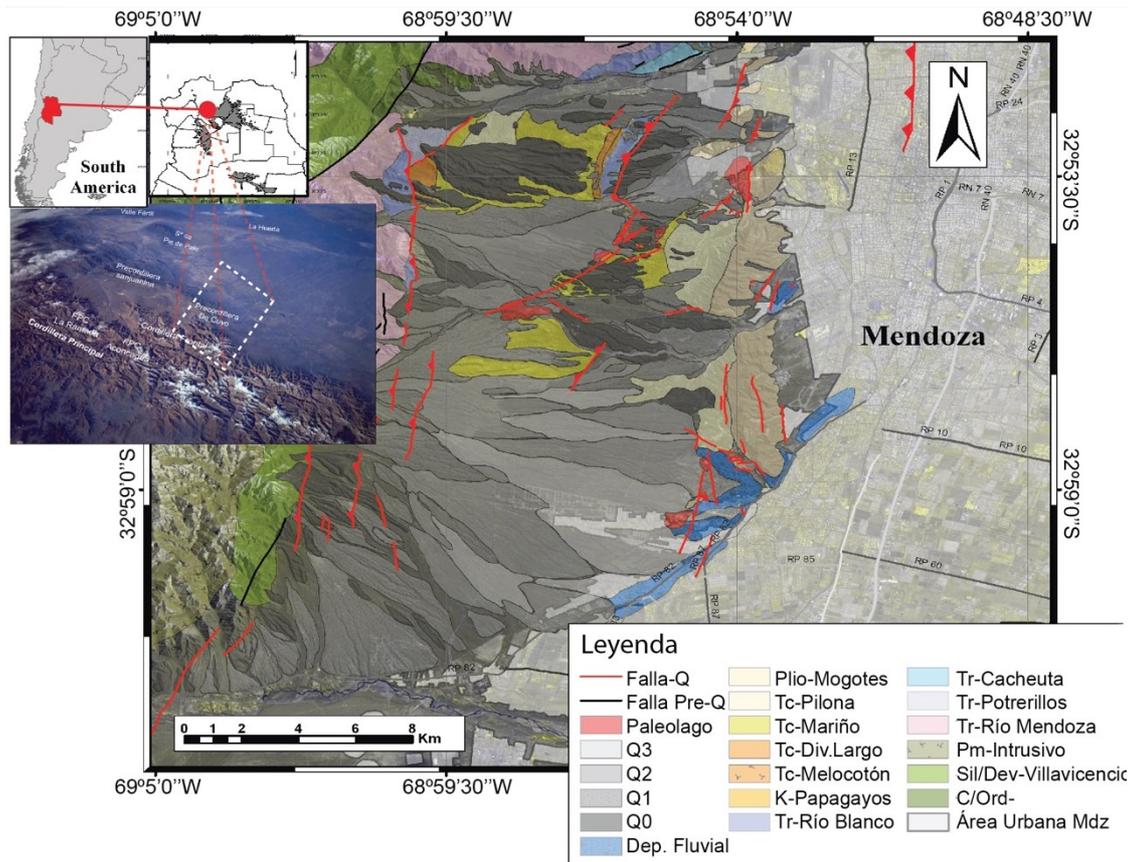


Figura 1. Mapa geológico piedemonte de Mendoza, indicando los principales fallamientos cuaternarios disectando las superficies aluviales identificadas en la zona de estudio.

Figure 1. Geological map of the Mendoza piedmont showing main Quaternary faults outsetting the different alluvial fan surfaces identified in the study area.

Por tanto, este tipo de ambiente pedemontano está principalmente afectado por el frente montañoso activo, lo que estudiarlo nos permite analizar los procesos involucrados en la formación de los Andes Centrales, dado que concentra la mayor parte de la actividad sismotectónica y morfogenética (Avouac, 2003). Su evolución está controlada por fuertes interacciones entre procesos de deformación cortical (fallamiento, plegamiento, subsidencia flexural, rebote isostático), procesos superficiales (erosión, sedimentación) y clima (precipitaciones, ciclos glaciales-interglaciares) (Burbank y Anderson, 2001). La actividad tectónica produce el relieve que controla los procesos superficiales influenciando los patrones de erosión, el desarrollo de las redes de drenaje, el crecimiento de cuencas sedimentarias y el clima local (Koons, 1989, Van derBeek et al., 2002). Por otro lado, los procesos de erosión, transporte y sedimentación promueven la transferencia de grandes cantidades de material, a través de la cadena montañosa que modifica el equilibrio dinámico de las cuñas orogénicas induciendo respuestas mecánicas (fallamiento fuera de secuencia, formación de duplexes, curvaturas de los corrimientos) (Willett et al., 1993, Mugnier, 1997, Hilley et al., 2004, Persson et al., 2004, García et al., 2010).

METODOLOGÍA

Las geoformas pueden caracterizarse en términos de su tamaño, elevación (máximo, mínimo o promedio), y pendiente (morfometría). Estas son medidas cuantitativas que permiten

comparar diferentes geoformas y calcular parámetros, que pueden ser útiles para identificar una característica relacionada a la actividad tectónica de un área determinada. Los índices geomorfológicos (morfométricos) se incluyen entre las técnicas morfométricas y se desarrollaron como una herramienta de reconocimiento básico, para identificar áreas que experimentan rápida deformación tectónica. Se calculan a partir de información topográfica, de fotografías aéreas y de modelos digitales de elevación (DEM) (Keller y Pinter, 2002).

Recientemente, en estudios morfotectónicos, el análisis geomorfológico tradicional ha sido integrado con análisis morfométricos de geoformas y con análisis topográfico geoestadístico (e.g. Cox, 1994, Pike, 2002, Della Seta, 2004, Alipooret al., 2011, Alonso-Henar et al., 2014, Oviedo Reyes, 2015).

En este trabajo aplicamos tres de los índices geomorfológicos utilizados con mayor frecuencia para estudios de tectónica activa: Sinuosidad del frente de montaña (Smf), Radios de Elongación/Formas de Cuenca (Re) y Longitud de corriente – gradiente longitudinal de corriente (SL). Los diferentes índices morfométricos, por ser datos indirectos, se utilizan en conjunto, con el fin de reforzar la interpretación de sus resultados y eliminar anomalías atribuibles a factores no tectónicos. Fueron analizados sobre el MDE Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) de resolución 90 y 30 m correspondientes a febrero de 2000. Así mismo, sucesivas campañas de campo fueron llevadas a cabo durante la realización de la tesis de Toural (2017) para contrastar in situ los resultados obtenidos. Los resultados fueron tratados en ambientes de Sistemas de Información Geográfica libres (Qgis v.2.16.2).

Sinuosidad del frente montañoso (Smf)

La sinuosidad del frente de montaña se define como la relación que muestra la ec. (1):

$$Smf = \frac{Lmf}{Ls} \quad (1)$$

Donde Smf es la sinuosidad del frente de montaña; Lmf es el largo del frente de montaña a lo largo del pie de la montaña, y el quiebre pronunciado en pendiente; y Ls es la línea recta paralela al frente de montaña (Bull y McFadden, 1977). Este índice refleja el balance entre las fuerzas erosionales que tienden a cortar en bahías el frente de montaña y el constante levantamiento que genera superficies rectas del frente de montaña (Keller y Pinter, 2002).

Radios de Elongación /Formas de Cuenca (Re)

Es la relación entre el ancho medio de la cuenca (B) y la longitud de su cauce principal (Lc). El ancho medio se obtiene cuando se divide el área de la cuenca por la longitud del cauce principal. Cuencas altamente elongadas caracterizan escarpes activos (Bull, 2009), pero llegan a ser más circulares a través de procesos de migración de la divisoria de aguas y captura de drenajes (Bull, 2009). Según este autor cuando las tasas de denudación son diferentes en redes de drenaje adyacentes, la divisoria de aguas migra cambiando las formas y áreas de las cuencas de drenaje. La erosión de origen tectónico generada por el desplazamiento a lo largo de un cinturón montañoso deformado, origina que el nivel base migre a la red de drenaje y que eventualmente llegue a las cabeceras de los drenajes acelerando la degradación de las pendientes y divisoria de aguas.

Índice de Hack o SL (Longitud de Corriente – Gradiente de Corriente)

Permite evaluar la actividad de un frente montañoso a partir de la respuesta de los ríos a la tectónica. Fue definido por Hack (1973), y utilizado como herramienta indicadora del poder de la corriente y de la variable resistencia de las rocas al flujo determinado por las características del valle.

El índice de gradiente de longitud de corriente se define por la relación que muestra la ec. (2):

$$L = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L}\right) \times L \quad (2)$$

Donde SL es el índice, y $\Delta H / \Delta L$ es la pendiente o gradiente del canal de la corriente y L es el largo total de la corriente de interés.

El valor del índice se calcula sobre un mapa topográfico, dividiendo cada río en segmentos. Los parámetros a medir son la diferencia de altitud entre los extremos del segmento considerado (ΔH); la longitud, a escala, del segmento (ΔL); y la longitud del cauce desde las cabeceras hasta el punto medio del segmento (L).

El índice SL es útil para determinar posibles zonas de actividad tectónica, debido a que los valores anómalos pueden indicar levantamientos. Por ejemplo, en un área con presencia de unidades blandas (arcillas), altos valores de SL pueden indicar actividad tectónica reciente. Además, este índice es sensible a cambios en la pendiente del canal, y esta sensibilidad permite la evaluación de las posibles relaciones entre actividad tectónica, resistencia de la roca y topografía (Hack, 1973). Altos valores del índice SL son indicativos para áreas tectónicamente activas sobre un tipo particular de roca (Keller y Pinter, 1996, 2002), rocas con alta resistencia a la erosión, o con puntos de quiebre migratorios debido a disminución del nivel base por eventos anteriores, si los dos últimos son descartados el índice SL puede ser usado como indicador de movimientos tectónicos verticales (Burbank y Anderson, 2001).

RESULTADOS

Sinuosidad del frente montañoso (Smf)

Para la zona de estudio se calcularon 18 valores de la sinuosidad del frente de montaña (Tabla 1) divididos en dos perfiles del frente: los valores asociados al perfil occidental, más pegado al frente de montaña; y los valores más occidentales, en el límite entre las cerrilladas pedemontanas y la llanura oriental.

La clasificación que se usó para determinar el grado de actividad tectónica del frente montañoso es la definida por Bull (2009) donde se determina que: [1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activo, (1.5 - 3.0] Frente de montaña moderadamente activo, y (3.0 - 10 o más] Frente de montaña inactivo. En la fig. 2 se muestra los segmentos usados en la zona de estudio para calcular la sinuosidad del frente de montaña, estos segmentos se encuentran plasmados sobre un mapa de pendientes para ilustrar las zonas donde se encuentran cambios topográficos abruptos y delimitar las zonas planas de las altas.

Para el Perfil Occidental serían los valores de los segmentos 7 y 8 asociado a la convergencia estructural de las fallas de Melocotón (sector Sur) y la falla de Aguas de Pizarro. Concretamente en la zona de la Crucecita. Mientras que, en el Perfil Oriental, estarían los valores de los segmentos del 1 al 6 presentando un promedio Smf de 1.02 asociado principalmente al segmento Sur de la Falla La Cal que no tiene expresión superficial en la zona y los corrimientos más orientales de la Falla la Gloria.

Radios de Elongación/Formas de Cuenca (Re)

Las áreas correspondientes para 26 cuencas fueron comparadas con un círculo que presenta la misma área, con el fin de determinar el diámetro involucrado, y así definir los radios de elongación (Fig. 3).

Basándonos en Bull (2009) se diferenciaron los rangos para la identificación de las zonas activas de la no activas (Tabla 2). Los valores máximos y mínimos usados para evaluar la tectónica son: altamente elongadas [valores cercanos a 0.5], Elongadas (0.7 - 0.8], levemente

elongadas (0.8 - 0.9) y no elongadas (menores de 0.5 y mayores de 1]. Siendo las cuencas altamente elongadas las que caracterizan escarpes activos (Bull, 2009), pero llegan a ser más circulares a través de procesos de migración de la divisoria de aguas y procesos de captura.

Perfil Occidental				
Segmento	Lmf	Ls	Smf	Actividad Tectónica
1	4.67	2.57	1.82	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
2	6.27	3.32	1.88	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
3	9.35	2.57	3.63	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
4	4.51	3.46	1.30	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
5	4.07	3.25	1.25	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
6	2.89	1.95	1.48	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
7	4.16	3.66	1.13	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
8	4.39	4.00	1.09	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
9	6.60	4.11	1.60	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos

Perfil Oriental				
Segmento	Lmf	Ls	Smf	Actividad Tectónica
1	2.67	2.57	1.04	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
2	3.40	3.32	1.02	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
3	2.62	2.57	1.02	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
4	3.47	3.46	1.00	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
5	3.27	3.25	1.00	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
6	2.02	1.95	1.03	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
7	4.23	3.66	1.15	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
8	6.10	4.00	1.52	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
9	6.36	4.11	1.55	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos

Tabla 1. Resultados de la aplicación del índice de Sinuosidad del frente de montaña (Smf).

Table 1. Smf values for the different mountain front segments

Cuencas altamente elongadas en la zona de estudio fueron encontradas de manera uniforme al Sur de la zona de estudio. Esta distribución uniforme de cuencas altamente elongadas a elongadas define esta zona como una zona activa tectónicamente.

Formas de cuencas elongadas pueden ser observadas en el centro y Norte de la zona de estudio, sobre la franja deformada que afectan las fallas de la Gloria y La Cal, que indican zonas de moderada actividad tectónica.

Una cuenca levemente elongada a destacar, sería la situada en la parte centro (alrededores del Cerro Petaca), donde se tiene la expresión Sur del fallamiento de La Gloria. Mientras que las cuencas no elongadas son observadas en la parte Norte y centro de la zona de estudio, lo que se interpreta como una región donde la caída del nivel base ha sido menor relativamente a las zonas adyacentes del análisis, debido a levantamientos menores. Los procesos principales que actúan sobre estas cuencas se asocian a configuraciones más eficientes de transporte de carga sedimentaria.

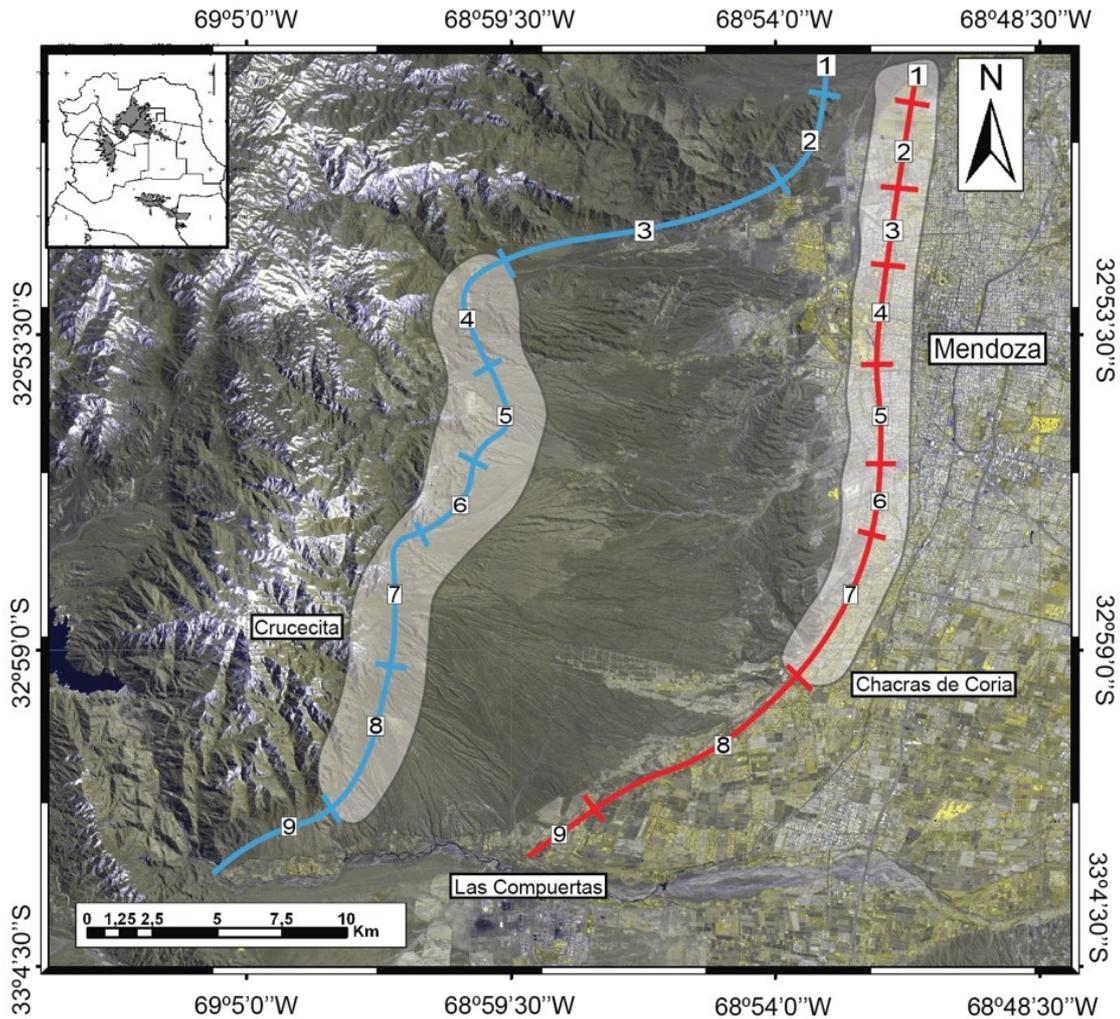


Figura 2. Localización de los dos perfiles calculados: se distingue en color azul (perfil occidental) y rojo (perfil oriental) los sectores con valores entre [1-0.5], sería un frente de montaña activo, se destacan en polígonos blancos que indican la zona.

Figure 2. Location of the two measured profiles: blue color (occidental profile) and red color (oriental profile).

Índice de gradiente, Hack (SI)

El cálculo del SL fue realizado sobre 28 drenajes que se consideraron principales, dividiéndolos cada uno en 10 segmentos iguales, sobre un modelo digital de elevación (SRTM-DEM) de 30 metros de resolución. Estos 28 drenajes fueron seleccionados para el cálculo del índice de Hack basado en las siguientes razones: a) facilidad del usuario del programa a la hora de seleccionar los drenajes, b) utilizar drenajes de segundo y de tercer orden.

El índice SL fue plasmado con sus valores (gradiente-metro) en los tramos de cada corriente sobre el mapa geológico general de la zona de estudio, para detectar controles en las anomalías relacionadas a la litología. Así mismo fue realizado un mapa de distribución de este índice por el método de interpolación Kriging sencillo, con el fin de obtener una distribución de los valores anómalos y restringir las áreas con anomalías. Se observó que existe una distribución paralela de las anomalías altas sobre el corredor de las fallas de Melocotón y en puntos asociados a otros fallamientos activos del piedemonte, la distribución que presenta los valores más altos se sitúan en los alrededores del puesto La Crucecita y la zona de las compuertas zona Sur del piedemonte. La homogeneidad de la litología en este sector sugiere

que esta anomalía se debe precisamente a actividad tectónica reciente y que encuentra una expresión notable en el relevamiento en el campo que se llevó a cabo en la región en cuestión.

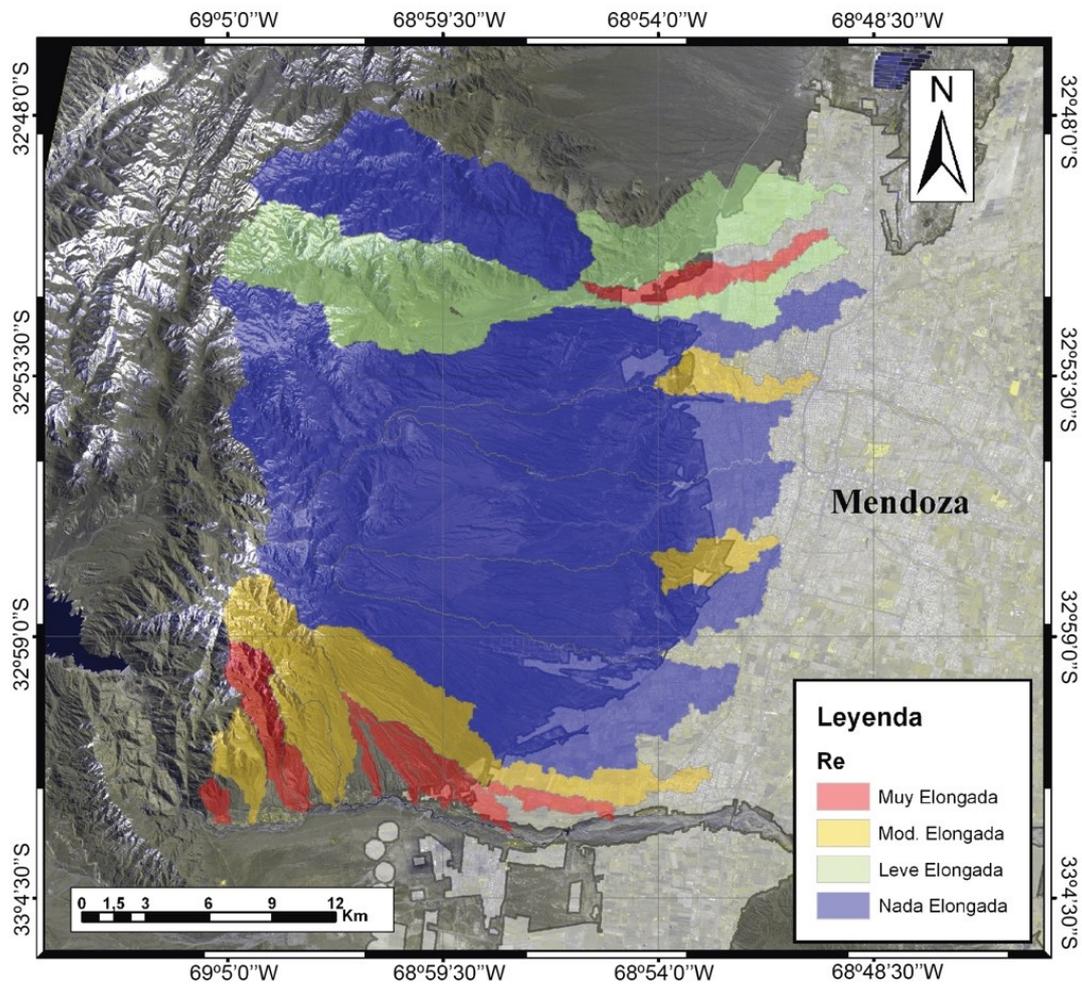


Figura 3. Mapa de distribución de las formas de cuenca (Re). En rojo cuencas muy elongadas.
Figure 3. Map of basin shape distribution. High elongated basins in red.

A partir de la distribución de los valores del índice SL (Fig. 4) es posible identificar los segmentos en que resulta dividido el piedemonte. Los valores de SL en el sector comprendido en la zona Sur (donde se aprecia un color rojo), son mayores respecto de los correspondientes a los tramos al Norte. Esto reforzaría la hipótesis original de una segmentación del piedemonte controlado por los lineamientos principales N-S, pero subdividido en los secundarios con cierta componente ENE-WSW, que coinciden además con las direcciones principales de flujo para esta zona.

A partir de la distribución de los valores del índice SL (Fig. 4) es posible identificar los segmentos en que resulta dividido el piedemonte. Los valores de SL en el sector comprendido en la zona Sur (donde se aprecia un color rojo), son mayores respecto de los correspondientes a los tramos al Norte. Esto reforzaría la hipótesis original de una segmentación del piedemonte controlado por los lineamientos principales N-S, pero subdividido en los secundarios con cierta componente ENE-WSW, que coinciden además con las direcciones principales de flujo para esta zona.

Cuencas	Área (Km²) – (Dc)	Perímetro (Km)	Lb (Km)	Elongación (Re)
<i>C1</i>	23.20	42.30	13.51	1.72
<i>C2</i>	7.81	32.30	11.56	0.68
<i>C3A</i>	54.40	85.30	29.97	1.82
<i>C3B</i>	46.20	47.00	16.03	2.88
<i>C4</i>	80.70	96.30	31.17	2.59
<i>C5</i>	6.77	24.10	7.77	0.87
<i>C6A</i>	24.30	48.90	18.39	1.32
<i>C6B</i>	36.60	53.50	19.61	1.87
<i>C7A</i>	60.30	71.50	25.48	2.37
<i>C7B</i>	69.20	72.40	25.32	2.73
<i>C8A</i>	6.37	19.80	5.97	1.07
<i>C8B</i>	43.70	61.50	21.41	2.04
<i>C9A</i>	44.90	65.00	23.28	1.93
<i>C9B</i>	60.00	71.40	23.72	2.53
<i>C10</i>	24.70	59.35	20.06	1.23
<i>C11</i>	3.41	21.80	7.82	0.44
<i>C12</i>	3.53	21.30	8.02	0.44
<i>C13</i>	3.40	19.60	7.50	0.45
<i>C14</i>	2.27	14.60	5.49	0.41
<i>C15</i>	1.34	10.80	4.12	0.33
<i>C16A</i>	14.40	32.80	11.48	1.25
<i>C16B</i>	6.35	18.60	7.00	0.91
<i>C17</i>	1.92	9.22	3.30	0.58
<i>C18</i>	7.26	23.80	8.78	0.83
<i>C19</i>	5.62	15.70	5.52	1.02
<i>C20</i>	1.55	7.35	2.45	0.63

Tabla 2. Valores estimados para los radios de Elongación (Re) y Formas de Cuenca.
Table 2. Estimated values of elongation (Re) and basin shape parameters.

Dentro del segmento central, a pesar de presentar gradientes normales en el perfil de los cauces (disminuyen las pendientes hacia la desembocadura), los valores del índice SL son anómalos en el sector próximo a la unión piedemonte – llanura oriental; la influencia de la actividad tectónica en este sector, se concentra en las desembocaduras y aún no ha alcanzado las cabeceras (tal como ocurre en las cuencas de San Isidro y Papagayos, situadas al Norte del piedemonte).

Al Sur de la zona, los valores anormalmente altos podrían deberse a las diferencias en el nivel de base. La cercanía del río Mendoza habría llevado a una evolución diferente en las cuencas, con mayor potencial de erosión. Dentro de esta zona se distingue una zona con diferencia de contrastes de valor SL interesante, como es la zona de La Crucecita. Esta zona tiene la peculiaridad de poner en contacto dos corrimientos tectónicos importantes como son la zona Sur de la falla del Melocotón y el comienzo del corrimiento de la falla aguas de Pizarro. Además, para esta zona, fue identificado sectores con deformación de material cuaternario.

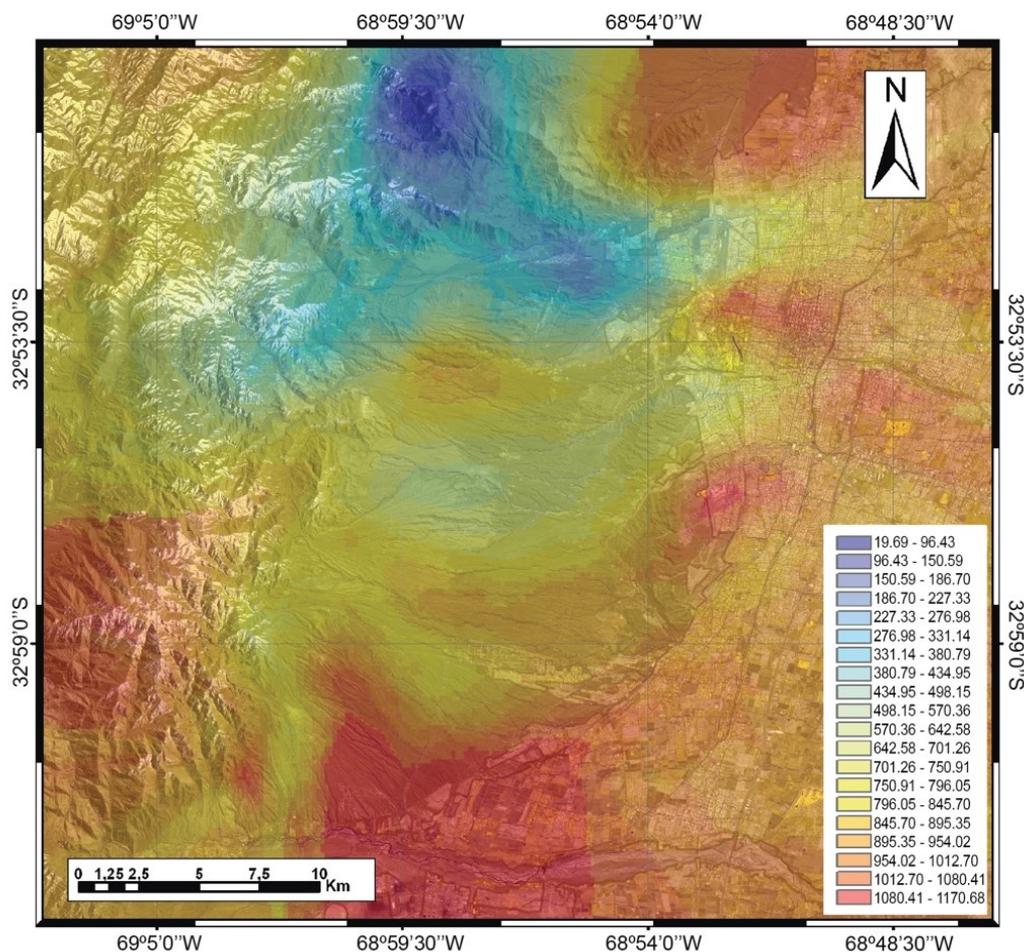


Figura 4. Mapa de distribución del Índice de Hack (SL). En rojo zonas con los valores más altos del índice SL.

Figure 4. Hack index distribution map. Red zones indicate the highest SL index values.

Llamativo el grado de correlación que existe entre las zonas de mayor contraste (valores más altos de este índice, color rojo) y las zonas de fallamiento principales de la zona. De forma cualitativa este índice indicaría zonas con posibilidad de incipiente deformación cuaternaria que debiera siempre ser contrastado en campo para su evaluación, pues dicho valor del índice puede estar sujeto a otros factores que pueden condicionar el relieve (litología, nivel de base etc.).

DISCUSIÓN

La evolución neógena del segmento de subducción subhorizontal pampeano, se caracteriza por una migración hacia el Este del frente orogénico, desde la ruptura de la placa Farallones durante el Mioceno inferior (Pardo-Casas y Molnar, 1987, Ramos, 1988, Ramos et al., 2002). Los procesos orogénicos andinos se han concentrado desde el Plioceno, en las estribaciones del piedemonte oriental de la Precordillera, destacados por deformación activa y significativa actividad sísmica cortical (Smalley e Isacks, 1987, Ramos, 1988, Gutscher et al., 2000, Ramos et al., 2002, Alvarado et al., 2007). Los resultados de estudios de GPS señalan que una importante proporción del acortamiento asociado a la subducción, se acomoda actualmente en el piedemonte oriental de la Precordillera, a través de una dirección de acortamiento de $\sim 80^\circ$, con escasa distribución a través de la cadena andina (Kendrick et al., 1999). Este hecho ha

llevado a proponer que los Andes se comportarían como una microplaca (Brooks et al., 2003), sobrecorriendo el antepaís sudamericano a lo largo del frente orogénico.

La deformación cuaternaria es más importante en la vertiente Oriental de la Precordillera, como se evidencia por la localización actual de procesos orogénicos y actividad sísmica cortical (Smalley e Isacks 1987, Alvarado et al., 2007). La tectónica cuaternaria a lo largo de la Precordillera Oriental, al Norte de la zona de estudio es razonablemente conocida, debido a buenas exposiciones de morfologías relacionadas con fallas cuaternarias y rupturas superficiales históricas asociadas con el terremoto de San Juan de Mw 7.0 de 1944 y al terremoto de Mendoza de La Cal (INPRES, 1982, Alvarado y Beck, 2006, Schmidt et al., 2011).

El frente de levantamiento neógeno y las fallas de primer orden de los bloques de la Precordillera Oriental, se localizan a lo largo de su pendiente occidental (Ortiz y Zambrano, 1981, Zapata y Allmendinger, 1996, Ramos y Vujovich, 1999, Costa et al., 2015). Sin embargo, las principales evidencias neotectónicas reportadas se concentran a lo largo de las vertientes orientales y Sur de estas serranías (Bastías et al., 1984, Bastías et al., 1993, Costa, 2000, Costa et al., 2006, Costa et al., 2015, Vázquez et al., 2017).

Para el análisis neotectónico de la zona se emplearon varios modelos DEM de 90 y 30 metros de resolución. Esta diferencia en resoluciones no debería influir en los datos obtenidos, ya que como se observa en el presente estudio los índices basados en diferentes resoluciones apuntan en el mismo sentido. Sin embargo, datos más precisos de alturas y áreas pueden permitir mayor precisión de los índices morfométricos ya que son los parámetros de entrada, en zonas de poca altitud como la zona más urbana donde la pendiente media es inferior a 10°. Es decir, hacia el oriente una mejor resolución permitiría detectar anomalías muy pequeñas asociadas a levantamientos tectónicos. Por ende, los drenajes desarrollados sobre la franja en cuestión son drenajes jóvenes causados por el levantamiento progresivo de las unidades cuaternarias en el Plio – Pleistoceno, y su desarrollo depende de procesos dinámicos locales de cada cuenca que enmascaran o gobiernan las cuencas actualmente.

Los mecanismos básicos inductores de la actual configuración del paisaje de piedemonte de Mendoza pueden ser por un lado el campo de esfuerzos tectónicos que afectan a esta región siendo bastante importantes y activos; y por otro la distribución espacial de los materiales que rellenaron las cuencas durante el Cuaternario, con las diferencias de dureza y erosionabilidad que los mismos presentan. Los índices morfométricos que se han analizado sobre las diferentes cuencas que abarcan el piedemonte de Mendoza, arrojan cierta variabilidad, pero también apuntarían de manera cualitativa ciertas zonas susceptibles de acumular deformación. Resolviendo así un continuo enfrentamiento entre control activo y pasivo sobre el modelado del relieve que tiene la tectónica reciente en el piedemonte de Mendoza.

La distribución espacial del Índice Sinusoidad indica de manera cualitativa zonas susceptibles de tener tectónica activa presente, ofrece por tanto un buen punto de partida para la interpretación del relieve. En el momento de analizar el modelo de elevación de altura, fue necesario trazar 2 perfiles paralelos al frente montañoso para así realizar una comparación entre ambos valores resultantes. De esta forma, el perfil más oriental fue realizado paralelo a la cerrillada de Mogotes. Arrojó de manera significativa, como el sector situado por la traza Sur de la falla de La Cal que se adentra en la ciudad, sería el que aportó valores más cercanos a 1 y presentaría por tanto una fuerte actividad neotectónica para este sector. Sin embargo, para el perfil occidental realizado paralelo y más cercano al frente montañoso de la Precordillera propiamente dicha, se observa una división del piedemonte en dos sectores diferenciados. Siendo el situado más al Sur el que mayor actividad presenta. Resulta interesante este valor pues en exploraciones anteriores siempre se estudió mejor el sector Norte del Piedemonte, seguramente por la cercanía a la ciudad, accesibilidad y mejor visibilidad de los afloramientos. Así este estudio nos acerca a una evidencia cualitativa y cuantitativa que se desprende del resultado que evalúa por primera vez bajo una óptica neotectónica el frente montañoso del piedemonte de Mendoza, que, aunque en un principio sea de manera cualitativa indica una “zona” hacia dónde mirar.

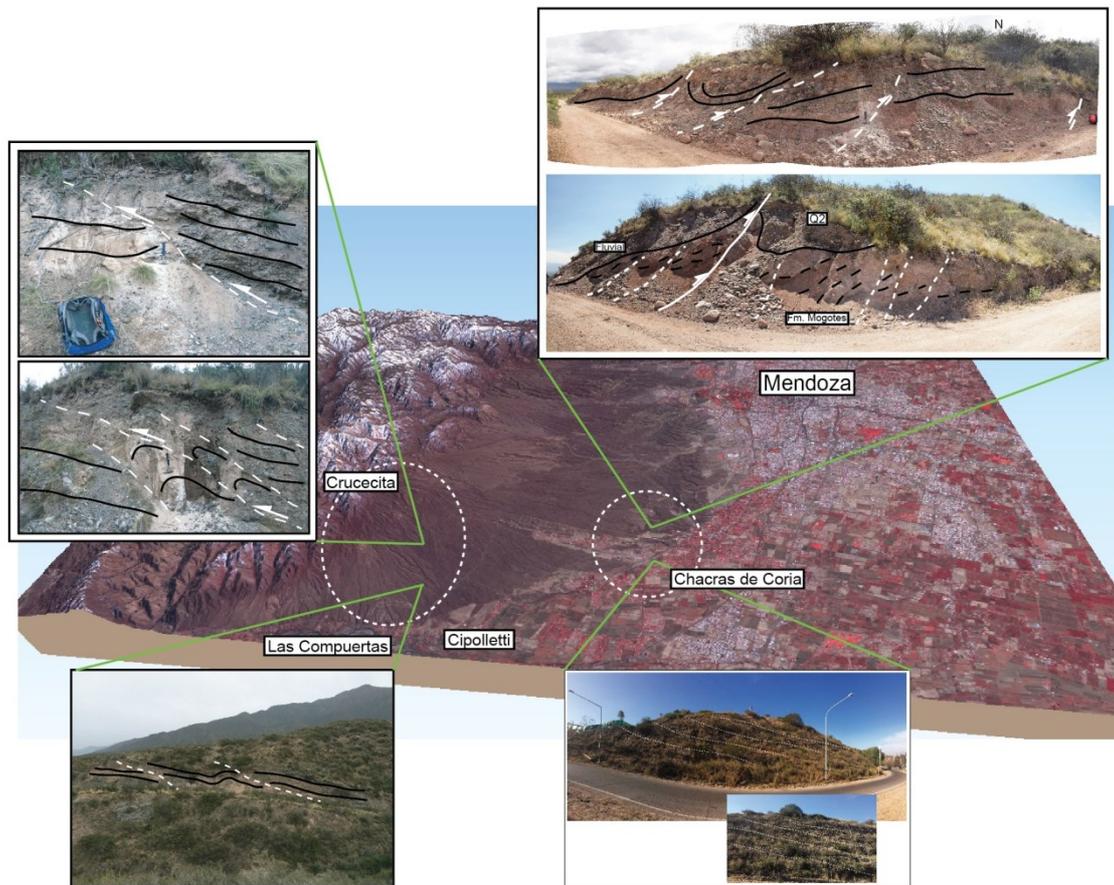


Figura 5. Distribución de fallamientos cuaternarios identificados en campo para verificar los resultados de los índices.

Figure 5. Distribution of Quaternary faults identified on the field to verify indexes values.

Analizando la forma de la cuenca y la forma ideal que debería tener y cómo la evolución de ésta, por medio de la variación del radio de elongación, pasa a deformarse y formar una elipse. Esta deformación puede ser debida a muchas razones tipo climáticas, litológicas u otras, pero es interesante analizarla bajo la óptica tectónica. Pues en zonas como esta área y bajo el régimen aluvional tan estacionario como el piedemonte, cualquier cambio en la forma debería ser ocasionado por algún tipo de cambio estructural que, aunque de manera pasiva y constante, ejerce un control activo sobre la forma en general de la cuenca, por tratarse además de estructuras que cortan las cuencas de manera perpendicular. La distribución espacial de este índice resalta la mitad Sur donde presenta mayores cambios en la forma de cuenca, siguiendo con lo que se apreciaba en la sinusoidad del frente de montaña ya analizado. Es decir, vuelve a indicarnos una zona que aparentemente no presentaría tanta cantidad de afloramientos expuestos como la zona Norte. Además de ello indica una zona moderadamente elongada, como es la zona Sur de la cerrillada de Mogotes, en las cercanías del cerro Petaca. Una zona donde sí presenta gran multitud de rasgos estructurales y estructuras que favorecieron el modelado del paisaje en este sector. Pérez-Peña et al. (2010) asocian este tipo de características geomorfológicas a procesos de captura de drenaje. Y en este sentido Bull (2009) indica que formas elongadas representan una concentración de energía para una incisión eficiente y una erosión remontante a lo largo del canal principal.

Los resultados para el Índice de Gradiente (SL) en los principales cauces del piedemonte de Mendoza, señalan la respuesta que tiene este índice cuando los ríos atraviesan las principales estructuras. Debido a que dicha trayectoria es perpendicular a las fallas presentes en la zona de

estudio, produce cambios bruscos en los cursos causando una anomalía importante del índice (valores rojos). Además, este control de la fracturación en la zona tiene su influencia en este índice resaltando segmentos de río que presenta una pendiente anómala respecto a la general del perfil longitudinal. Los valores elevados de IG indican la existencia de saltos en la vertical a lo largo del perfil propio del río, como se observa en la cuenca del Peral hacia el Sur, zona de las Compuertas – Crucecita.

A partir de este índice morfométrico y sus valores de anomalías máximas, se observa también, el efecto de las estructuras tectónicas que delimitan la cuenca en los bordes N, NE SE y SW. Teniendo muy buena correlación entre los lineamientos principales ya cartografiados y las anomalías máximas calculadas. No es descartable, sin embargo, la presencia de otras estructuras tectónicas sin reflejo en superficie, que no se manifiestan en el Índice de Gradiente. Tras este efecto puede encontrarse el hecho de que la distribución de valores de IG se obtiene únicamente a lo largo de los cursos principales. Por otro lado, se ha de tener en cuenta la presencia de determinadas litologías que pueden haber acomodado y absorbido los movimientos de tal forma que no se generen valores anómalamente elevados del índice IG, pero que observando en campo pareciera como deformados.

Si contrastamos estos datos se observa gran grado de equivalencia entre los mismos, destacando la zona sur del piedemonte por la multitud de evidencias indirectas que los índices desprenden. Estos resultados fueron contrastados en el terreno y fue posible identificar dos sectores con fallamiento cuaternario en la parte sur del piedemonte (Fig. 5). Concretamente en la zona de la Crucecita – Compuertas y por otro en las cercanías de Chacras de Coria y continuar de alguna manera los lineamientos de la falla La Cal y La Gloria. Estos fallamientos detectados de manera indirecta por los índices reflejan la continuación austral de los fallamientos principales ya identificados en el Norte (Moreiras et al., 2014), pero que su continuación al sur resultaba compleja debido a la falta de expresión superficial (Fig. 6).

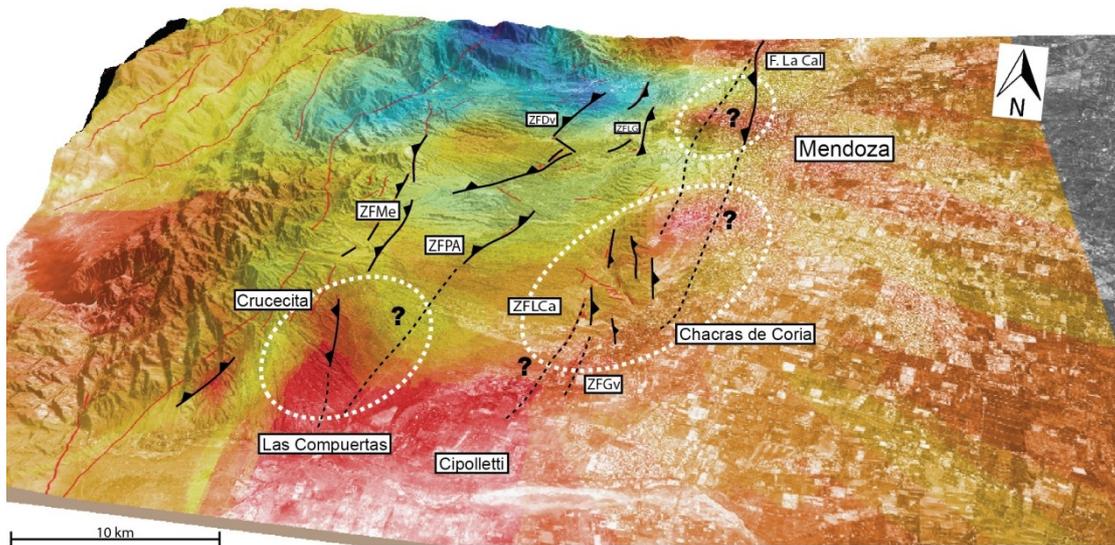


Figura 6. Mapa distribución del índice SL con los lineamientos principales (ZFLG: Zona Falla La Gloria; ZFDv: Zona falla Divisadero; ZFMe: Zona Falla Melocotón; ZFPA: Zona Falla Punta de Agua; ZFLCa: Zona Falla de la Casa; ZFGv: Zona Falla Guardia Vieja).

Figure 6. SL index distribution map with themain Quaternary faults (F.La Cal: La Cal fault system; ZFLG: Cerro La Gloria fault system; ZFDv: Divisadero Largo Fault system; ZFMe: Melocotón fault system; ZFPA: Punta de Agua fault system; PAFS: Punta de Agua fault system; ZFLCa: Las Casas fault; ZFGv: Guardia vieja fault).

CONCLUSIONES

La tectónica activa del Piedemonte de Mendoza es expresada claramente mediante los índices morfométricos aplicados en este trabajo. La sinusoidad del Frente montañoso señala la importancia del fallamiento del cerro la Cal en la parte Norte de la ciudad, además una importante acumulación de tectónica activa es indicada para el sector sur del piedemonte de Mendoza, en la zona de la Crucecita. Lo mismo ocurre con el radio de elongación y la forma de la cuenca (Re), que presenta mayores anomalías para zona Crucecita-Compuertas y la cuenca principal de San Isidro en su vertiente más oriental afectado quizás por la expresión del fallamiento del sistema de cerro La Cal.

Asimismo, el índice de Hack sugiere actividad neotectónica en la misma región detectada por la sinusoidad del frente montañoso.

El mapa de distribución del índice de Hack muestra además la zona de la Crucecita – Compuertas, como una zona relevante que se ve afectada por algún tipo de tectónica activa que incide de manera activa en el equilibrio de los cauces principales (Fig 6). Estos valores altos anómalos del índice concuerdan con el corredor Sur del Sistema de fallas de Melocotón en su contacto con el otro sistema de fallas de Aguas de Pizarro. En las cercanías de la población de las Compuertas es posible además, continuar el fallamiento de Punta de Agua, que pierde expresión en esta parte, pero afecta los depósitos aluviales y fluviales cuaternario constituyendo una fuerte evidencia de fallamiento ciego en este sector austral del piedemonte. Al mismo tiempo, los alrededores de Chacras de Coria, presentan fuertes anomalías en el índice de Hack. Por un lado, cerca del cerro Petaca donde las anomalías corresponderían a la expresión sur del lineamiento del Cerro de la Gloria con evidencias en terreno de fallamientos inversos que afectan a materiales cuaternarios; y por otro lado, sería posible continuar estos lineamientos o fallamientos hacia el sur continuando las anomalías en la zona del Dique Cipolletti y Guardia Vieja. Para este sector, y ya en la zona urbanizada, es importante la anomalía que encontramos en la ciudad, que podrían indicar expresiones superficiales del fallamiento del Cerro La Cal y que si unimos estas anomalías sería posible continuar este importante lineamiento hacia el sur.

Agradecimientos. Este estudio forma parte de la tesis doctoral del Magister Rafael Toural Dapoza. El financiamiento del mismo fue posible gracias al Programa ANLAC Amenazas Naturales de Los Andes Centrales y el PIP 684 ambos dirigidos por Dra. Moreiras.

REFERENCIAS

- Alipoor, R., M. Poorkermani, M. Zare, R. El Hamdouni, (2011). Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt, SW of Iran. *Geomorphology*, 128, 1-14.
- Alonso-Henar, J., J.A. Álvarez-Gómez, J.J. Martínez-Díaz, (2014). Constraints for the recent tectonics of the El Salvador Fault Zone, Central America Volcanic Arc, from morphotectonic analysis. *Tectonophysics*, 623, 1–13.
- Alvarado, P., and S. Beck, (2006). Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (Mw 7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8): *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 615–631.
- Alvarado P., S. Beck, G. Zandt, (2007). Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and Backarc region from regional waveform modeling. *Geophys. J. Int. Tectonics and geodynamics*
- Astini, R. A. (1990). Formación Punta Negra: Un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma. *Actas 3° Reunión Argentina de Sedimentología*, 19-24. San Juan.

- Avouac, J. P., (2003). Mountain building, erosion and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. *Advances In Geophysics*, 46, 1-80.
- Bastias, H., (1984). The Precordilleran active overthrust belt, San Juan Province, Argentina: Geological Society of America, Fieldtrip Guidebook prepared by University of Nevada, Reno: 354-386.
- Bastias, H., G. Tello, L. Perucca, J. Paredes, (1993). Peligro sísmico y neotectónica. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza. *Geología y Recursos Naturales de Mendoza – V. A. Ramos (Ed.). Relatorio: 645-658.*
- Bordonaro, O. and E. Liñán (1994). Some Middle Cambrian agnostoids from the Precordillera Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 9(1), 105-114.
- Bordonaro, O. L., M. Beresi, M. Keller (1993). Reinterpretación estratigráfica del Cámbrico del area de San Isidro, Precordillera de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Actas II: 12-19.* Buenos Aires.
- Brooks, B., M. Bevis, R. Smalley, E. Kendrick, R. Manceda, E. Lauría, R. Maturana, y Araujo, M., (2003). Crustal motion in the Southern Andes (26°–36°S): Do the Andes behave like a microplate? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3)*, 4(10) Bull, W.B. and L.D. McFadden, (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehering, D.O. (Ed.), *Geomorphology in arid regions. Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium.* State University of New York, Binghamton, NY, 115– 138.
- Bull, W.B., (2009). *Tectonically Active Landscapes.* Wiley -Blackwell Publishing, USA, 326.
- Burbank, D.W. and R.S. Anderson, (2001). *Tectonic Geomorphology.* Backwell Science: 274 p. Oxford.
- Costa, C., (2000). Quaternary deformation at the central Andes Orogenic Front and Foreland regions of Argentina. *Proceedings of the Hokudan International Symposium on Active Faulting*, 59-64, Japan.
- Costa C. H., C.E. Gardini, H. Diederix, H.A. Cisneros E.A. Ahumada, (2006). The active andean orogenic front at the southernmost pampean flat-slab. "Backbone of the Americas" Mendoza, Argentina. Abstract with programs, Session No15-1.
- Costa, C., E. Ahumada, F. Vazquez, D. Kroehling (2015). Holocene shortening rates of an Andean-front thrust, Southern Precordillera, Argentina. *Tectonophysics* 664, 191e201.
- Cox, R.T., (1994). Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 571–581.
- Cuerda, A. (1988). Investigaciones estratigráficas en el Grupo Villavicencio, Precordillera de Mendoza y San Juan, República Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, *Actas 2: 177-187.*
- Della Seta, M., M. Del Monte, P. Fredi, E. Miccadei, O. Nesci, G. Pambianchi, T. Piacentini y F. Troiani, (2008). Morphotectonic evolution of the Adriatic piedmont of the Apennines: An advancement in the knowledge of the Marche-Abruzzo border area. *Geomorphology*, 102, 119 – 129.
- Gallardo, G., S. Heredia, A. Maldonado, (1988). Depósitos carbonáticos alóctonos, Miembro superior de la Formación Empozada, Ordovícico superior de la Precordillera de Mendoza. 5° Congreso Geológico Chileno, I: 37-53. Santiago.
- García, V.H., C. Guzmán, D.L. Yagupsky, E.O. Cristallini F. Bechis, (2006). Control de la erosión fluvial sobre una faja de corrimientos en crecimiento. Resultados de modelos análogos. Serie D (10) de la Asociación Geológica Argentina, 62-69.

- García, V. H., (2010). Modelado de las interacciones entre procesos de erosión y sedimentación fluvial y el crecimiento de estructuras neotectónicas. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Universidad de Buenos Aires.
- González Bonorino, G., (1973). Sedimentology and paleogeography of a Devonian turbidite basin in Argentina. Master Science Thesis, Mc Master University, 137 p. (inédito). Canadá.
- González Díaz, E. F. y L.E. Fauque, (1993). Geomorfología. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza. Geología y Recursos Naturales de Argentina.
- Gutscher, M.A., W. Spakman, H. Bijwaard R. Engdahl, (2000). Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19,814–833.
- Hack, J.T., (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal Res. U. S. Geological Survey*. 1 (4), 421–429.
- Harrington, H. J., (1941). Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, provincia de Mendoza. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 49, 1-54. Buenos Aires.
- Harrington, H. J., A. F. Leanza, (1957). Ordovician trilobites of Argentina. *Universidad de Kansas, SpecialPublication*. I, 1-276.
- Harrington, H., (1971). Descripción geológica de la Hoja 22c, "Ramblón", provincias de Mendoza y San Juan. *Boletín No 114. Dirección Nacional de Geología y Minería*, 81.
- Heredia, S., (1990). Geología de la Cuchilla del Cerro Pelado, Precordillera de Mendoza, Argentina. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino (San Juan)*, II: 101-104, San Juan.
- Hilley, G.E., M.R. Strecker, V.A. Ramos, (2004). Growth and erosion of fold-and-thrust belts, with an application to the Aconcagua Fold-and-Thrust Belt, Argentina. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), (1982). Microzonificación sísmica del Valle de Tulum, Provincia de San Juan. Resumen ejecutivo 120p.
- Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), (1995). Microzonificación sísmica del Gran Mendoza. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Resumen Ejecutivo. *Publicación Técnica*, No. 19: 269 p. San Juan.
- Keller, E.A. and N. Pinter, (1996). *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 338.
- Keller, E.A. and N. Pinter, (2002). *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, segunda edición, 362.
- Kendrick, E.C., M. Bevis, R.F. Smalley, O. Cifuentes, F. Galban, (1999). Current rates of convergence across the Central Andes; estimates from continuous GPS observations. *Geophysical Research Letters*, 26: 541-544.
- Kendrick, E., B.A. Brooks, M. Bevis, R. Smalley, E. Lauria, M. Araujo, H. Parra, (2006). Active orogeny of the South-Central Andes studied with GPS geodesy. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 61 (4), 555-566.
- Koons, P.O., (1989). The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the Southern Alps, New Zealand. *American Journal of Science*, 289, 1041-1069.
- Kokogian D. y Mancilla O. (1989). Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En: Chebli G.A. y Spaletti, L.A. (Eds): *Cuencas sedimentarias argentinas*. Simposio del 10º Congreso geológico Argentino, 162-210. San Miguel de Tucumán.
- Kokogian D. Fernandez Severo, F. Mosquera A. (1993) Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos V.A. (ed): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 1 (7), 65-78.

- Kury, W. (1993). Características composicionales de la Formación Villavicencio, Devónico, Precordillera de Mendoza. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1:321-328. Buenos Aires.
- Moreiras, S.M., L.B. Giambiagi, S. Spagnotto, S. Nacif, J. Mescua, R. Toural, (2014). El frente orogenico activo de los Andes centrales a la latitud de la ciudad de Mendoza (32°50' -33°S) *AndeanGeology*, 41, 342-361. Mayo.
- Moreiras S.M. and S.M. Páez, (2015). Historical damages and secondary effects related to intraplate shallow seismicity of Central Western Argentina. *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society of London, v. 399, 369-382. First published online February 19, 2014, doi: 10.1144/SP399.6.
- Mugnier, J.L., P. Baby, B. Colleta, P. Vinou, P. Bale, P. Leturmy, (1997). Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: a view from analogue models. *Geology*, 25, 427-430.
- Ortiz, A. y J.J. Zambrano, (1981). La provincia geológica Precordillera Oriental. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: 59-74.
- Oviedo Reyes, J.A. (2015). GeomorfologíaTectónica del Sistema de Fallas del Zulia en el flanco occidental del Sinclinal del Zulia, Norte de Santander – Colombia. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia Facultad de Ciencias Departamento de Geociencias.
- Pardo Casas, F. and P. Molnar, (1987). Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6 (3), 233-248.
- Pérez-Peña, J.V., A. Azor, J.M. Azañón, E.A. Keller, (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, 74-87.
- Persson, K. S., D. Garcia-Castellanos, D. Sokoutis, (2004). River transport effects on compressional belts: First results from an integrated analogue-numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 109 (B01409).
- Pike, R.J., (2002). A Bibliography of Terrain Modeling (Geomorphometry), the Quantitative Representation of Topography—Supplement 4.0. USGS Open File Report 021465, 158.
- Ramos, V., (1988). The tectonics of the Central Andes; 30° to 33°S latitude, In Clark, S. and Burchfiel, C. (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V. A., (1996). Evolución tectónica de la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza. En V. A. Ramos et al. (Eds.): *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24 (14), 447-460.
- Ramos, V. A., E.O. Cristallini, D.J. Perez, (2002). The Pampean flat-slab of Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 59-78.
- Rolleri, E. O., y P. Criado Roque, 1970. Geología de la Provincia de Mendoza. *Actas 4as Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969)*, II: 1-60. Buenos Aires.
- Salomon, E., S. Schmidt, R. Hetzel, F. Mingorance A. Hampel, (2013). Repeated folding during late holocene earthquakes on the La Cal thrust fault near Mendoza City (Argentina). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103 (2A): 936-949.
- Sato A.M. y Lambías E.J. 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. *Actas 12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4, 156-165. Buenos Aires.
- Schmidt, S., R. Hetzel, F. Mingorance V.A. Ramos, (2011). Coseismic displacements and Holocene slip rates for two active thrust faults at the mountain front of the Andean Precordillera (~33°S). *Tectonics* 30 (TC5011). doi: 10.1029/2011TC002932.

- Sepúlveda, E., H. López, L. Fauqué, (2001). Descripción geológica de la Hoja 3369-II Mendoza, provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Instituto de Geología y Recursos Naturales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 252.
- Smalley Jr., R. and B. Isacks, (1987). A high-resolution local network study of the Nazca Plate Wadati- Benioff zone under Western Argentina. *Journal of Geophysical Research* 92, B13: 13.093- 13.912.
- Van der Beek, P.A., B. Champel J.L. Mugnier, (2002). Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault propagation folding. *Geology*, 30, 471-474.
- Vázquez F.R., C.H. Costa, C.E. Gardini, (2017). Quaternary-active thrusts scarps tested as deformation markers by trishear models in the Southern Precordillera of Argentina. *Quaternary International*, Vol. 438, Part A, 5 May 2017, 65-79.
- Vich, A.I. y A. Pedriani, (1993). 014.3. Programa de Investigación y Desarrollo: manejo Ecológico del Piedemonte. Mendoza. Ministerio de Medio Ambiente Urbanismo y Vivienda-Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CRICYT), Unidad de manejo Ecológico de Cuencas, Fase I: 154 p. Mendoza.
- Willett, S.D., C. Beaumont, P. Fullsack, (1993). Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21(4), 371-374.
- Zapata, T. and R. Allmendinger, (1996). Thrust front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-skinned triangle zone. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. (80), 359-381.

Recibido: Enero, 2018

Aceptado: Marzo, 2018

NIVELACIÓN DE DATOS AEROMAGNÉTICOS MEDIANTE IMPLEMENTACIÓN DE POLINOMIOS ORTOGONALES

AEROMAGNETIC DATA LEVELING BY THE IMPLEMENTATION OF ORTHOGONAL POLYNOMIALS

Oscar Marcos Zambrano¹ y Adriana María Gulisano^{1,2,3}

¹Instituto Antártico Argentino, DNA. Argentina.

²Instituto de Astronomía y Física del Espacio (UBA-CONICET). Argentina.

³Departamento de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (UBA). Argentina.

E-mail: omzambrano1966@gmail.com

RESUMEN

En el presente trabajo se realiza una mejora a la técnica *correlación línea a línea* (*line-to-line correlations*) para la remoción de errores de nivelación de datos geofísicos obtenidos mediante prospección aérea. Esta técnica, bajo la hipótesis de continuidad y fuerte correlación de los registros de perfiles de líneas de vuelo adyacentes, logra la nivelación mediante la construcción de un estimador funcional mediante una ventana móvil en una dimensión. Se aplica el estimador línea a línea en forma recursiva logrando disminuir los errores de nivelación y ajustarlos en el sentido de los cuadrados mínimos. Nuestra mejora consiste en la implementación de estimadores n -funcionales, basados en sucesiones polinomiales ortogonales de Chebyshev y Legendre. El procedimiento utilizado consistió en la generación de datos sintéticos, a los cuales se les introdujo errores de nivelación ad-hoc de diferentes características típicas para simular los encontrados en una aeroprospección real. Luego aplicamos la técnica con este método mejorado como si se tratase de datos reales y comparamos con los datos sintéticos sin error de nivelación. Hemos determinado el rango de dimensión de los estimadores, en que las bases de Chebyshev y Legendre mueven notablemente los errores de nivelación respecto de la implementación usando la forma canónica, con un error relativo porcentual menor al 5 %. Por último, aplicamos la técnica mejorada a un registro aeromagnético real adquirido sobre el sector volcánico de la Cuenca James Ross, en el Mar de Weddell, en el extremo nororiental de la Península Antártida, obteniendo un óptimo resultado en la remoción de los errores de nivelación de la prospección.

Palabras clave: Nivelación aeromagnética, Correlación línea a línea, Polinomios ortogonales.

ABSTRACT

In the present work an improvement is made to the line-to-line correlations technique for the removal of errors of leveling of geophysical data obtained by aerial survey. This technique, under the assumption of continuity and strong correlation of the adjacent flight line profile registers, achieves leveling by constructing a functional estimator through a moving window in one dimension. This estimator is applied line by line recursively reducing the leveling errors and adjusted them in the sense of the minimum squares. Our improvement consists in the

implementation of n -functional estimators, based on orthogonal polynomial successions of Chebyshev and Legendre. The procedure used consisted in the generation of synthetic data to which ad-hoc leveling errors of different typical characteristics were introduced to simulate the ones found in a real aeroprospection. We then apply the technique with this improved method as if it were real data and compared with the synthetic data without leveling error. We have determined the size range of the estimators, in which the Chebyshev and Legendre bases significantly remove the leveling errors regarding the implementation using the canonical form, with a percentage relative error of less than 5%. Finally, we apply the improved technique to a real aeromagnetic record acquired on the volcanic sector of the James Ross Basin in the Weddell Sea, in the northeastern end of the Antarctic Peninsula, obtaining a very good result in the removal of the leveling errors of the survey.

Keywords: Aeromagnetic leveling, Line-to-line correlations, Orthogonal polynomials.

INTRODUCCIÓN

Una de las instancias más críticas en el procesamiento de datos aeromagnéticos concierne a la eliminación de los errores de nivelación (Luyendyk, 1997, y citas dentro de este trabajo). Éstos se observan como patrones de rayas en el mapa grillado de anomalías magnéticas, que son el resultado de desplazamientos inconsistentes entre los perfiles de datos que originalmente fueron adquiridos línea por línea durante la prospección aerogeofísica (Fan y otros., 2016, y citas dentro de este trabajo).

Ruidos electromagnéticos aleatorios de origen diverso, deriva del instrumental, errores de cálculo en el posicionamiento del magnetómetro o de la aeronave (incluidas variaciones de altitud durante el vuelo), o una inadecuada reducción de los ruidos de maniobra o de las variaciones diurnas del campo magnético ambiental, pueden contarse entre alguna de las causas de aparición de errores de nivelación en un registro aeromagnético (e.g. Yarger et al., 1978, Reeves, 1993, Luyendyk, 1997, y citas dentro de estos trabajos).

La programación de patrones regulares de líneas de vuelo en los relevamientos aerogeofísicos ofrece la oportunidad de realizar correlaciones entre perfiles adyacentes paralelos entre sí. Las últimas técnicas de nivelación propuestas para datos aeromagnéticos se inclinan a evitar el uso de las líneas de cierre como líneas de control para la nivelación (e.g. Muring et al., 2000, 2002, Muring y Kihle, 2000, 2006, Huang, 2008, Siemon, 2009, Beiki et al., 2010, Davydenko y Grayver, 2014, White y Beamish, 2015, Fan et al., 2016, Zambrano y Gulisano, 2017, y citas dentro de estos trabajos), en contraposición a las técnicas de nivelación que fueron desarrolladas en los comienzos de la prospección aeromagnética (e.g. Fuller, 1967, Foster et al., 1970, Green, 1983, Inoue, 1986, Urquhart, 1988, Nelson, 1994, Luyendyk, 1997, Saul y Pearson, 1998, Huang y Fraser, 1999, y citas dentro de estos trabajos). En una de las técnicas que prescindan de las líneas de control, Huang (2008) propone un estimador funcional basado en los polinomios canónicos que opera como ventana móvil 1D, realizando correlaciones línea a línea (CLL: line-to-line correlations), estimando recursivamente el error de nivelación en cada línea (y en consecuencia la corrección por nivelación) como el mínimo valor de la norma del residuo que surge de la diferencia entre (a): la diferencia entre perfiles adyacentes y (b): el estimador funcional. El algoritmo del correspondiente método parte de un perfil inicial supuesto libre de errores de nivelación.

En el presente trabajo proponemos para la técnica CLL, la utilización de estimadores n -funcionales construidos con los n primeros elementos de las sucesiones polinomiales ortogonales de Legendre y de Chebyshev. La estimación del error de nivelación para cada perfil se realiza en (y se define como) la mínima distancia (en norma vectorial) al subespacio generado por las correspondientes bases.

En la sección Métodos y Datos detallamos el funcionamiento de la técnica CLL. Introducimos una mejora a dicha técnica planteando un nuevo enfoque de nivelación mediante la utilización

de sucesiones polinomiales ortogonales, definiendo el modo de construcción, tipo y propiedades de los estimadores polinomiales propuestos. Describimos los procedimientos empleados para generar datos sintéticos de anomalía de campo total para realizarles las pruebas sintéticas de nivelación, y caracterizamos los datos reales que utilizamos en el presente trabajo. En la sección Resultados y Discusión aplicamos la técnica CLL a los datos sintéticos generados y a los datos reales disponibles, con los estimadores propuestos (Chebyshev y Legendre). Realizamos un análisis cuantitativo basado en la norma de los estimadores y de los errores cometidos, y un análisis cualitativo de los resultados obtenidos. Determinamos la franja de estabilidad de funcionamiento del método en la cual los estimadores propuestos operan realizando una remoción altamente efectiva de los errores de nivelación respecto del estimador operando en la forma canónica (Huang, 2008). En la sección Conclusiones resumimos las ventajas y el alcance de nuestra implementación.

MÉTODOS Y DATOS

Nivelación por correlación línea a línea

La correlación línea a línea (CLL: line-to-line correlations) comprende una de las técnicas de nivelación de datos aeromagnéticos, elaborada para prescindir de las líneas de cierre como líneas de control para la nivelación (Huang, 2008). Está basada en la continuidad suave del campo geomagnético, por lo cual presupone la existencia de una fuerte correlación entre perfiles de datos recolectados sobre líneas de vuelo relativamente cercanas entre sí. Esta propiedad es aprovechada para realizar correlaciones entre perfiles adyacentes, línea a línea; no obstante, limita la aplicación de la técnica registros que fueron relevados mediante trayectorias de vuelo paralelas.

A continuación se describe el funcionamiento de la CLL:

Método CLL (Huang, 2008):

-Hipótesis: el campo geomagnético es un campo de variación suave y continua.

Paso 1: Se selecciona un perfil inicial de datos $d^i = (d_1^i, d_2^i, d_3^i, \dots, d_N^i)$ (con $i = 0$) supuesto libre de errores de nivelación ($\psi^i = (\psi_1^i, \psi_2^i, \psi_3^i, \dots, \psi_N^i) = 0$) correspondiente a cierto segmento de línea de vuelo. Sea $\{d^{i+1}, d^{i+2}, d^{i+3}, \dots, d^{i+M}\}$ la sucesión de los perfiles en las restantes líneas de vuelo, contenidos en el mismo segmento (Fig.1).

-Observación: Los datos requieren previamente ser remuestreados en igual posición $\mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3, \dots, x_N)$ para todos los perfiles en el segmento de nivelación, por lo tanto $d^j = d^j(\mathbf{x})$ para todo j ($j = 0, 1, 2, \dots, M$). Los perfiles concebidos como conjuntos discretos correlacionados entre sí, requieren que los datos incluidos dentro del segmento de nivelación compartan las mismas coordenadas entre todos los perfiles. Esto es necesario para poder realizar las estimaciones y correcciones discretas, línea a línea, inherentes a la aplicación de esta técnica, que se definen en los siguientes pasos.

Paso 2: Se define un estimador funcional $f(\mathbf{x}, \alpha^{i+1})$ (con $\alpha^{i+1} = (\alpha_0^{i+1}, \alpha_1^{i+1}, \alpha_2^{i+1}, \dots, \alpha_p^{i+1})$ un conjunto de $p + 1$ parámetros incógnita) que represente una buena aproximación del error de nivelación ψ^{i+1} contenido en el perfil d^{i+1} , o sea $f(\mathbf{x}, \alpha^{i+1}) \cong \psi^{i+1}$.

Se estima α^{i+1} resolviendo la condición de mínima norma $\min_{\alpha^{i+1} \in \mathbb{R}^p} \|d^{i+1}(\mathbf{x}) - d^i(\mathbf{x}) - f(\mathbf{x}, \alpha^{i+1})\|_2$, donde $\|\cdot\|_2$ es la norma euclídea. Es decir, se ajusta por mínimos cuadrados la diferencia entre dos perfiles consecutivos mediante un estimador, y como veremos más adelante, se adopta como estimador un polinomio de grado p en base canónica.

-Observación: Como por hipótesis los datos provienen de la medición de un campo de variación suave y continua, luego α^{i+1} se realiza en la mínima norma del residuo $\delta = d^{i+1}(\mathbf{x}) -$

$d^i(x) - f(x, \alpha^{i+1})$. La condición: $f(x, \alpha^{i+1}) \cong d^{i+1}(x) - d^i(x)$ es resuelta en α^{i+1} mediante el planteo y resolución numérica de las ecuaciones normales (Aster et al., 2005).

Paso 3: Se corrige el perfil de datos d^{i+1} con el estimador funcional definido en el Paso 2:

$$d_{\text{nivelado}}^{i+1}(x) = d^{i+1}(x) - f(x, \alpha^{i+1}) \quad (1)$$

Se incrementa el índice en 1: $i = i + 1$

Si $i < M$ se itera al Paso 2, sino finaliza el proceso.

En definitiva, la técnica CLL propuesta por Huang (2008) opera partiendo de un perfil inicial $d^i(x)$ supuesto libre de errores de nivelación. Propone un estimador funcional discreto $f(x, \alpha^{i+1})$ (con α^{i+1} un vector de parámetros) que opera como ventana móvil 1D y estima el error de nivelación del perfil adyacente $d^{i+1}(x)$ en la realización de la mínima norma del residuo $\delta = d^{i+1}(x) - d^i(x) - f(x, \alpha^{i+1})$ que se calcula por mínimos cuadrados. Partiendo del perfil $d^{i+1}(x)$ corregido mediante la ec. (1), itera al siguiente perfil $d^{i+2}(x)$ repitiendo el procedimiento anterior y operando en forma recursiva hasta cubrir la totalidad de los perfiles involucrados en el área de nivelación (Fig.1). Huang (2008) propuso como estimador funcional los polinomios reales expresados en la forma canónica (ec. (2)).

$$f(x, \alpha) = \sum_{k=0}^p \alpha_k \cdot x^k = \alpha_0 + \alpha_1 x + \alpha_2 x^2 + \dots + \alpha_p x^p \quad (2)$$

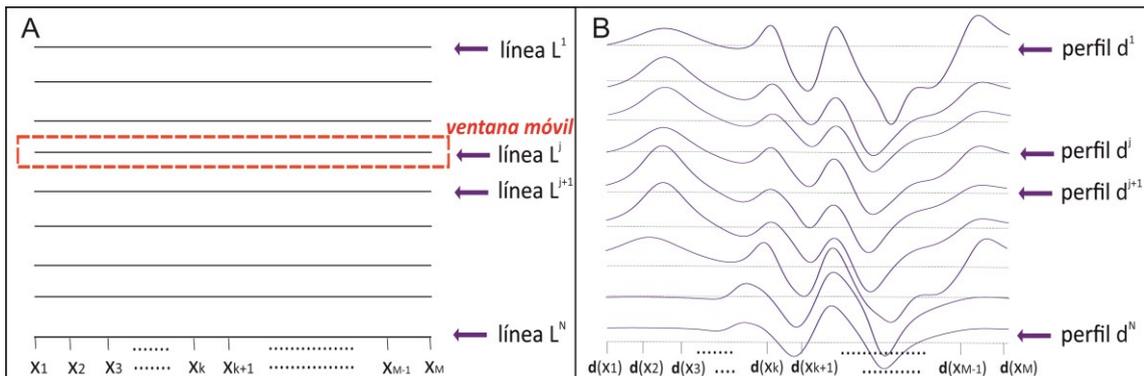


Figura 1. A). Representación esquemática de líneas de vuelo paralelas e indicación de la posición de los datos en las coordenadas de línea. **B).** Correspondientes perfiles magnetométricos.

Figure 1. A). Schematic representation of parallel flight lines and indication of the position of the data in line coordinates. **B).** Corresponding magnetometric profiles.

-Observación: En la práctica, las líneas de vuelo que surgen de una aeroprospección programada mediante líneas de vuelo paralelas son en realidad aproximadamente paralelas. Su grado de apartamiento del caso ideal depende de las maniobras que hayan sido realizadas por la aeronave durante los vuelos de relevamiento en respuesta a factores aerodinámicos, topográficos, meteorológicos, de posicionamiento y corrección del curso en tiempo real, entre otros. Dentro de dichas limitaciones, la CLL resulta perfectamente aplicable a todo conjunto de perfiles, siempre y cuando no se vea comprometida en forma significativa la uniformidad del criterio de comparación entre perfiles adyacentes, criterio basado en la continuidad suave del campo de anomalías magnéticas (Huang, 2008).

Implementación con estimadores n -dimensionales basados en polinomios ortogonales

En el presente trabajo proponemos un enfoque diferente en cuanto al modo de construcción y aplicación del estimador funcional utilizado en la técnica CLL.

Nuestro enfoque consiste en:

1. Implementar un estimador funcional n -dimensional definido por la siguiente combinación lineal:

$$f(x, \alpha) = \alpha_0 \phi_0(x) + \alpha_1 \phi_1(x) + \alpha_2 \phi_2(x) + \dots + \alpha_p \phi_p(x) \quad (3)$$

Con $\alpha = (\alpha_0, \alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_p)$ un conjunto de $p + 1$ parámetros incógnita y $B = \{\phi_0(x), \phi_1(x), \phi_2(x), \dots, \phi_p(x)\}$ una sucesión finita de polinomios ortogonales ordenados en forma creciente de grado, tal que $gr(\phi_k(x)) = k$ con $k = 0, 1, 2, \dots, p$.

-*Observación:* La ortogonalidad de la base B implica $\langle \phi_n, \phi_m \rangle = \int_a^b \phi_n(x) \phi_m(x) d\omega(x) = \delta_{nm}$, con $n, m = 0, 1, 2, \dots, p, \delta_{nm}$ el delta de Kroneker y $\omega(x)$ una función peso tal que $\phi_k(x)$ sea de clase $L^2_\omega(a, b)$ (módulo integrable en el intervalo (a, b)) (Szegő, G., 1939).

Luego $\alpha_0, \alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_p$ representan las coordenadas de $f(x)$ en la base B , y el grado polinomial máximo es p y la dimensión del estimador es $p + 1$.

2. Escalar el dominio de nivelación de los datos $[x_1, x_N]$ al dominio de ortogonalidad $[a, b]$ de estimador.

En este trabajo proponemos dos estimadores polinomiales n -dimensionales construidos en las siguientes bases:

a) Estimador en base Chebyshev: $f(x, \alpha) = \sum_{k=0}^p \alpha_k \cdot \cos(k \cdot \cos^{-1}(x))$, con $\omega(x) = (1 - x^2)^{-\frac{1}{2}}$ y $[a, b] = [-1, 1]$.

b) Estimador en base Legendre: $f(x, \alpha) = \sum_{k=0}^p \alpha_k \cdot \frac{1}{2^k k!} \frac{d^k}{dx^k} (x^2 - 1)^k$, con $\omega(x) = 1$ y $[a, b] = [-1, 1]$.

Los polinomios de Chebyshev han sido especialmente diseñados como interpoladores y representan la familia de polinomios que genera el mejor ajuste en el sentido de minimización del error; a su vez mejoran la estabilidad de la interpolación respecto del término independiente. Los polinomios de Legendre como los de Chebyshev, presentan unicidad y comparten propiedades en común. A diferencia de los polinomios canónicos, las familias de Chebyshev y Legendre definen conjuntos ortogonales en el espacio de las funciones reales módulo integrables (Szegő, G., 1939). Se caracterizan por tener todas sus raíces simples y reales, encontrándose contenidas dentro del intervalo de ortogonalidad, el cual es compartido por ambas familias. Otras propiedades de utilidad que comparten son las de sumabilidad y convergencia puntual, lo cual permite, bajo condiciones generales, realizar la expansión de funciones analíticas en términos de dichos polinomios (Szegő, G., 1939).

Generación de datos sintéticos

Para realizar el testeo de la técnica CLL con los estimadores propuestos, generamos datos sintéticos de anomalías magnéticas a partir del modelo físico-matemático discretizado del campo magnético:

$$B_j = \sum_{i=1}^N M_i b_{ij} \text{ con } b_{ij} = -C \nabla_p \int_i \hat{m}_i \nabla_Q \frac{1}{r_{ij}} dv \quad (4)$$

Donde B_j es el campo magnético en el j -ésimo punto de observación; M_i es la magnitud de la magnetización de la i -ésima celda (volumen elemental del modelo de cuerpo discretizado) y \hat{m}_i el correspondiente versor de magnetización; b_{ij} es el campo magnético en el j -ésimo punto de observación producido por el i -ésimo elemento de celda; r_{ij} es la distancia entre la i -ésima celda y el j -ésimo punto de observación. ∇_p es el operador gradiente que deriva respecto de las

coordenadas del punto de observación y ∇_Q es el operador gradiente que deriva respecto de las coordenadas de un volumen elemental dv en la i -ésima celda; C es una constante que depende de las unidades empleadas (Blakely, 1995).

Como vector magnetización de cada celda elemental, utilizamos el modelo de dipolo magnético, de este modo:

$$b_{ij} = \frac{1}{r_{ij}^3} (2 \cos \theta \hat{r} + \text{sen} \theta \hat{\theta}) \cdot M_i \hat{m} \quad (5)$$

Con $\hat{\theta} = (\hat{m} \wedge \hat{r}) \wedge \hat{r}$, y \hat{r} el versor que apunta en la dirección determinada por el i -ésimo elemento de celda y el j -ésimo punto de observación (Blakely, 1995).

Por último, la anomalía magnética de campo total F_j se obtiene proyectando B_j en la dirección del campo magnético ambiental \vec{B} (el cual consideramos uniforme):

$$F_j = \frac{B_j \cdot \vec{B}}{B} \quad (6)$$

De este modo computamos la anomalía de campo total para distintas distribuciones de cuerpos prismáticos, uniformemente magnetizados, con magnetización similar a la observada en las rocas volcánicas básicas, con el objeto de generar modelos de campo magnético que simulen la configuración del campo producido por cuerpos volcánicos reales (Fig.2).

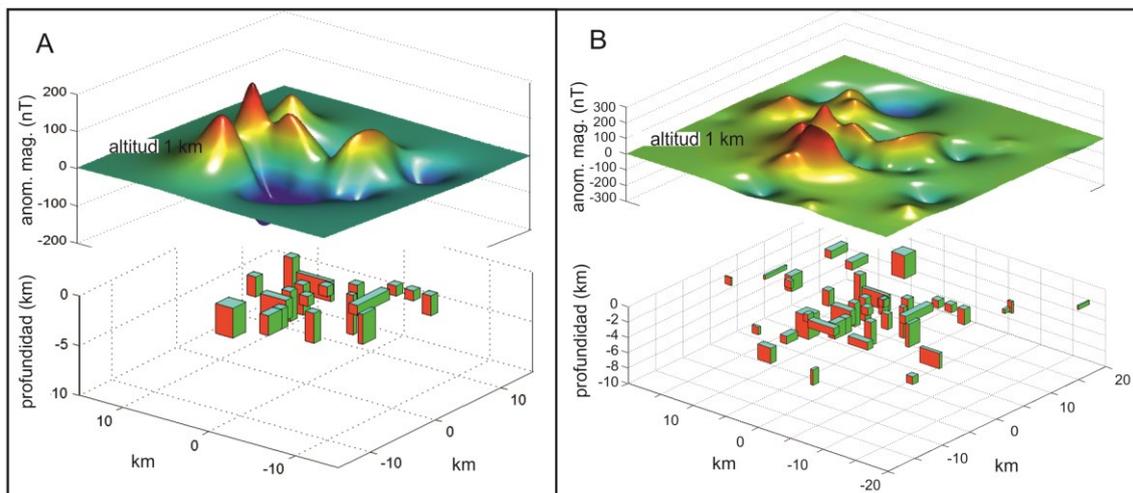


Figura 2. A). Modelo sintético de anomalía magnética de campo total, realizado a escala regional (del orden de decenas de kilómetros) y generado por una distribución de 20 cuerpos uniformemente magnetizados con densidad de magnetización similar a la de las rocas volcánicas básicas. B). Idem A), realizado con 40 cuerpos.

Figure 2. A). Synthetic model of total field magnetic anomaly, performed on a regional scale (of the order of tens of kilometers) and generated by a distribution of 20 evenly magnetized bodies with magnetization density similar to that of the basic volcanic rocks. B). Idem A), but performed with 40 bodies.

Una vez generados los datos sintéticos, se les introdujo errores de nivelación típicos a los observados en una aeroprospección real (Huang, 2008). Se introdujeron ruidos de tipo uniforme, con y sin alternancia del signo, variando su intensidad de leve (aproximadamente 5 % la intensidad de la anomalía máxima) a severa (20 a 30 % la intensidad de la anomalía máxima). Se introdujeron ruidos con deriva leve (aproximadamente 5 % la intensidad de la anomalía máxima) y severa (20 a 30 % la intensidad de la anomalía máxima), con y sin alternancia de signo y de pendiente. Los ruidos fueron asignados en forma aleatoria a las

líneas, modificando su densidad de empaquetamiento en el conjunto (ver algunas realizaciones en la Figura 3).

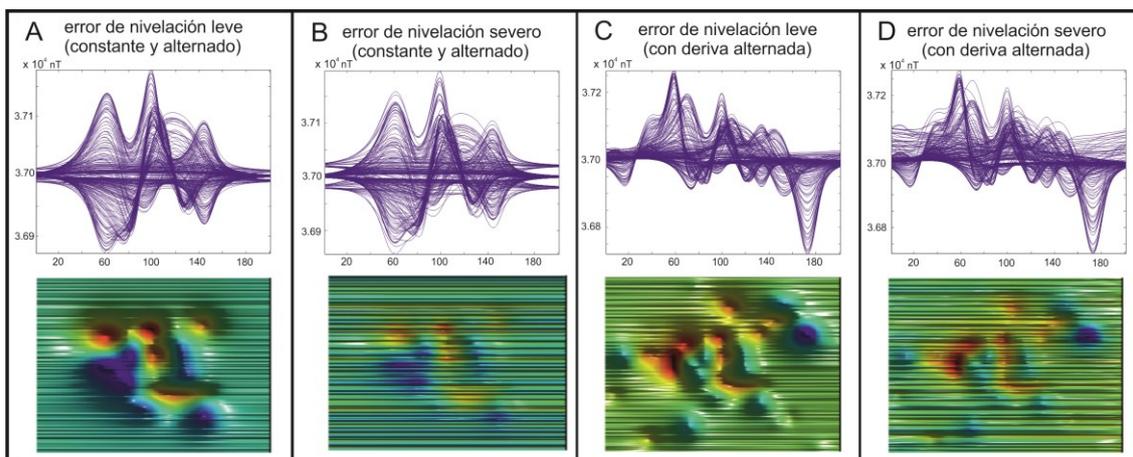


Figura 3. Realización de algunos modelos sintéticos de anomalía de campo total afectados con errores de nivelación. A). Perfiles con errores de nivelación leves, de tipo constante con alternancia de signo, y correspondiente mapa de anomalías grillado. B). Perfiles con errores de nivelación severos, de tipo constante con alternancia de signo, y correspondiente mapa de anomalías grillado. C). Perfiles con errores de nivelación leves con deriva alternada, y correspondiente mapa de anomalías grillado. D). Perfiles con errores de nivelación severos con deriva alternada, y correspondiente mapa de anomalías grillado.

Figure 3. Implementation of some synthetic models of total field anomaly affected with leveling errors. A). Profiles with slight leveling errors, of constant type with alternation of sign, and corresponding grid map of anomalies. B). Profiles with severe leveling errors, of constant type with alternation of sign, and corresponding grid map of anomalies. C). Profiles with slight leveling errors with alternating drift, and corresponding gridded anomaly map. D). Profiles with severe leveling errors with alternating drift, and corresponding gridded anomaly map.

Registro de datos reales

Los datos magnetométricos reales que se procesan en este trabajo proceden del proyecto aerogeofísico IAA-BAS que relevó un sector de la Cuenca James Rossen Antártida durante los años 1998 y 1999 (Ghidella et al., 2013).

En dicho relevamiento las líneas de vuelo fueron programadas con rumbo latitudinal (54 líneas en total) y con espaciamiento de 2 km sobre la Isla James Ross y de 4 km costa afuera en el Mar de Weddell (Fig.4). Las líneas de cierre fueron orientadas en sentido norte-sur (15 líneas en total). Los valores de altitud que alcanzaron las distintas trayectorias de vuelo estuvieron condicionados por la topografía local y comprendidos entre 1,050 y 2,500 *m.s.n.m.* Durante los días de los vuelos aéreos, las variaciones diurnas experimentadas por el campo magnético ambiental fueron registradas en una estación en la Isla Marambio, ubicada dentro del área del relevamiento (Fig.4). Los datos fueron reducidos por campo principal *DGRF* (Definitive Geomagnetic Reference Field) y realizadas las correcciones correspondientes típicas de un registro aeromagnético (Ghidella et al., 2013).

En dicho relevamiento, los errores de nivelación representan una fracción significativa de la magnitud de las anomalías magnéticas más conspicuas (del orden del 10 % al 30 %), con una amplitud comprendida entre los 50 nT y 200 nT, que en este trabajo calificamos como errores de nivelación severos. Este relevamiento constituye un claro ejemplo de inestabilidad magnética, afectando en forma significativa a perfiles magnetométricos tanto en las líneas regulares como en las líneas de cierre (Huang, 2008), por lo que es preciso tener especial

cuidado cuando se elige nivelar un registro por métodos que estén basados en líneas de cierre (Fig.4).

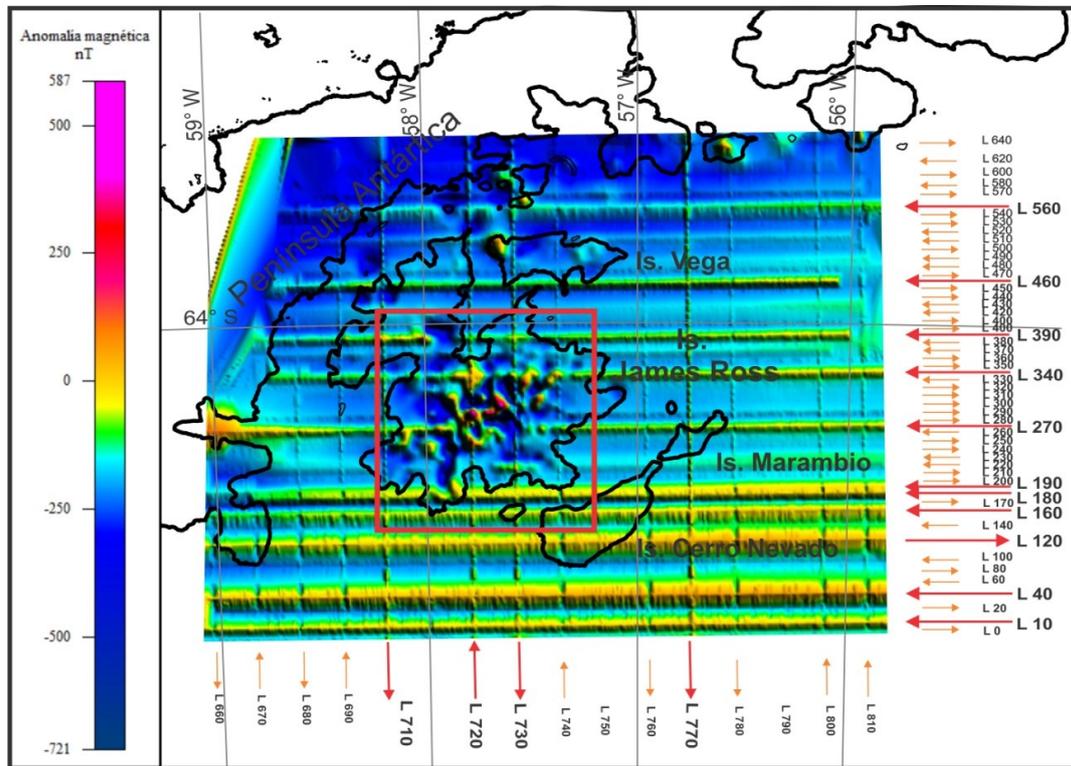


Figura 4. Mapa grilla de anomalías magnéticas (sin nivelar) del relevamiento aeromagnético IAA-BAS (Ghidella et al., 2013), indicando la posición de las líneas regulares de vuelo y las líneas de cierre. Puede observarse claramente el patrón de rayas que identifica a los perfiles que contienen errores de nivelación (Fan y otros, 2016). El recuadro rojo indica el sector que concentra la mayor frecuencia e intensidad de anomalías magnéticas del área relevada.

Figure 4. Grid map of magnetic anomalies (without leveling) of IAA-BAS aeromagnetic survey (Ghidella et al., 2013), indicating the position of regular flight lines and closing lines. The stripe pattern that identifies profiles containing leveling errors can be clearly seen (Fan et al., 2016). The red box indicates the sector that concentrates the greater frequency and intensity of magnetic anomalies of the area surveyed.

Las amplitudes máximas de las variaciones diurnas durante los días e intervalos de vuelo, se mantuvieron aproximadamente entre uno a dos órdenes de magnitud por debajo de los errores de nivelación, por lo que se descarta a las variaciones diurnas como fuente de errores de nivelación en dicho relevamiento.

Para implementar nuestro método mejorado, seleccionamos un área rectangular aproximada de 50 km por 50 km que incluye a 27 perfiles que atraviesan el sector de mayor frecuencia e intensidad de anomalías magnéticas. Dichas anomalías son debidas a la presencia de unidades extrusivas e intrusivas del Grupo Volcánico Isla James Ross (Nelson, 1966) (Fig.4).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Pruebas con datos sintéticos (resultados cuantitativos y cualitativos)

La técnica CLL fue probada exhaustivamente con datos sintéticos variando en forma sistemática los distintos parámetros del problema: configuración del campo magnético, grado

polinomial máximo de los estimadores funcionales y errores de nivelación, de los tipos descritos en la sección Generación de datos sintéticos. Los campos de anomalías fueron construidos simulando las dimensiones aproximadas del área de nivelación extraída del relevamiento real (ver sección Pruebas con datos reales). Simulamos el vector campo geomagnético de altas latitudes, la frecuencia e intensidad de las anomalías magnéticas, y los errores de nivelación de tipo severo similares a los observados en dicho relevamiento.

Fueron construidos 200 perfiles de 200 datos cada uno (40,000 valores por modelo), garantizando de esta forma que la cantidad de puntos a ajustar fuera mayor que el grado polinomial máximo a emplear por la técnica.

Para cuantificar los errores cometidos en las pruebas, utilizamos como métrica la medida de la norma matricial (inducida de la norma vectorial); medida que resulta consistente con los arreglos discretos bidimensionales en que están expresadas las variables campo sintético d , error de nivelación ψ y estimador funcional f . De este modo definimos el error relativo porcentual cometido por el método como:

$$\varepsilon\% = \frac{\|\psi\| - \|f\|}{\|\psi\|} \cdot 100 \quad (7)$$

con $d = (d^1, d^2, d^3, \dots, d^M)^T$, $f = (f(x, \alpha^1), f(x, \alpha^2), \dots, f(x, \alpha^M))^T$ y $\psi = (\psi^1, \psi^2, \psi^3, \dots, \psi^M)^T$, con T el operador de trasposición (ver sección Nivelación por correlación línea a línea).

Para cada error de nivelación introducido y para cada estimador implementado, se realizaron pruebas de nivelación incrementando en cada una el grado máximo p de los polinomios utilizados en el estimador funcional (de dimensión $p + 1$, ver sección Implementación con estimadores n-dimensionales basados en polinomios ortogonales).

Debido a que todos los perfiles libres de errores de nivelación son conocidos por construcción (ver sección Generación con datos sintéticos), elegimos como perfil inicial un perfil sin error de dicho conjunto.

Para la implementación con el estimador polinomial definido en la forma canónica, la curva del error relativo (dado por la ec. (7)), representada en función del grado máximo del estimador, se mantiene aproximadamente constante a partir del grado 0 y hasta el grado 40-50 (Fig. 5.A). No obstante, el error relativo porcentual que comete el procedimiento al calcular los errores de nivelación en dicha franja es de 10 % a 20 % en todos los casos probados y por lo tanto la nivelación resulta muy ineficiente. Es por este motivo que la CLL suele implementarse con polinomios de bajo grado definidos a trozos dentro del segmento de nivelación, o por etapas de nivelación que involucran ir aumentando progresivamente el grado del polinomio para ir removiendo sucesivamente las componentes de mayor frecuencia contenidas en el ruido (Huang, 2008). Superando dicho umbral, el error relativo aumenta en forma abrupta y oscilante hasta sobrepasar la magnitud de los propios errores de nivelación, por lo cual deja de servir como nivelador de los datos (Fig. 5.A).

Sin embargo, los estimadores funcionales definidos en base a polinomios ortogonales operan en forma muy diferente a como lo hacen los estimadores definidos en la forma canónica. Para todas las pruebas realizadas con las familias polinomiales propuestas de Chebyshev y de Legendre (ver sección Implementación con estimadores n-dimensionales basados en polinomios ortogonales), los resultados muestran una curva de error relativo oscilante y con tendencia descendente para los primeros grados del estimador utilizado, hasta alcanzar una franja de estabilidad de mínimo uniforme comprendida entre los grados 30 y 40, aproximadamente (Fig. 5.A). En dicha franja ambos estimadores (Chebyshev y Legendre) operan estadísticamente con un muy buen margen de error relativo porcentual, o sea menor al 5 %. Este hecho se ve reflejado cualitativamente en un progresivo aumento en la eficiencia con que dichos estimadores remueven los errores de nivelación a medida que va incrementándose el grado del estimador, hasta alcanzar la nivelación óptima en la mencionada franja de estabilidad (Fig.6). Superando dicho umbral, y al igual que ocurre con el estimador de la forma

canónica, el error relativo aumenta abruptamente en forma oscilante y el estimador deja de funcionar como nivelador de los datos (Fig. 5.A).

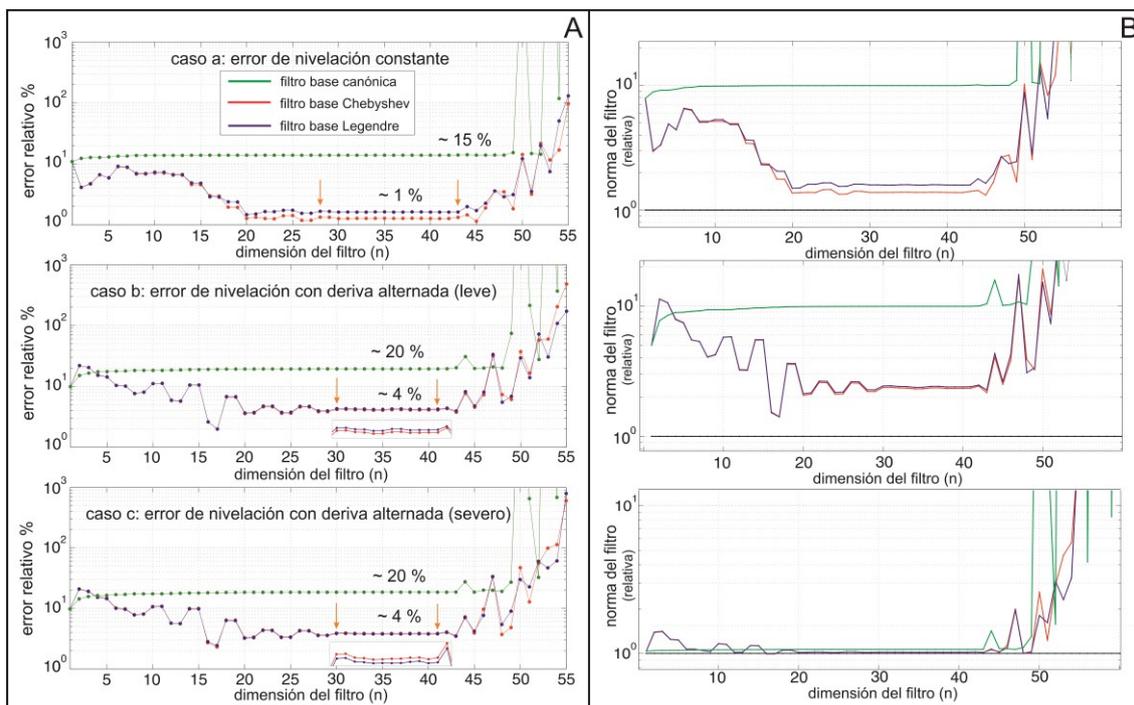


Figura 5. Análisis cuantitativo de las pruebas de nivelación CLL con datos sintéticos. A). Representación del error relativo porcentual en norma euclídea, que se comete al calcular los errores de nivelación, en función de la dimensión n de la base utilizada como estimador polinomial para la nivelación, para distintos casos de errores de nivelación típicos. Error relativo porcentual = $100 \cdot (|\psi(x)| - |f_{n-1}(x)|) / |\psi(x)|$, con $\psi(x)$ el error de nivelación y $f_{n-1}(x)$ el estimador polinomial. Las flechas delimitan la franja de estabilidad y óptimo alcanzados por los estimadores. B). Representación de la norma relativa del estimador $|f_{n-1}(x)| / |\psi(x)|$, en función de su dimensión, para los casos de errores de nivelación típicos.

Figure 5. Quantitative analysis of the line to line correlation leveling tests with synthetic data. A). Representation of the percentage relative error in Euclidean norm, that is committed when estimating the leveling errors, as a function of the n dimension of the base used as polynomial estimator of leveling errors, for different cases of typical leveling errors. Percentage relative error = $100 \cdot (|\psi(x)| - |f_{n-1}(x)|) / |\psi(x)|$, with $\psi(x)$ the leveling error and $f_{n-1}(x)$ the polynomial estimator. The arrows delimit the range of stability and optimum reached by the estimators. B). Representation of the relative norm of the polynomial estimator $|f_{n-1}(x)| / |\psi(x)|$, depending on the dimension of the base used as a leveling error estimator, in cases of typical leveling errors.

En las Figuras 7 y 8 mostramos la nivelación óptima alcanzada con los estimadores polinomiales en las bases Chebyshev y Legendre, respectivamente, para distintos tipos de errores de nivelación que afectan una determinada configuración de anomalías magnéticas. El óptimo fue logrado con bases de 37 elementos, o sea de grado polinomial máximo $n=36$. Los errores relativos porcentuales cometidos en las estimaciones fueron del 1 % para el caso de error de nivelación constante leve y severo, y del 4 % para el caso de error de nivelación con deriva, tanto leve como severo. Tales resultados se traducen cualitativamente en una muy buena recuperación del campo inicial de anomalías magnéticas sin corrugaciones que interfieran en forma apreciable con dichas anomalías.

Para cada estimador funcional implementado y cada error de nivelación probado, hemos representado la curva de la norma del estimador en función del grado máximo de la base empleada. Realizamos una comparación entre dicha curva (Fig. 5.B) y la correspondiente al

error relativo (Fig. 5.A), encontrando una clara correspondencia de los intervalos de estabilidad entre ambas curvas.

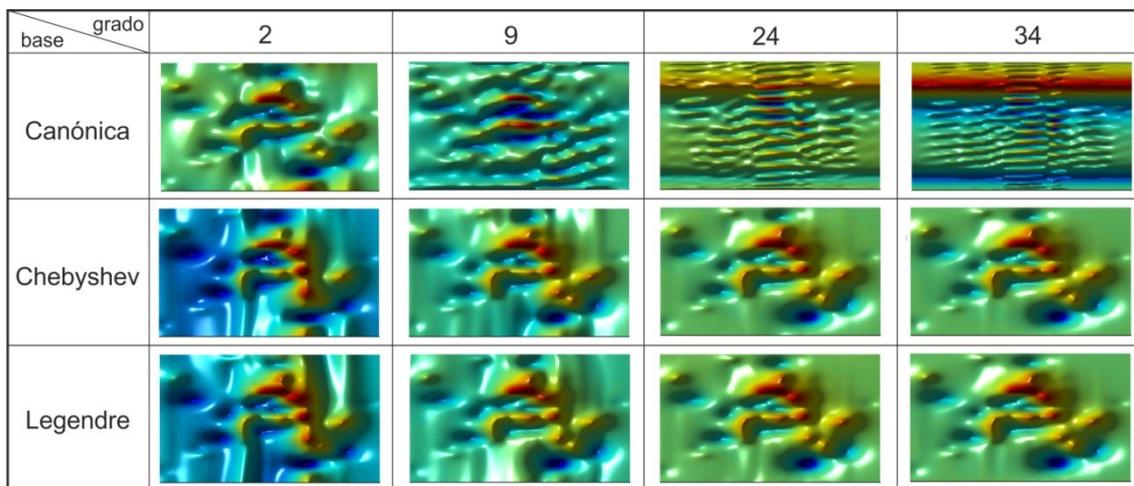


Figura 6. Pruebas de nivelación con datos sintéticos. Comparación de los campos nivelados obtenidos con los distintos estimadores polinomiales en función del grado máximo del estimador. En esta prueba, el campo nivelado es el campo sintético con errores de nivelación mostrado en la Figura 3.D.

Figure 6. Leveling tests with synthetic data. Comparison of the leveled field obtained with the different polynomial estimators depending on the maximum degree of the estimator. In this test, the leveled field is the synthetic field with leveling errors shown in Figure 3.D.

Esta comparación nos permite utilizar la curva de la norma del estimador como un indicador de la bondad del mismo como nivelador de los datos. Mientras que trabajando con datos sintéticos tenemos la ventaja de conocer por construcción el campo de anomalías magnéticas y los errores de nivelación, lo cual nos permite computar los errores relativos cometidos en cada prueba de nivelación, no ocurre lo mismo trabajando con datos reales donde contamos únicamente con el campo de anomalías magnéticas afectadas con ruidos de nivelación (ver sección Nivelación con datos reales).

Pruebas con datos reales (resultados cuantitativos y cualitativos)

Los datos reales a nivelar proceden del proyecto aerogeofísico IAA-BAS realizado en Antártida (Ghidella et al., 2013), cuyo registro magnetométrico caracterizamos en la sección Registro de datos reales (ver además Fig.4).

Comenzamos eligiendo un área rectangular de aproximadamente 50 km por 50 km, localizada sobre la Isla James Ross, que incluye 27 perfiles magnetométricos, de los cuales 5 contienen errores de nivelación severos (aproximadamente 30 % la magnitud de las anomalías magnéticas más conspicuas) que presentan leve deriva. El área elegida concentra la mayor cantidad y frecuencia de las anomalías magnéticas registradas en la región de relevamiento(Fig.4). Descontando la presencia de algunas anomalías aisladas localizadas en el sector septentrional, el resto del área relevada corresponde a una zona esencialmente de quietud magnética (Ghidella et al., 2013).

Cada perfil magnetométrico contiene alrededor de 1000 datos muestrales dentro del área elegida. Para mantener consistencia y para que los resultados de las pruebas con datos sintéticos sean comparables con los resultados de los testeos con datos reales, los datos

fueron remuestreados a igual número que los datos contenidos en los perfiles sintéticos (200 puntos en todos los perfiles dentro del segmento de nivelación). De este modo y al igual que con los datos sintéticos, garantizamos que la cantidad de puntos a ajustar sea mayor que el grado polinomial máximo a emplear por la técnica.

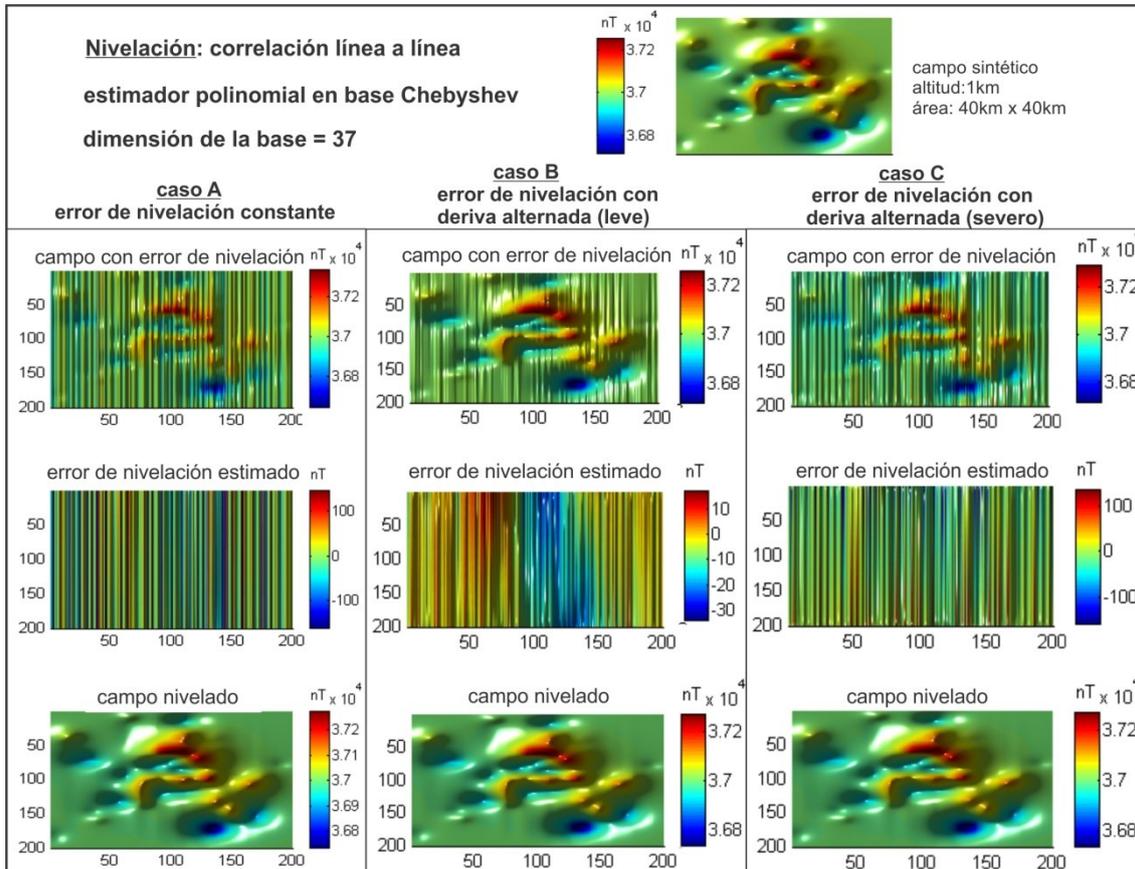


Figura 7. Resultados cualitativos de las pruebas con datos sintéticos. Nivelación por CLL mediante la implementación de un estimador polinomial en base Chebyshev operando en el óptimo dentro de la franja de estabilidad del método, para distintos casos de errores de nivelación (Fig.5).

Figure 7. Qualitative results of tests with synthetic data. Line to line correlation leveling by implementing a Chebyshev based polynomial estimator operating at the optimum within the stability range of the method, for different cases of leveling errors (Fig. 5).

Como indicamos en la sección Pruebas con datos sintéticos, cuando se nivela mediante la técnica CLL usando estimadores polinomiales en las bases de Chebyshev y Legendre, el óptimo de la estimación de los errores de nivelación se observa en un intervalo de mínimo uniforme en la curva del error relativo; intervalo que se corresponde con el de mínimo uniforme que aparece a su vez en la curva de la norma del estimador. Esta cualidad que manifiestan las bases ortogonales puede ser aprovechada como un indicador de la bondad del estimador, o sea, para establecer el rango del grado polinomial máximo en el cual el estimador operará realizando la nivelación óptima, mediante la observación de la curva de la norma del propio estimador.

Por lo tanto, procedimos aplicando este criterio para la nivelación con los datos reales, y es así como se pudo determinar una franja de estabilidad del método comprendida entre los grados 31 y 38 del estimador empleado, donde la remoción de los errores de nivelación resultó ser satisfactoria (Fig.9). En dicha franja, la nivelación óptima fue lograda con polinomios de grado máximo 36 (que corresponde a un estimador funcional de dimensión 37), para las bases Chebyshev y Legendre, indistintamente. En ambos casos la nivelación resultó muy buena. Los

errores de nivelación fueron removidos sin afectar la intensidad y forma de las anomalías magnéticas reconocibles. A su vez, quedaron al descubierto anomalías magnéticas menores que se encontraban enmascaradas por las rayas del ruido magnético y fueron reconstituidas otras que habían quedado escindidas o distorsionadas por el propio ruido (Fig.11). El mapa de anomalías nivelado no presentó corrugaciones que interfirieran apreciablemente con las anomalías magnéticas de las fuentes naturales (Figs.11 y 12).

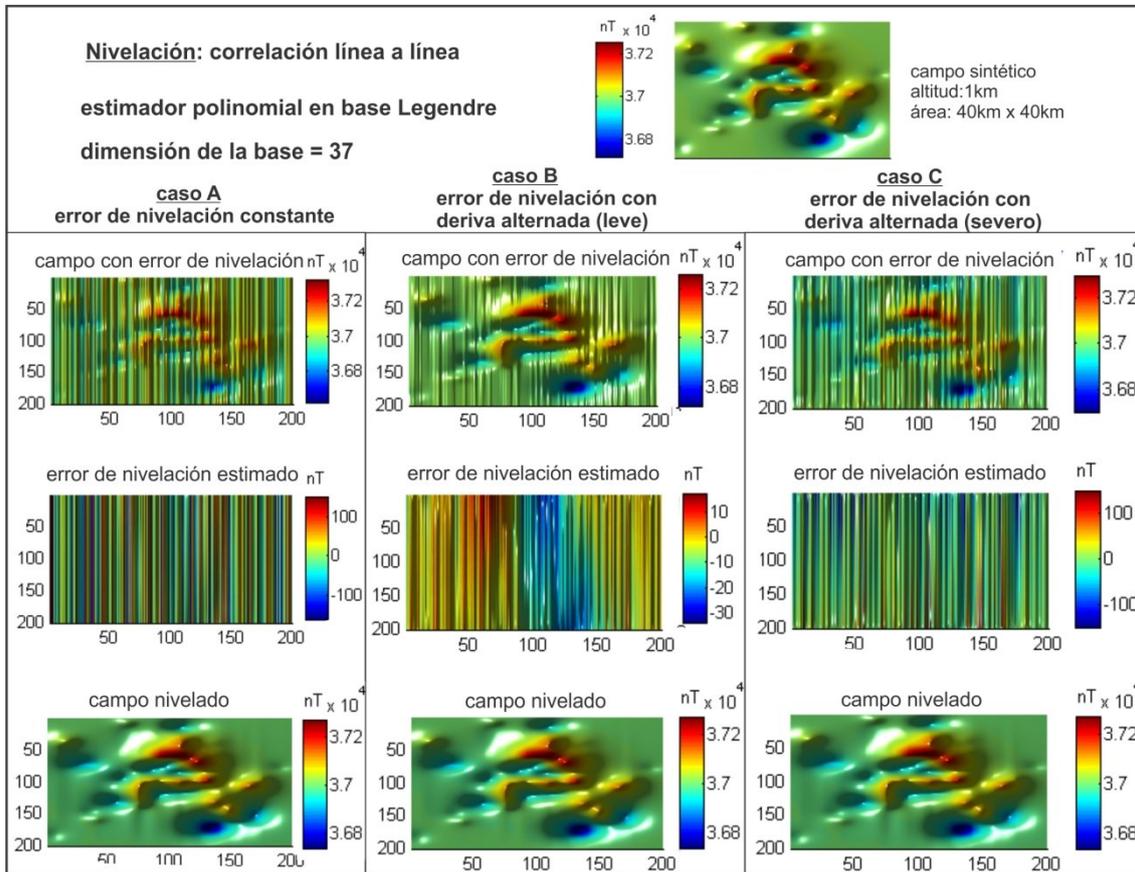


Figura 8. Resultados cualitativos de las pruebas con datos sintéticos. Nivelación por CLL mediante la implementación de un estimador polinomial en base Legendre operando en el óptimo dentro de la franja de estabilidad del método (Fig. 5).

Figure 8. Qualitative results of tests with synthetic data. Line to line correlation leveling by implementing a Legendre base polynomial estimator operating at the optimum within the stability range of the method (Fig.5).

En lo que respecta al testeo CLL usando la base canónica, la remoción de los errores de nivelación resultó muy deficiente en todo el rango de estabilidad del método, que abarca de grado 0 a grado 40 del estimador (Fig.9). En la Figura 10 se muestran algunos resultados de nivelación, ordenados según el grado creciente del estimador funcional, donde puede compararse la calidad de la nivelación entre los distintos estimadores polinomiales utilizados, como así también puede apreciarse la calidad de los estimadores en las bases Chebyshev y Legendre frente al estimador en la forma canónica.

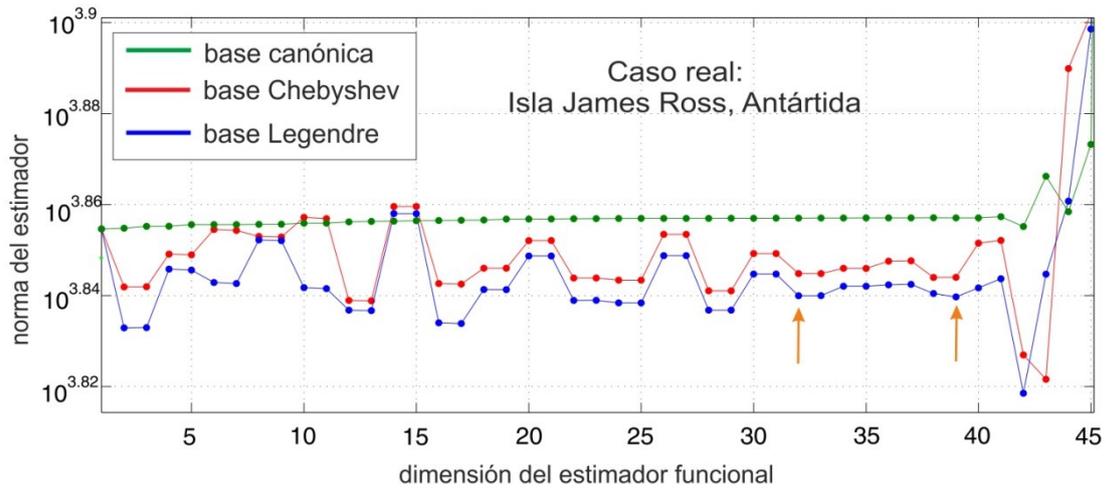


Figura 9. Análisis cuantitativo de las pruebas de nivelación CLL con datos reales. Representación de la norma del estimador polinomial, en función de su dimensión, para las distintas bases implementadas: Chebyshev y Legendre (propuestas en el presente trabajo) y Canónica (Huang, 2008). Puede observarse la franja de estabilidad del método (indicada por las flechas) en consistencia con la observada en las pruebas sintéticas (Fig.5).

Figure 9. Quantitative analysis of line to line correlation leveling tests with real data. Representation of the norm of the estimated polynomial estimator, depending on the size of the estimator, for the different bases implemented: Chebyshev and Legendre (proposed in this work) and Canonical (Huang, 2008). The stability range of the method (indicated by the arrows) can be observed in consistency with that observed in the synthetic tests (Fig.5).

base \ grado	2	9	24	34
Canónica				
Chebyshev				
Legendre				

Figura 10. Testeo de nivelación con datos reales. Comparación de los datos nivelados obtenidos con los distintos estimadores polinomiales en función del grado máximo del estimador.

Figure 10. Leveling test with real data. Comparison of the leveled data obtained with the different polynomial estimators depending on the maximum degree of the estimator.

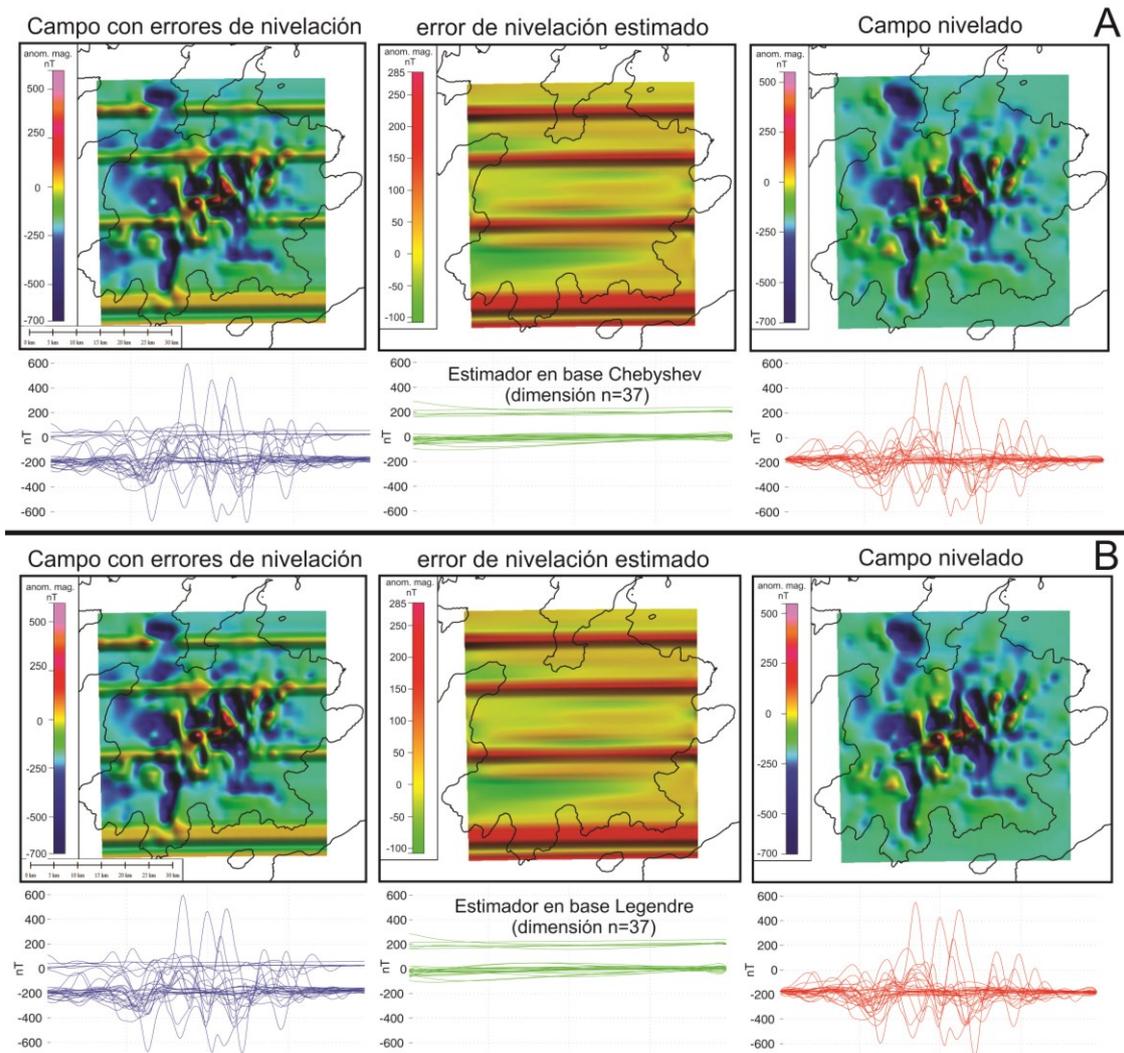


Figura 11. Resultados cualitativos de las pruebas con datos reales. Nivelación CLL óptima alcanzada con los estimadores polinomiales propuestos en el presente trabajo. A).Estimador en base Chebyshev de dimensión $n=37$. B). Estimador en base Legendre de dimensión $n=37$. En ambos casos, la remoción cualitativa de los errores de nivelación resulta muy buena, sin corrugaciones que interfieran apreciablemente con las anomalías magnéticas de origen natural.

Figure 11. Qualitative results of the tests with real data. Optimum CLL level achieved with the polynomial estimators proposed in the present work. A). Estimator in Chebyshev base of dimension $n = 37$. B). Estimator in Legendre base of dimension $n = 37$. In both cases, the qualitative removal of the leveling errors is very good, without corrugations that significantly interfere with natural magnetic anomalies.

En la Figura 12 mostramos el mapa de anomalías magnéticas que fue nivelado por CLL usando un estimador óptimo de Chebyshev de grado máximo 36 (que corresponde a un estimador de dimensión 37). La isla James Ross se encuentra cubierta en su mayor parte por un manto glaciario que sobrepasa al Estrato volcánico Haddington, el mayor centro efusivo del Grupo Volcánico Isla James Ross (GVJIR), del Neógeno al Reciente (Nelson, 1966). A pesar de la existencia del manto glaciario, las anomalías magnéticas que se concentran en el centro de la isla, de alta frecuencia e intensidad, delatan la presencia de unidades extrusivas (conos volcánicos y flujos de lava) e intrusivas (sistemas de diques), que conforman la estructura del Estratovolcán Haddington por debajo de los hielos (Ghidella et al., 2013). Otras anomalías periféricas se vinculan con afloramientos volcánicos visibles, como conos y flujos de lava que se encuentran total o parcialmente desprovistos de hielos (Fig.12).

Observación: En la práctica con registros reales no existe una receta para determinar un perfil inicial supuesto libre de errores de nivelación. Su determinación dependerá de cada relevamiento en particular y surgirá de un análisis comparativo entre perfiles (Fig.11) y de la observación del mapa de anomalías magnéticas (Fig.4). En el trabajo el perfil inicial utilizado es el contenido en la línea de vuelo L400 (Fig.4). Haciendo pruebas con otros perfiles iniciales se obtuvieron resultados cuantitativos (norma del estimador funcional) muy similares, con mínimas diferencias cualitativas atribuibles a las corrugaciones propias de los métodos de nivelación.

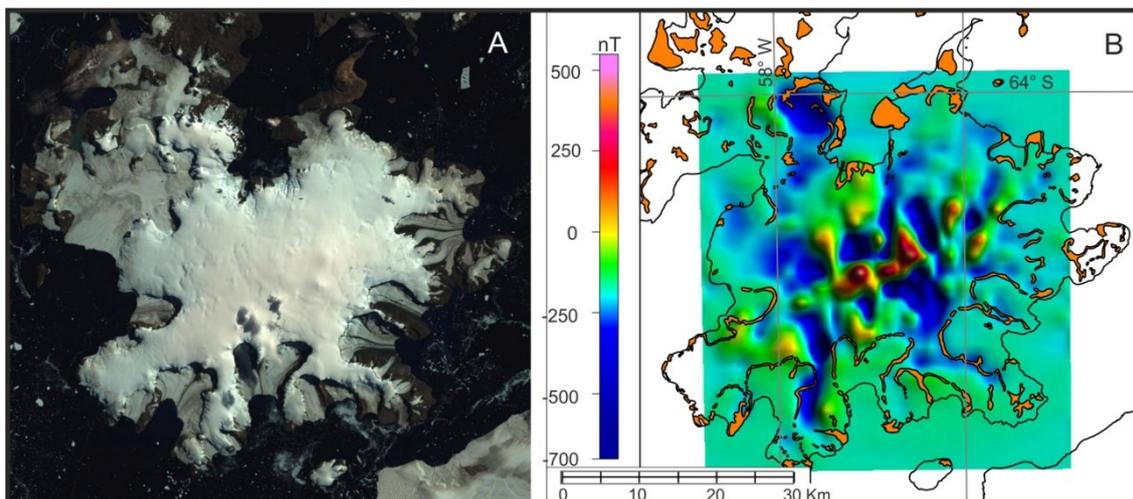


Figura 12. A). Imagen satelital de la Isla James Ross, Antártida. B). Mapa de anomalías magnéticas nivelado con nuestro método mejorado y confrontación de las anomalías magnéticas periféricas con las unidades extrusivas del GVIJR (Grupo Volcánico Isla James Ross).

Figure 12. A). Satellite image of James Ross Island, Antarctica. B). Map of magnetic anomalies leveled with our improved method and confrontation of peripheral magnetic anomalies with extrusive units of GVIJR (James Ross Island Volcanic Group).

CONCLUSIONES

En el presente trabajo proponemos una mejora a la técnica de nivelación *correlación línea a línea* para nivelación de datos aeromagnéticos implementando estimadores funcionales n -dimensionales basados en sucesiones finitas de polinomios de Chebyshev y Legendre.

Dichos estimadores resultan muy eficientes para remover errores de nivelación cuando operan en el dominio de ortogonalidad de los conjuntos propuestos.

Basados en los resultados obtenidos con los datos reales (sección Pruebas con datos reales) y de su confrontación con los resultados sintéticos (sección Pruebas con datos sintéticos), podemos extraer las siguientes conclusiones:

1. El estimador definido en la forma canónica resulta deficiente para remover errores de nivelación, operando con un margen de error entre el 10 % y 20 %.
2. Los estimadores definidos en las bases Chebyshev y Legendre separan eficientemente el ruido (error de nivelación) de la señal (anomalía magnética), lo cual se verifica en una franja de estabilidad del método que es determinable analíticamente. La eficiencia de la nivelación se observa en la calidad del mapa de anomalías nivelado: conservación de la intensidad y forma de las anomalías magnéticas, y en la ausencia de corrugaciones significativas.
3. Los resultados sintéticos indican que el error cometido por los estimadores en las bases Chebyshev y Legendre operando en la franja de estabilidad, es menor al 5 %.

Agradecimientos. Los autores agradecen a los árbitros por sus sugerencias y comentarios constructivos que han sido de gran utilidad para el mejoramiento y presentación de este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aster, R.C., B. Borchers, C.H. Thurber, (2005). Parameter Estimation and Inverse Problems. International Geophysics Series. Elsevier Academic Press, (90),376.
- Beiki, M., M. Bastani, L.B. Pedersen, (2010). Leveling HEM and aeromagnetic data using differential polynomial fitting. *Geophysics*, 75(1), L13-L23.
- Blakely, R.J., (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge, U.K., Cambridge University Press,441.
- Davydenko, A.Y. and A.V. Grayver, (2014). Principal component analysis for filtering and leveling of geophysical data. *Journal of Applied Geophysics*. 109, 266-280.
- Fan, Z., L. Huang, X. Zhang, G. Fang, (2016). An elaborately designed virtual frame to level aeromagnetic data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 13(8), 1153 – 1157.
- Foster, M.R., W.R. Jines, K. Van der Werg, (1970). Statistical estimation of systematic errors at intersections lines of aeromagnetic survey data. *Journal of Geophysical Research*, 75(8), 1507-1511.
- Fuller, B.D., (1967). Two-dimensional frequency analysis and design of grid operators. In: *Mining Geophysics*, Tulsa. Society of Exploration Geophysics, V2, 658-708.
- Ghidella, M.E., O.M. Zambrano, F. Ferraccioli, J.M. Lirio, A.F. Zakrajsek, T.A. Jordan J. Ferris, (2013). Analysis of James Ross Island volcanic complex and sedimentary basin based on aeromagnetic data. *Tectonophysics*, 585, 90-101.
- Green, A.A., (1983). A comparison of adjustment procedures for levelling aeromagnetic survey data. *Geophysics*, 48(6), 743-753.
- Huang, H., (2008). Airborne geophysical data leveling based on line-to-line correlations. *Geophysics*, 73(3), F83-F89.
- Huang, H., and D.C. Fraser, (1999). Airborne resistivity data levelling. *Geophysics*, 64, 378-385.
- Inoue, H., (1986). A least-squares smooth fitting for irregularly spaced data: finite-element approach using the B-spline basis. *Geophysics*, 51, 2051-2066.
- Luyendyk, A.P.J., (1997). Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal of Australian & Geophysics*, 17 (2),31-38.
- Mauring, E., L.P., Beard, O. Kihle, M.A. Smethurst, (2000). Levelling of aeromagnetic data: a comparison of established techniques and an introduction to median levelling. NGU report 2000.049, Geological Survey of Norway, 23.
- Mauring, E., and O. Kihle, (2000). Micro levelling of aeromagnetic data using a moving differential median filter. NGU report 2000.053, Geological Survey of Norway, 11.
- Mauring, E., L.P. Beard, O. Kihle, M.A. Smethurst, (2002). A comparison of aeromagnetic levelling techniques with an introduction to median levelling. *Geophysical Prospecting*. 50, 43-54.
- Mauring, E. and O. Kihle, (2006). Levelling aerogeophysical data using a moving differential median filter. *Geophysics*, 71(1), L5-L11.
- Nelson, P.H.H., (1966). The James Ross Island Volcanic Group of northeast Graham Land. *British Antarctic Survey Scientific Reports*. 54: 1-62.
- Nelson, J.B., (1994). Leveling total-field aeromagnetic data with measured horizontal gradients. *Geophysics*, 59(8), 1166-1170.
- Reeves, C.V., (1993). Limitations imposed by geomagnetic variations on high quality aeromagnetic surveys. *Exploration Geophysics*, 24, 115-116.
- Saul, S.J., and M.J. Pearson, (1998). Levelling of aeromagnetic data. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*. 34 (1 & 2), 9-15.
- Siemon, B., (2009). Levelling of helicopter-borne frequency-domain electromagnetic data. *Journal of Applied Geophysics*,67, 206-218.

- Urquhart, W.N., (1988). Decorrugation of enhanced magnetic field maps. Paper presented at the 58th. Annual Meeting of the Society of Exploration Geophysicists. Anaheim, Oct. 1988.
- White, J.C. and D. Beamish, (2015). Levelling aeromagnetic survey data without the need for tie-lines. *Geophysical Prospecting*. 63, 451-460.
- Yarger, H.L., R.R. Robertson, L.R. Wetland, (1978). Diurnal drift removal from aeromagnetic data using least squares. *Geophysics*, 46, 1148-1156.
- Zambrano, O.M., y A.M. Gulisano, (2017). Corrección de errores de nivelación de datos Aerogeofísicos. XXVIII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas (IAAGG 2017). Tercer Simposio sobre Inversión y Procesamiento de Señales en Exploración Sísmica (IPSES'17). La Plata, 17 al 21 de abril de 2017. Libro de Resúmenes Expandidos, 63-67; ISBN: 978-950-34-1471-2.
- Szegő, G., (1939). *Orthogonal Polynomials*. American Mathematical Society Colloquium Publications Volume XXIII. Fourth edition, 1975. Library of Congress Catalog Number 39-33497, USA.

Recibido: Octubre, 2017
Aceptado: Febrero, 2018

MODELADO DEL GEOIDE GRAVIMÉTRICO ESTÁTICO PARA LA PROVINCIA DE SANTA FE, ARGENTINA

DETERMINATION OF A STATIC GRAVIMETRIC GEOID FOR THE SANTA FE PROVINCE, ARGENTINA

Cecilia Cornero¹, Ayelen Pereira¹, Mauricio Varela Sánchez², Ana Cristina Oliveira Cancoro De Matos³, Denizar Blitzkow³, María Cristina Pacino¹

¹Área de Geodinámica y Geofísica - Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario- CONICET. Av. Pellegrini 250- 3º, 2000, Rosario, Argentina.

²Escuela de Ingeniería Topográfica, Universidad de Costa Rica. Costa Rica.

³ Departamento de Ingeniería de Transportes, Escuela Politécnica, Universidad de San Pablo, Brasil- CNGEO

Email: ccornero@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

La determinación del geoide se ha convertido en la actualidad en uno de los objetivos fundamentales de la Geodesia, para dar lugar a una solución del problema altimétrico. Ésta problemática puede ser considerada en el contexto del modelado del campo de gravedad terrestre, ya que todos los métodos de cálculo involucran de una u otra manera su conocimiento. El presente trabajo consiste en el cálculo de cuatro modelos de geoide gravimétrico estático para la provincia de Santa Fe (Argentina) y en su posterior validación con información terrestre de alturas elipsoidales (GNSS) y de Redes de Nivelación (RN). La metodología aplicada consistió en la técnica Remove-Restaurar, incorporando diversos Modelos de Geopotencial Global (MGG), junto con 39,771 observaciones gravimétricas terrestres. El cálculo de los modelos fue realizado con el paquete de programas canadiense SHGEO (Stokes-Helmert Geoid Software), desarrollado por el Departamento de Geodesia e Ingeniería Geomática de la Universidad de New Brunswick, Canadá. Los modelos de geopotencial global GO_CONS_GCF_2_DIR_R5 y EIGEN6C4, limitados hasta grado y orden 200 y 300, fueron utilizados como referencia para el cálculo. Se utilizó además, el modelo digital de terreno SAM3s_v2 y el modelo de gravedad oceánica DTU10. El análisis estadístico se realizó con 100 puntos de doble información altimétrica (GNSS sobre nivelación), resultando el modelo calculado con base GO_CONS_GCF_2_DIR_R5 hasta grado y orden 300 el de mayor consistencia. El mismo fue el que presentó el mínimo valor medio de las alturas geoidales geométricas ($N_{GNSS-RN}$) respecto a las obtenidas en el modelo calculado (N) (0.096m), y un RMS de dicha diferencia de 0.221 m.

Palabras clave: Modelo geoidal, Gravimetría, GNSS

ABSTRACT

At present, the determination of the geoid has become one of the fundamental Geodesy objectives, in order to provide a solution for the altimetric problem. This can be considered in the context of the terrestrial gravity field modeling, since all the calculation methods involve in one way or another its knowledge. This work consists in the calculation of four static gravimetric geoid models for the province of Santa Fe (Argentina) and its validation with terrestrial information from ellipsoidal heights (GNSS) and Leveling Networks (RN). The applied methodology in this investigation was the Remove-Restore technique, and various Global Geopotential Models (MGG) along with 39,771 terrestrial gravimetric observations were incorporated in the study. The calculation of the models was accomplished with the

Canadian SHGEO software package (Stokes-Helmert Geoid Software), developed by the Department of Geodesy and Geomatic Engineer of the University of New Brunswick, Canada. The global geopotential models GO_CONS_GCF_2_DIR_R5 and EIGEN6C4, limited to degree and order 200 and 300, were used as a reference for the calculation. Also, the SAM3s_v2 digital terrain model and the DTU10 oceanic gravity model were used. The statistical analysis was performed with 100 points with double altimetric information (GNSS on leveling), resulting the model based on the GO_CONS_GCF_2_DIR_R5 up to grade and order 300 the one with greater consistency. This model also presented the minimum geoidal height mean values ($N_{\text{GNSS-RN}}$) with respect to those obtained in the calculated model (N) (0.096m), and an RMS of the difference of 0.221 m.

Keywords: Geoid model, Gravimetry, GNSS

INTRODUCCIÓN

La Geodesia ha debido adaptar su metodología de cálculo tradicional para incluir dentro de su actividad científica campos que tradicionalmente eran abarcados por otras ciencias, y además producir resultados acordes con la demanda actual. Hoy, el avance de la tecnología satelital y las posibilidades informáticas, hacen posible la utilización práctica de teorías construidas hace más de un siglo para el estudio de la forma y dimensiones de la Tierra, de su campo de gravedad y sus variaciones temporales.

Las misiones satelitales gravimétricas son el comienzo de lo que se denomina como "década internacional del geopotencial" y la comunidad científica espera un gran avance en la determinación del campo de gravedad y la circulación oceánica (Cornero et al., 2016).

La complejidad del campo gravitatorio terrestre, de las masas internas de la Tierra, su interacción, movimientos y densidad, son factores que intervienen en la solución del modelado del geoide, los que a su vez varían con el tiempo, haciendo que su estudio deba ser continuo.

El geoide como superficie de referencia puede definirse de varias maneras de acuerdo a la técnica de cálculo, y diferentes metodologías se han desarrollado a lo largo de la historia para posibilitar la obtención de modelos.

La metodología en la que se basa este trabajo es la técnica denominada Remover- Restaurar, en la cual se remueven las longitudes de onda larga del potencial gravitatorio provenientes de un Modelo Geopotencial Global (MGG), y las longitudes de onda corta derivadas de los efectos topográficos (reducción de terreno); se aplica la integral de Stokes al potencial residual y se restituyen luego las longitudes de onda larga y corta sobre la ondulación del geoide calculada.

El objetivo de esta propuesta es calcular un modelo del geoide estático para la provincia de Santa Fe, incorporando las nuevas tecnologías desarrolladas, las últimas bases de datos y mediciones *in situ*, así como también aspectos cuantitativos que no fueron tomados en cuenta en modelos previamente computados.

En Argentina, históricamente se ha trabajado en la determinación de modelos de geoide. El primer modelo gravimétrico de geoide con una resolución de 20'x 20' se desarrolló en el año 1998 de manera conjunta entre el Instituto de Física de Rosario, la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de La Plata y la Escola Politécnica da Universidade de São Paulo (Font et al., 1998). Este modelo fue calculado utilizando la técnica Remover-Restaurar y una integral de Stokes modificada, con un conjunto de más de 15,000 estaciones de gravedad medidas por el Instituto Geográfico Nacional (ex IGM) y universidades nacionales. Además, se utilizó el MGG EGM96 (Earth Global Model 1996) (Lemoine et al., 1998) hasta grado y orden 50 para eliminar la componente de longitud de onda larga de las anomalías de gravedad media (Font et al., 1998). El modelo digital de terreno (DTM), ETOPO5 se utilizó para determinar las correcciones del terreno (Pacino et al., 1998).

En 2005 se determinó el modelo de geoide argentino ARG05 (Tocho et al., 2007), calculado mediante la técnica Remover-Restaurar y la integral de Stokes (Tocho et al., 2007). Se basó en los modelos geopotenciales EGM96 (Lemoine et al., 1998), EIGEN_CG01C (Reigber et al., 2006), KMS2002 (Andersen et al., 2005) y GTOPO30 (USGS, 1999).

En 2007, Corchete y Pacino desarrollaron el modelo de geoide para la Argentina denominado GAR. La técnica de Transformada Rápida de Fourier (FFT por sus siglas en inglés) se utilizó para calcular la integral de Stokes. El geoide se basó en el MGG EIGEN-GL04C (Förste et al., 2008), el DTM ETOPO2, desarrollado por la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), y los datos sobre gravedad

terrestre y marina proporcionados por el National Geophysical Data Center (NGDC), el Bureau Gravimétrique International (BGI) y el Banco de Datos de Gravedad de Argentina.

Por último, en 2016 fue publicado el modelo de geode GEOIDE-Ar 16 (Piñón et al., 2017; Piñón, 2016) declarado de uso oficial para Argentina por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). El mismo fue calculado con la técnica Remover-Restaurar, utilizando una modificación para resolver la integral de Stokes a partir del proceso multi-banda esférica FFT (Forsberg y Sideris, 1993).

Las últimas campañas gravimétricas realizadas por la Universidad Nacional de Rosario entre el 2009 y 2016 en la provincia de Santa Fe y provincias colindantes, justifica el cálculo del modelo de geode gravimétrico en el territorio santafesino, ya que el resultado sin dudas tendrá mayor precisión que los obtenidos hasta la actualidad.

DATOS UTILIZADOS

Datos de gravedad

En cuanto a la información gravimétrica disponible para Argentina continental, se trata de una base de datos que se conforma principalmente con unos 150,000 puntos que incluyen aquellos pertenecientes a las redes IGN de distintos órdenes y datos aportados por institutos científicos, universidades y empresas privadas (Villella y Pacino, 2010), variada en calidad y distribución geográfica. De toda esta información se utilizó solamente la perteneciente a la provincia de Santa Fe y provincias colindantes, incluyendo parte del territorio de la República Oriental del Uruguay (39,771 puntos gravimétricos; Fig. 1).

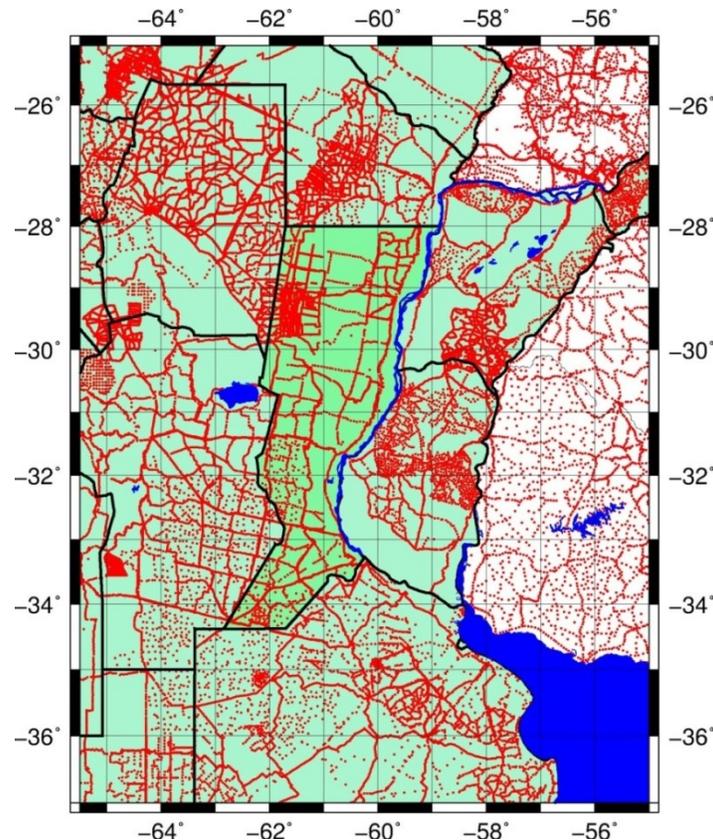


Figura 1. Distribución geográfica de las estaciones gravimétricas en el área de estudio.
Figure 1. Geographic distribution of gravimetric stations in the study area.

Modelo digital de terreno

Para el cálculo de las anomalías completas de Bouguer, las anomalías de Helmert y el efecto topográfico indirecto primario se utilizó el modelo digital de terreno SAM3s_v2, que cuenta con una resolución de 3" de arco (Matos y Blitzkow, 2008). Este modelo es un derivado del SRTM3 disponible a nivel global (Hensley et al., 2001).

El DTM SRTM3 contiene vacíos debido a fallas que se producen en la obtención de datos (Matos, 2005). En el modelo SAM3s_v2, dichos vacíos fueron completados con alturas obtenidas de cartas digitalizadas e información del modelo DTM2002 (Saleh y Pavlis, 2002; Matos, 2005). Además, en el modelo SRTM3 fueron reconstituidas las alturas ortométricas, sustituyendo el modelo EGM96 utilizado originalmente, por el modelo geopotencial EIGEN-GL04C (Förste et al., 2008).

El DTM SAM3s_v2 utilizado abarca un área comprendida entre 25°N a 60°S en latitud y 100°O a 25°O en longitud, abarcando un total de 1,983 cuadrículas de 1°x1° (Matos y Blitzkow, 2008).

Anomalía de aire libre en regiones oceánicas

Aunque la provincia de Santa Fe no limita con océanos, para llevar a cabo el cálculo del modelo geoidal fue necesario extender la zona de estudio incluyendo la parte marítima, para lo cual se utilizó el modelo de gravedad oceánica DTU10 (Denmark Technical University) (Andersen, 2010), a los fines de completar la zona de los océanos con la anomalía de aire libre media.

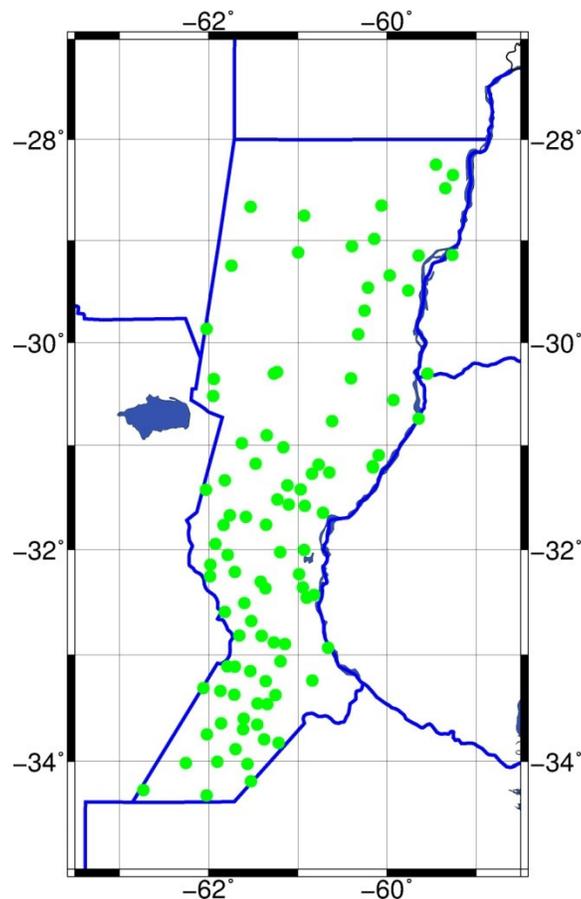


Figura 2. Distribución geográfica de las estaciones GNSS/RN en Santa Fe.
Figure 2. Geographical distribution of GNSS/RN stations in Santa Fe.

Datos de nivelación geométrica y GNSS

En esta evaluación se utilizaron dos tipos de información terrestre: alturas provenientes de nivelaciones clásicas, y coordenadas elipsoidales determinadas con GNSS. La precisión de los datos de ondulación geoidal (N) disponible para Argentina es heterogénea. En efecto, los valores de N calculados con el método geométrico provienen de diversas fuentes, tales como universidades, gobiernos provinciales, e IGN, entre otros. En la Figura 2 se muestra la distribución geográfica de los 100 puntos utilizados.

Respecto a la exactitud de dichos valores, suponiendo que la altura elipsoidal h fue medida con un error del orden de los 5 cm y la altura ortométrica H con un error del orden de los 20 cm, entonces el error cometido en la determinación de N estará dado por la combinación de ambos siguiendo la expresión (ec. 1):

$$\text{Error (N)} = \sqrt{5^2 + 20^2} \sim 21 \text{ cm} \quad (1)$$

Modelos geopotenciales globales

Para realizar la selección de los MGG a utilizar como referencia para el cálculo del geoide gravimétrico, se procedió a determinar la raíz media cuadrática de la diferencia entre los datos de ondulación de la provincia de Santa Fe -en función del grado y orden- para los siete modelos de geopotencial seleccionados (Fig. 3).

Como puede observarse en dicha gráfica, el modelo que presenta la menor diferencia es el EIGEN-6C4 hasta grado y orden 200, en tanto que, hasta grado y orden 300, el modelo más consistente es el GO_CONS_GCF_2_DIR_R5. Estos dos modelos fueron luego utilizados en este trabajo.

El EIGEN-6C4 es un modelo global estático del campo de gravedad combinado hasta grado y orden 2,190, elaborado conjuntamente por el German Research Centre for Geosciences Potsdam (GFZ) y el Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale (GRGS). La solución resultante al grado y orden 370 se ha extendido al grado y orden 2,190 mediante una solución diagonal de bloque usando la cuadrícula de datos de anomalía de gravedad global DTU10 (Förste et al., 2014). La combinación de los diferentes conjuntos de datos de satélites y de superficie se realizó mediante una combinación de ecuaciones normales (hasta grado máximo 370), que se generan a partir de ecuaciones de observación para los coeficientes armónicos esféricos.

El GO_CONS_GCF_2_DIR_R5 de grado y orden 300, es un modelo satelital basado en una combinación de las misiones satelitales GOCE-SGG, GRACE y LAGEOS. El mismo fue obtenido mediante la solución Direct Approach (DIR) desarrollada por el European GOCE Gravity consortium (EGGc), y elaborado por el centro alemán GFZ y el centro francés GRGS/CNES (Bruinsma et al., 2013). En este tipo de solución, los coeficientes de Stokes se calculan resolviendo sistemas de ecuaciones normales (Bruinsma et al., 2015).

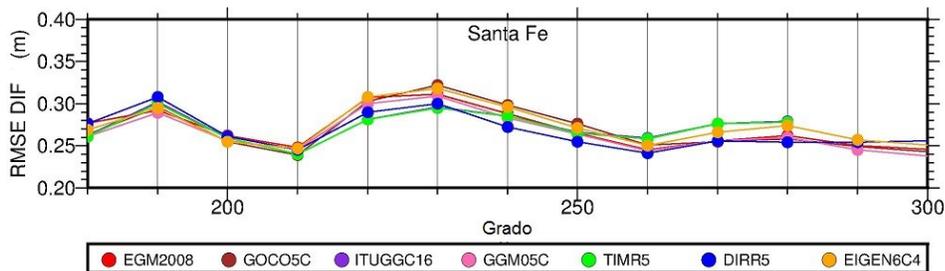


Figura 3. Error medio cuadrático de la diferencia de la anomalía de altura de los MGG, y alturas geoidales ($N_{GNSS-RN}$), en metros.

Figure 3. Root Mean Square Error (RMSE) of the difference of the MGG's height anomalies, and geoid heights ($N_{GNSS-RN}$), in meters.

Por otro lado, el error de comisión de los MGGs refleja las incertezas de los propios coeficientes armónicos esféricos debido a errores de observación que se propagan en la ondulación geoidal. Los modelos comparados (DIR_R5 y EIGEN-6C4) presentan un error de comisión milimétrico hasta el grado 200, y en el grado 220 alcanza el centímetro.

En la Figura 4 puede observarse la amplitud de los modelos por grado -línea continua roja (DIR_R5) y negra (EIGEN6C4)-. La línea verde continua presenta la diferencia de amplitud acumulada entre los dos modelos; en tanto que la línea azul continua presenta la diferencia de amplitud entre los dos modelos por grado; y finalmente las líneas de puntos roja (DIR_R5) y negra (EIGEN6C4) muestran los errores de comisión por grado.

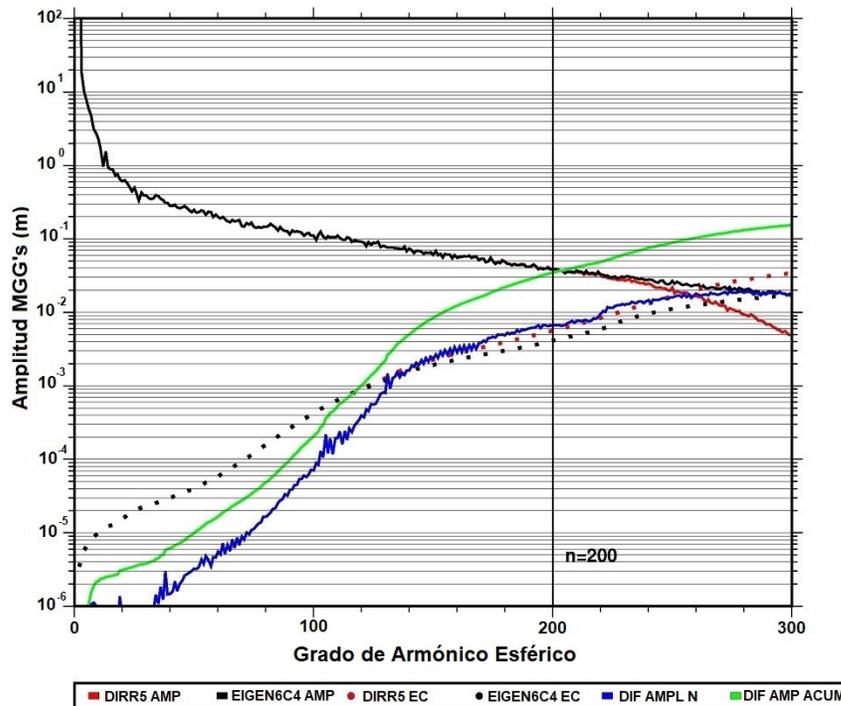


Figura 4. Error de comisión entre EIGEN6C4 y DIR_R5.
Figure 4. Commission error between EIGEN6C4 and DIR_R5.

Por último, el GEOIDE-Ar 16 fue calculado con la técnica Remover-Restaurar, utilizando la modificación determinística de Kernel propuesta por Wong y Gore (1969), para resolver la integral de Stokes a partir del proceso multi-banda esférica FFT (Forsberg y Sideris, 1993). Este modelo incorporó el MGG GOCO05s junto con aproximadamente 650,000 mediciones gravimétricas terrestres y marinas provenientes del IGN y cedidas por diversos organismos, agencias, empresas y universidades. Además, se utilizó para el cálculo una combinación de los modelos digitales de elevación SRTM v4.1 y SRTM30 Plus v10, y el modelo gravimétrico DTU13 fue aplicado para cubrir las regiones que carecían de observaciones de gravedad (Piñón et al., 2016).

El modelo de geoide se ajustó al datum vertical argentino a través de la determinación de una superficie de tendencia correctiva, por medio de un modelo de cuatro parámetros (Piñón, 2016), donde los residuales fueron modelados mediante el método de colocación por mínimos cuadrados, utilizando el modelo de segundo orden Gauss-Markov (Piñón et al., 2016).

METODOLOGÍA

La determinación del modelo de geoide gravimétrico estático, se puede resumir en cinco etapas (Blitzkow et al., 2008):

1. Cálculo de las anomalías puntuales de aire libre por medio de datos de gravimetría terrestre (coordenadas, altura ortométrica, aceleración de la gravedad).
2. Cálculo de las anomalías completas de Bouguer, para obtener posteriormente las anomalías medias de aire libre en una cuadrícula de 5'. Para este cálculo son necesarias las anomalías puntuales de aire libre y el modelo digital de terreno.
3. Cálculo de la anomalía de gravedad de Helmert en la superficie terrestre, obtenidas adicionando a la anomalía media de aire libre, el efecto topográfico directo, el efecto atmosférico directo y el efecto topográfico indirecto secundario.
4. Integración de Stokes, utilizando la técnica "Remover-Restaurar".
5. Adicionar el efecto topográfico indirecto primario a las alturas geoidales referidas a un "geoide ficticio" denominado cogeode (Gemael, 1999; Matos, 2005), para obtener las alturas geoidales referidas a un nuevo geoide.

En la formulación original de Stokes, la determinación del geoide requiere del conocimiento de las anomalías de gravedad sobre toda la Tierra. En la práctica, el área de integración es limitada por vecindad, normalmente circular, del punto a ser calculado. La ecuación de Stokes utilizada para la obtención de alturas geoidales (Ellmann y Vaníček, 2007) fue:

$$N(\Omega) = \frac{R}{4\pi\gamma_0(\varphi)} \int \int_{\Omega_{\varphi_0}} S^M(\psi_0, \psi(\Omega, \Omega')) \Delta g(r_g, \Omega) d\Omega' + \frac{R}{2\gamma_0(\varphi)} \sum_{n=2}^M \frac{2}{n-1} \Delta g_n^h(r_g, \Omega) + \frac{\delta V^t(r_g, \Omega)}{\gamma_0(\varphi)} + \frac{\delta V^a(r_g, \Omega)}{\gamma_0(\varphi)} \quad (2)$$

Dónde:

$$\Delta g(r_g, \Omega) = \left(\Delta g^h(r_t, \Omega) - \sum_{n=2}^M \Delta g_n^h(r_g, \Omega) \right) \quad (3)$$

La posición geocéntrica (r, Ω) de cualquier punto es representada por el radio geocéntrico r y por el par de coordenadas geocéntricas $\Omega = (\phi, \lambda)$; R es el radio terrestre medio.

En este trabajo se utilizó un núcleo de Stokes modificado $S^M(\psi_0, \psi(\Omega, \Omega'))$ propuesto por Featherstone (2003), definido como una combinación de las modificaciones al núcleo de Stokes propuestas por Vaníček y Kleusberg (1987), conjuntamente con la de Meissl (1971). Este núcleo ha presentado los mejores resultados para el cálculo de modelos de geoide y ha sido comparado con la aplicación de la técnica Remover-Restaurar con un kernel no modificado (Lobianco, 2005).

La modificación de Meissl (1971) propone una resta simple del valor de la función de Stokes con relación a la distancia de truncamiento, haciendo que en la serie de Fourier el error del truncamiento converja a cero más rápidamente (Featherstone y Sideris, 1998). La modificación de Vaníček y Kleusberg (1987) minimiza el error de truncamiento, usando una componente de baja frecuencia de ondulación geoidal obtenida de un MGG y un esferoide de grado M , como una nueva superficie de referencia (Vaníček y Sjöberg, 1991).

En el lado derecho de la Ecuación 2, el primer término es el cogeode residual de Helmert. Como un campo de referencia, con un grado y orden bajos, y removido antes de la integración de Stokes (Ecuación 3), la contribución de larga longitud de onda necesita ser adicionada a la componente residual de la ondulación geoidal (segundo término de la Ecuación 2). El cogeode de Helmert resulta luego de la suma de los dos primeros términos.

En la Ecuación 2, el tercer término es el efecto topográfico indirecto primario (Martinec, 1993), y el último término el efecto atmosférico indirecto primario (Novák, 2000).

El término $\Delta g^h(r_t, \Omega)$ en la Ecuación 3, es la anomalía de gravedad de Helmert referida a la superficie de la Tierra, que puede ser obtenida por (Vaníček et al., 1999):

$$\Delta g^h(r_i, \Omega) = \Delta g(r_i, \Omega) + \delta A^t(r_i, \Omega) + \frac{2}{r_i(\Omega)} \delta V^t(r_i, \Omega) + \delta A^a(r_i, \Omega) \quad (4)$$

Donde $\Delta g(r_i, \Omega)$ es la anomalía de aire libre, $\delta A^t(r_i, \Omega)$ el efecto topográfico directo, $\frac{2}{r_i(\Omega)} \delta V^t(r_i, \Omega)$

el efecto topográfico indirecto secundario, y $\delta A^a(r_i, \Omega)$ el efecto atmosférico directo.

En la Figura 5 se muestra el mapa de anomalías de aire libre promedio de 5' de resolución utilizadas para el cálculo del geoide. Las áreas en color gris son las regiones sin información gravimétrica. En tales regiones, el modelo geoidal final sólo tiene información del MGG hasta el grado y orden del MGG adoptado.

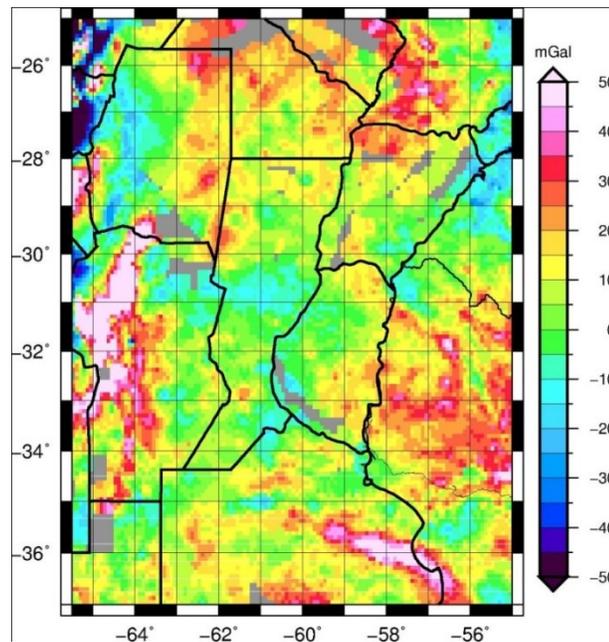


Figura 5. Anomalía de aire libre promedio de 5' de resolución.

Figure 5. Free air anomaly average of 5' resolution.

RESULTADOS

La ondulación geoidal en los cuatro modelos varió en un rango de 15 a 25 m para toda la provincia de Santa Fe, como puede observarse en las Figuras 6 (a y b) y 7 (a y b). En dichas figuras se muestran, además, las diferencias de ondulación geoidal entre los modelos en base a DIR-R5 (n,m=300) y DIR-R5 (n,m=200), y los modelos determinados en base a EIGEN6C4 (n,m=300)- EIGEN6C4 (n,m=200). Tales diferencias son inferiores al metro.

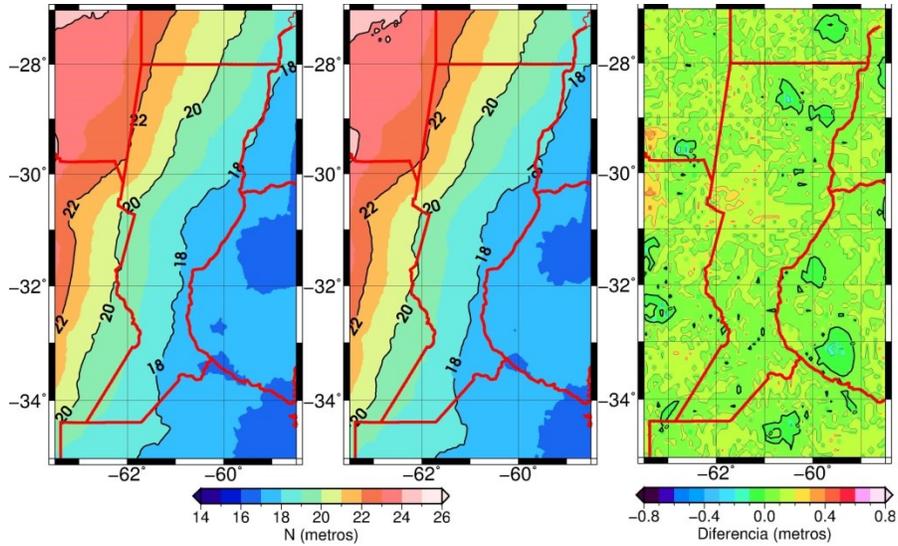


Figura 6. Modelo geoidal para Santa Fe a partir del modelo DIR-R5 (de izquierda a derecha): a) $n,m = 200$, b) $n,m = 300$ y c) diferencia DIR-R5 (300)-DIR-R5(200).
Figure 6. Geoidal model for Santa Fe from DIR-R5 model (from left to right): a) $n,m = 200$, b) $n,m = 300$ and c) DIR-R5 (300) -DIR-R5 (200) difference.

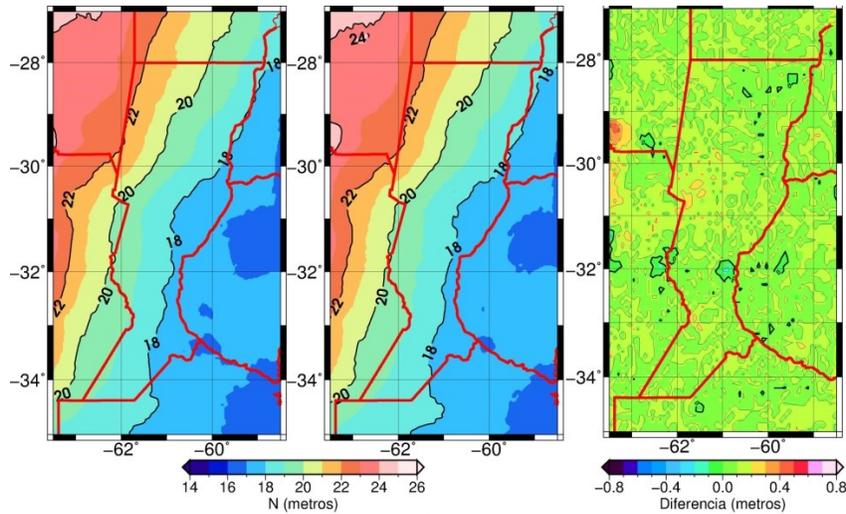


Figura 7. Modelo geoidal para Santa Fe a partir del modelo EIGEN6C4 (de izquierda a derecha): a) $n,m = 200$, b) $n,m = 300$ y c) diferencia EIGEN6C4 (300)- EIGEN6C4(200).
Figure 7. Geoidal model for Santa Fe from EIGEN6C4 model (from left to right); a) $n,m = 200$, b) $n,m = 300$ and c) EIGEN6C4 (300) - EIGEN6C4 (200) difference.

Validación de los modelos obtenidos

Los cuatro modelos geoidales obtenidos en base a DIR_R5 y EIGEN6C4 (grado y orden 200 y 300 respectivamente) fueron comparados con 100 puntos GNSS/RN.

En las Figuras 8 y 9 se presentan las diferencias de la ondulación geoidal entre cada modelo y los puntos GNSS/RN para DIR_R5 (200, 300) y EIGEN6C4 (200, 300) respectivamente.

En la Figura 10 se muestran los histogramas de las diferencias absolutas en intervalos de 0.1 m para los modelos calculados.

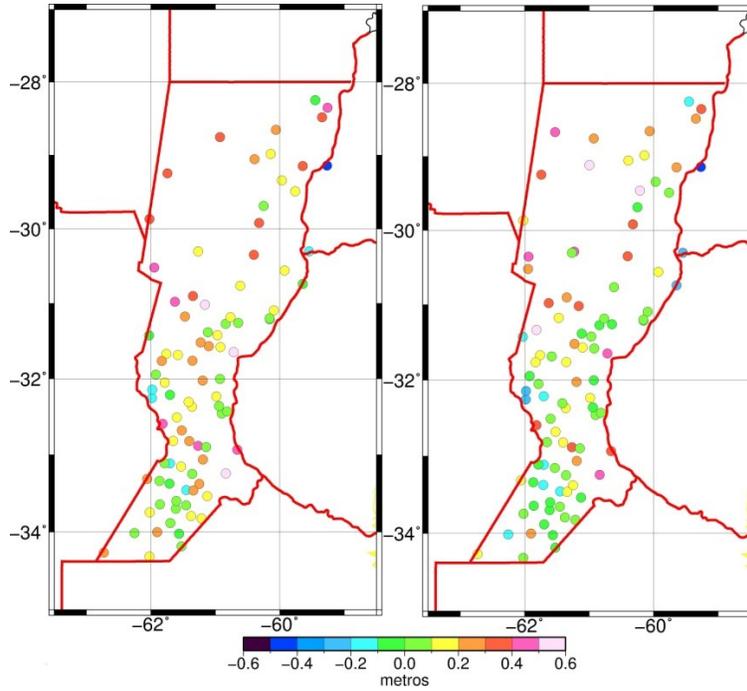


Figura 8. Diferencia Δn - GNSS/RN, DIR_R5 n,m = 200 (izq.) y DIR_R5 n,m = 300 (der.).
Figure 8. Difference Δn - GNSS/RN, DIR_R5 n,m = 200 (left) and DIR_R5 n,m = 300 (right).

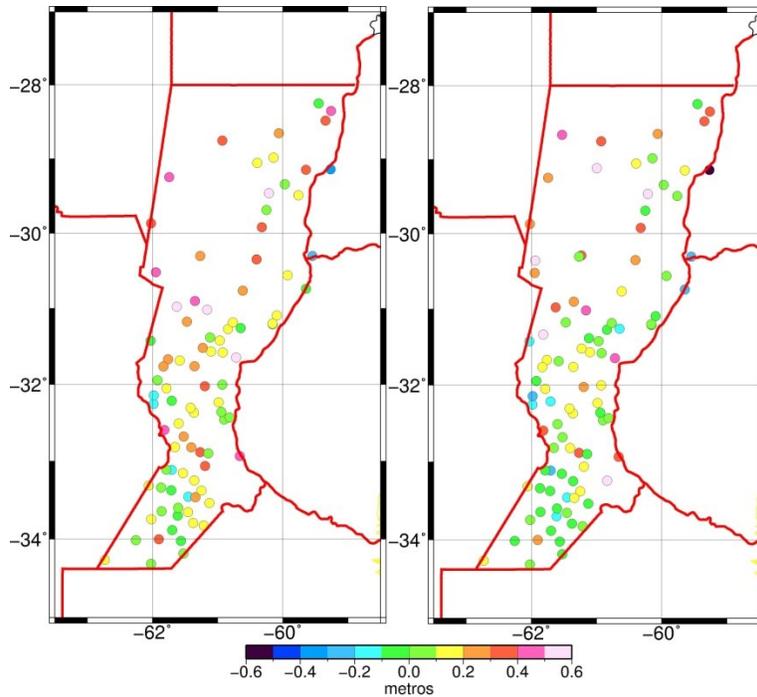


Figura 9. Diferencia Δn - GNSS/RN, EIGEN6C4 n,m = 200 (izq.) y EIGEN6C4 n,m = 300 (der.).
Figure 9. Difference Δn - GNSS/RN, EIGEN6C4 n,m = 200 (left) and EIGEN6C4 n,m = 300 (right).

Las diferencias máximas y mínimas entre cada modelo y los puntos GNSS/RN varían entre ~0.6 y ~ -0.6 m, respectivamente (Tabla 1). El modelo que presenta mejores resultados estadísticos es el aquel basado en el DIR-R5 (n,m = 300).

En la Tabla 1 también se compara el modelo GEOID AR16 con los puntos GNSS/RN.

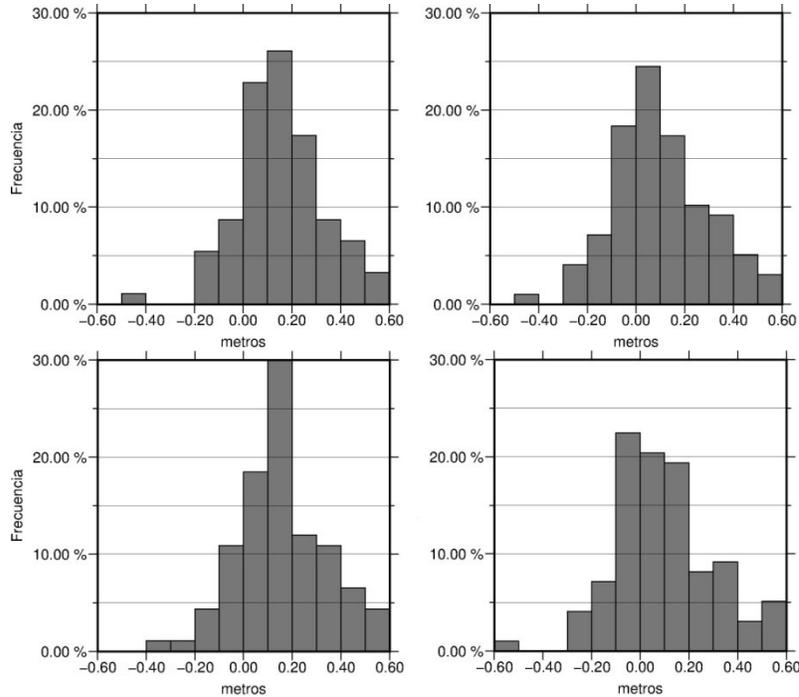


Figura 10. Histogramas de las diferencias absolutas en intervalos de 0.1m para los modelos DIR_R5 n,m = 200, 300 (arriba), EIGEN6C4 n,m = 200, 300 (abajo).

Figure 10. Histograms of the absolute differences in 0.1m intervals for DIR_R5 n,m = 200, 300 (above), EIGEN6C4 n,m = 200, 300 (below).

	Media (m)	RMS (m)	Diferencia Máxima (m)	Diferencia Mínima (m)
DIR_R5 (n=m=200)	0.161	0.243	0.597	-0.400
DIR_R5 (n=m=300)	0.096	0.221	0.574	-0.530
EIGEN_6C4 (n=m=200)	0.156	0.235	0.579	-0.419
EIGEN_6C4 (n=m=300)	0.102	0.221	0.568	-0.467
GEOIDAr16	-0.131	0.237	0.571	-0.569

Tabla 1. Análisis estadístico de las diferencias absolutas utilizando GNSS/RN para Santa Fe.

Table 1. Statistical analysis of the absolute differences using GNSS/RN for Santa Fe.

CONCLUSIONES

Es importante recalcar que tanto las alturas derivadas de GNSS como las obtenidas con el método clásico de nivelación contienen errores intrínsecos, siendo más críticos en el segundo caso, por lo que los

valores de ondulación geoidal obtenidos a partir de las diferencias entre ambos tipos de alturas no representan necesariamente magnitudes que deban considerarse superiores en términos de calidad. Sin embargo, es importante la comparación entre estas diferencias $N_{(GNSS-RN)}$ y las resultantes de los modelos calculados para analizar la coherencia de los resultados obtenidos.

De acuerdo al análisis estadístico, el modelo basado en DIR_R5 ($n=m=300$), presentó el mínimo valor medio (0.096m), en la comparación entre ondulaciones geoidales $N_{(GNSS-RN)}$ y las obtenidas de los modelos calculados. Además, éste mostró un RMS de la diferencia de 0.221 m, siendo también el valor más bajo.

La distribución de puntos GNSS/RN no es homogénea en toda la provincia; en el norte existen vacíos, y la mayoría de los puntos ubicados en dicha zona presentan grandes diferencias (ΔN).

La ondulación geoidal en los cuatro modelos varía en un rango de 15 a 25 m en toda la provincia de Santa Fe.

Por último, para hacer más preciso el modelo geoidal de la provincia de Santa Fe sería necesario realizar campañas gravimétricas con puntos distribuidos regularmente (i.e. cada 5') en las áreas entre las principales carreteras donde ya se han efectuado las mediciones, como así también efectuar mediciones distanciadas no más de 100 km en las provincias que bordean la frontera de Santa Fe.

REFERENCIAS

- Andersen, O.B. (2010). The DTU10 Gravity field and Mean sea surface. In Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2), Fairbanks, Alaska.
- Andersen, O. B., P. Knudsen, R. Trimmer, (2005). Improved High Resolution Altimetric Gravity Field Mapping (KMS2002 Global Marine Gravity Field). A Window on the Future of Geodesy, Springer Berlin Heidelberg, 128: 326-31.
- Blitzkow, D., A.C.O.C. Matos, I.O. Campos, A. Ellmann, P. Vanicek, M. C. Dos Santos, (2008). An attempt for an Amazon geoid model using Helmert gravity anomaly. In: Observing our Changing Earth. 1st ed. Springer-Verlag, 133: 187-194.
- Bruinsma, S., C. Förste, O. Abrikosov, J.C. Marty, M.H. Rio, S. Mulet, S. Bonvalot, (2013). The new ESA satellite-only gravity field model via the direct approach. Geophysical Research Letters, 41: 3607-3612. doi.org/10.1002/grl.50716.
- Bruinsma, S., C. Förste, O. Abrikosov, J.M. Lemoine, J.C. Marty, S. Mulet, M.H. Rio, S. Bonvalot, (2014). ESA's satellite-only gravity field model via the direct approach based on all GOCE data. Geophysical Research Letters, 41: 7508–7514. doi:10.1002/2014GL062045.
- Corchete, V., M. C. Pacino, (2007). The first high-resolution gravimetric geoid for Argentina: GAR. Physics of the Earth and Planetary Interiors, (3-4)161: 177-83.
- Cornero, C., A. Pereira, M.C. Pacino, L.R. Balparda, (2016). Comparación de modelos geopotenciales recientes en Argentina. Revista Geoacta de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, 41(1): 87-97.
- Ellmann, A., P. Vaníček, (2007). UNB application of Stokes-Helmert's approach to geoid computation. Journal of Geodynamics, 43: 200-213.
- Featherstone, W.E. (2003). Software for computing five existing types of deterministically modified integration kernel for gravimetric geoid determination. Computer & Geosciences, 29: 183-193.
- Featherstone, W.E., M.G. Sideris, (1998). Modified kernels in spectral geoid determination: first results from Western Australia. In: Geodesy on the move, International Association of Geodesy Symposia, Springer Berlin Heidelberg, 119, 188-193.
- Font G., M.C. Pacino, D. Blitzkow, C. Tocho, (1998). A Preliminary Geoid Model for Argentina. In: Geodesy on the Move, International Association of Geodesy Symposia. Springer Berlin Heidelberg, 119, 255-261.
- Forsberg, R., M.G. Sideris, (1993). Geoid computations by the multi-band spherical FFT approach. Manuscripta geodaetica, 18: 82-9.
- Förste, C., S. Bruinsma, O. Abrikosov, J.M. Lemoine, J.C. Marty, F. Flechtner, G. Balmino, F. Barthelmes, R. Biancale, (2014). EIGEN-6C4: The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. GFZ Data Services. http://doi.org/10.5880/icgem.2015.1

- Förste, C., R. Schmidt, R. Stubenvoll, F. Flechtner, U. Meyer, R. König, H. Neumayer, R. Biancale, J.M. Lemoine, S. Bruinsma, S. Loyer, F. Barthelmes, S. Esselborn, (2008). The GeoForschungsZentrum Potsdam/Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale satellite- only and combined gravity field models: EIGEN- GL04S1 and EIGEN- GL04C. *Journal of Geodesy*, 82 (6): 331-346, doi 10.1007/s00190- 007- 0183- 8.
- Gemael, C. (1999). *Introdução a Geodésia Física*. Curitiba: 2ª ed. Editora UFPR, 302.
- Hensley, S., R. Munjy, P. Rosen, (2001). Interferometric synthetic aperture radar. *Digital elevation model technologies applications: the DEM user manual*. Maune, D. F. (Ed.), ASPRS (The Imaging & Geospatial Information Society), cap. 6, 142–206.
- Lemoine, F.G., S.C. Kenyon, J.K. Factor, R.G. Trimmer, N.K. Pavlis, D.S. Chinn, C.M. Cox, S.M. Klosko, S.B. Luthcke, M.H. Torrence, (1998). The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential model EGM96, NASA/TP-1998-206861, NASA, Greenbelt, USA.
- Lobianco, M.C.B. (2005). *Determinação das alturas do geóide no Brasil*. Tesis de doctorado, Escola Politécnica, Universidad de Sao Paulo, Brasil, 160.
- Martinec, Z. (1993). Effect of lateral density variations of topographical masses in view of improving geoid model accuracy over Canada. Final Report of the contract DSS N° 23244-2-4356. Geodetic Survey of Canada, Ottawa.
- Matos, A.C.O.C., D. Blitzkow, (2008). *Modelagem Digital de Terrenos (MDT) de 3" para a América do Sul*. Disponible en: <http://www.ptr.poli.usp.br/ltg/proj/proj26.htm>. Accedido en 2016.
- Matos, A.C.O.C. (2005). *Implementação de modelos digitais de terreno para aplicações na área de Geodésia e Geofísica na América do Sul*. Tesis de doctorado, Escola Politécnica, Universidad de São Paulo, Brasil, 355.
- Meissl, P. (1971). *Preparations for the Numerical Evaluation of Second-Order Molodensky-Type Formulas*. Ohio State University Report, 163, Columbus, USA.
- Novák, P. (2000). Evaluation of gravity data for the Stokes–Helmert solution to the geodetic boundary-value problem. Technical Report N° 207, Department of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick, Fredericton.
- Pacino M.C., G. Font, D. Blitzkow, (1998). Data processing for a Geoid Model in Argentina. In: *Geodesy on the Move, International Association of Geodesy Symposia*. Springer Berlin Heidelberg, 119, 288-293.
- Piñón D.A., K. Zhang, S. Wu, S.R. Cimbaro, (2017). A New Argentinean Gravimetric Geoid Model: GEOIDEAR. In: *International Association of Geodesy Symposia on Earth and Environmental Sciences for Future Generations*. Springer Berlin, Heidelberg, 147, 53-62.
- Piñón, D. (2016). *Development of a Precise Gravimetric Geoid Model for Argentina*. MSc. Thesis- School of Mathematical and Geospatial Sciences, College of Science Engineering and Health, RMIT University, Melbourne. P 129-135. <https://researchbank.rmit.edu.au/eserv/rmit:161742/Pinon.pdf>
- Piñón, D., K. Zhang, S. Cimbaro, (2016). Modelo de Geóide Gravimétrico GEOIDEAR16, Encuentro Nacional de Investigadores de Agrimensura, 2-3 de Junio de 2016, <http://ign.gob.ar/content/modelo-de-geoide-gravim%C3%A9trico-geoidear16?page=0%2C0%2C22>
- Reigber, C., P. Schwintzer, R. Stubenvoll, R. Schmidt, F. Flechtner, U. Meyer, R. König, H. Neumayer, C. Förste, F. Barthelmes, (2006). A high-resolution global gravity field model combining CHAMP and GRACE satellite mission and surface data: EIGEN-CG01C, Scientific Technical Report, Geoforschungszentrum (GFZ), Potsdam, Germany. ISSN 1610-0956.
- Saleh, J., N.K. Pavlis, (2002). The development and evaluation of the global digital terrain model DTM2002. In: *Proceedings of the 3rd Meeting of the International Gravity and Geoid Commission*, Thessaloniki, Greece, 207-212.
- Tocho, C., G. Font, M.G. Sideris, (2007). A new high-precision gravimetric geoid model for Argentina, In: *Dynamic Planet, International Association of Geodesy Symposia*, Springer Berlin Heidelberg, 130, 416-423.
- United States Geological Survey (1999). *GTOPO30 Documentation*. Disponible en: <https://webgis.wr.usgs.gov/globalgis/gtopo30/gtopo30.htm>, accedido en 2017.
- Vaniček, P., J. Huang, P. Novák, S.D. Pagiatakis, M. Véronneau, Z. Martinec, W.E. Featherstone, (1999). Determination of the boundary values for the Stokes–Helmert problem, *Journal of Geodesy*, 73: 160–192.

- Vaníček, P., A. Kleusberg, (1987). The Canadian geoid-Stokesian approach. *Manuscripta Geodaetica*, 12(2): 86-98.
- Vaníček, P., L.E. Sjöberg, (1991). Reformulation of Stokes's theory for higher than second-degree reference field and modification of integration kernels. *Journal of Geophysical Research*, 96(B4): 6339–6529.
- Villella, J.C., M.C. Pacino, (2010). Interpolación gravimétrica para el cálculo de los números geopotenciales de la red altimétrica de Argentina en zonas de alta montaña. *Geoacta*, 35: 13-26.
- Wong, L., R. Gore (1969). Accuracy of geoid heights from modified Stokes kernels. *Geophysical Journal International*, 18(1): 81-91.

Recibido: Diciembre, 2017

Aceptado: Marzo, 2018